

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია  
აღ.ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი

# შრომათა კრებული

Академия наук Грузии  
Геологический институт им.А.И.Джанелидзе

## СБОРНИК ТРУДОВ

Georgian Akademy of Sciences  
A.Janelidze Geological Institute

## PROCEEDINGS

2002





საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია  
ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი  
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 117

Академия наук Грузии  
Геологический институт им. А.И.Джанелидзе  
Труды, новая серия, вып. 117

Georgian Academy of Sciences  
A.Janelidze Geological Institute  
Proceeding, New Series, Vol. 117

შრომათა კრებული,  
მიძღვნილი გ. ძოცენიძის 90 წლისთავისადმი

Сборник трудов,  
посвященный 90- летию со дня рождения Г.С.Дзоценидзе

Proceedings  
dedicated to 90-th birthday anniversary G.Dzotsenidze's

Тбилиси

თბილისი  
2002

Tbilisi



რედაქტორი	Редактор	Editor
მ. თოფჩიშვილი	<b>М.В. Топчишвили</b>	<b>M. Topchishvili</b>
სარედაქციო კოლეგია:	Редакционная коллегия:	Editorial Board:
ე. გამყრელიძე	<b>И.П. Гамкrelidze</b>	<b>E. Gamkrelidze</b>
გ. ნადარეიშვილი	<b>Г.Ш. Надареишвили</b>	<b>G. Nadareishvili</b>
ვ. გუგუშვილი	<b>В.И. Гугушвили</b>	<b>V. Gugushvili</b>
ს. კეკელია	<b>С.А. Кекелия</b>	<b>S. Kekelia</b>
ზ. ოთხმეზური	<b>З.В. Отхмезури</b>	<b>Z. Otkhmezuri</b>
გ. ჩიხრადე	<b>Г.А. Чихрადе</b>	<b>G. Chikhradze</b>
დ. შენგელია	<b>Д.М. Шенгелиа</b>	<b>D. Shengelia</b>
გ. ნასიძე	<b>Г.И. Насидзе</b>	<b>G. Nasidze</b>
მ. ტოგონიძე	<b>М.Г. Тогонидзе</b>	<b>M. Togonidze</b>
გ. ვაშაკიძე	<b>Г.Т. Вашакидзе</b>	<b>G. Vashakidze</b>

რეცენზენტები:

გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი გ. ოდიკაძე  
 გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი გ. მაღალაშვილი

Рецензенты:

Доктор геол.-мин. наук **Г.Л. Одикадзе**  
 Доктор геол.-мин. наук **Г.А. Магалашвили**

Reviewers:

Doctor of geological-mineralogical sciences **G. Odikadze**  
 Doctor of geological-mineralogical sciences **G. Magalashvili**



## გ.ძოწენიძის ცხოვრება და მოღვაწეობა

(დაბადებიდან 90 წლისთავი)

ნ.სხირტლაძე<sup>1</sup>, მ.თოფჩიშვილი<sup>2</sup>

<sup>1</sup>თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, ი.ჭავჭავაძის გამზ. 1, 380028 თბილისი

<sup>2</sup>საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის ქ. 1/9, 380093 თბილისი

**The life and scientific activities of G.S. Dzotsenidze (commemorating the 90<sup>th</sup> anniversary of the birthday). N.Skhirtladze<sup>1</sup>, M.Topchishvili<sup>2</sup>.** <sup>1</sup>Tbilisi State University, I.Chavchavadze av., 1, 3800287 Tbilisi, <sup>2</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

The outstanding scientist, the public figure and statesman Academician G.Dzotsenidze had played a particular role in the foundation and development of a number of scientific branches in Georgia. His scientific interests were versatile, but the main trend of his professional activity, from the very beginning, was paleovolcanology. On the basis of the thorough analysis of factual material G.Dzotsenidze ascertained the main regularities of spatial-temporal changes in the character of Pre-Miocene effusive volcanism in Georgia. On a level with the high scientific standards G.Dzotsenidze solved and elucidated the complicated problem of the chemical property of Pre-Miocene magmatic formations and related problems of applied practical geology.

Great is G.Dzotsenidze's contribution to the study of some problems of lithology as well. Under his leadership and direct participation the sedimentary formations of Georgia had been investigated in detail.

The especial recognition won the fundamental works by G.Dzotsenidze of 1960-ies devoted to a completely new trend in the geological science - the role of volcanism in the formation of sedimentary rocks and ores.

ქართველი ერი ამჟამად არაერთი სახელმძღვანელო მეცნიერით, რომლებმაც წარუშლელი კვალი დატოვეს მეცნიერული აზროვნების განვითარებაში. მათ რიცხვს მიეკუთვნება ქართული გეოლოგიური სკოლის უთვალსაზიროესი წარმომადგენელი, გამოჩენილი მეცნიერი, საზოგადო და სახელმწიფო მოღვაწე - აკადემიკოსი გიორგი ძოწენიძე. დაუღალავი ენერჯის, დიდი მეცნიერული და ორგანიზატორული ნიჭის წყალობით მან საპატიო ადგილი დაიმკვიდრა იმ სწავლულთა შორის, რომლებმაც განსაკუთრებული როლი შეასრულეს საქართველოში მეცნიერების ცალკეული დარგების დაფუძნებასა და აღორძინებაში. ის მეცნიერებაში არასოდეს დადიოდა გაკვალული გზით და მუდამ სიახლის ძებნაში იყო.

გ.ძოწენიძის ფუნდამენტურმა შრომებმა პალეოვულკანოლოგიასა და ლითოლოგიაში საყოველთაო აღიარება მოიპოვეს როგორც ყოფილი საბჭოთა კავშირის რესპუბლიკებში, ისე მათ ფარგლებს გარეთ.

გ.ძოწენიძე დაიბადა 1910 წლის 10 თებერვალს ქუთაისში. იგი იყო სამსონ ძოწენიძის მეოთხე შვილი. ხუთი წლის გიორგი მიაბარეს ქუთაისის დაწყებით სკოლაში, სადაც მან მალე თავი გამოიჩინა როგორც სამაგალითო მოსწავლემ. განსაკუთრებულ დაინტერესებას ამჟღავნებდა ქიმიის საგანში. სწორედ ამან განაპირობა, რომ სკოლის დამთავრების შემდეგ, 1925 წელს, 15 წლის ჭაბუკი გიორგი თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ქიმიურ-ფარმაცევტული ფაკულტეტის სტუდენტი გახდა. იმავე წელს ქიმიურ-ფარმაცევტული ფაკულტეტი დაიხურა და გ.ძოწენიძე სხვა სტუდენტებთან ერთად აგრძნობიულ ფაკულტეტზე გადაიყვანეს. აქ იგი გაიტაცა მინერალოგიის საგანმა, რომელსაც უკითხავდა უკვე სახელმძღვანელო მეცნიერი პროფ. ა.თვალჭრელიძე. მისი თხოვნით გ.ძოწენიძე გადავიდა საბუნებისმეტყველო ფაკულტეტზე გეოლოგიის განხრით და სამუდამოდ დაუკავშირა თავისი ცხოვრება გეოლოგიას.

გ.ძოწენიძემ ჯერ კიდევ სტუდენტობის დროს დაიწყო შრომითი საქმიანობა. IV კურსის სტუდენტი იყო, როცა მუშაობდა ტრესტ „საქწყალმეურნეობის“ ჰიდროგეოლოგიური პარტიის კოლექტორად და თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მინერალოგიის და პეტროგრაფიის კათედრაზე ლაბორანტად.

1929 წელს გ.ძოწენიძემ წარჩინებით დაამთავრა უნივერსიტეტი გეოლოგიის და ქიმიკოსის სპეციალობით. ორი წლის შემდეგ ჩაირიცხა ასპირანტურაში და კათედრის ასისტენტად დაინიშნა. ამ დროიდან მოყოლებული უწყვეტად ეწეოდა პედაგოგიურ მოღვაწეობას. 1933 წელს მან ქუთაისის პედაგოგიურ ინსტიტუტში ჩამოაყალიბა გეოლოგიის და მინერალოგიის კათედრა, რომელსაც ერთი წლის განმავლობაში თვითონ ხელმძღვანელობდა. 1934 წლიდან უნივერსიტეტის დოცენტია. პარალელურად მუშაობდა კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის და საქართველოს გეოლოგიური სამმართველოს პარტიების უფროსად და ტექნიკურ ხელმძღვანელად. მას კარგად ესმოდა, რომ პრაქტიკულ გეოლოგიაში შეძენილი გამოცდილება დიდ დახმარებას გაუწევდა ფუნდამენტური გეოლოგიის თეორიული საკითხების გადაჭრაში.



გ.ძოწენიძე იკვლევდა გურიის ნავთობის საბადოს, ხელმძღვანელობდა ქვემო სვანეთის ექსპედიციას, რომელიც აწარმოებდა აგვემვასა და დარიშხანის მადნის ძებნას, ჩაატარა დეტალური აგვემვითი და ძებნითი სამუშაოები აჭარის გოგირდ-კოლჩედიანურ საბადოზე. დეტალურად შეისწავლა საქართველოს პოლიმეტალების, ბარიტის, დანალექი ანალციმის, ბოქსიტის, ფოსფორიტების, სალდობი ბაზალტის საბადოები და სხვა. განსაკუთრებით აღსანიშნავია, რომ ნ.კანდელაკთან ერთად აღმოაჩინა ჩორდის ბარიტის საბადო.

გამოყენებითი გეოლოგიის მნიშვნელოვან საკითხებზე მუშაობის პროცესში გ.ძოწენიძეს არ შეუწყვეტია თავისი მეცნიერული საქმიანობა. მრავალმხრივი იყო მისი მეცნიერული ინტერესები, მაგრამ კვლევის ძირითად მიმართულებად იმთავითვე პალეოვულკანოლოგია აირჩია. სწორედ ამ დარგშია გ.ძოწენიძის პირველი მონოგრაფიული ხასიათის ნაშრომი, რომელიც ზემო რაჭის და სამხრეთ ოსეთის ბაიოსური პორფირიტული სერიის პეტროგრაფიას მიეძღვნა. უკვე ამ აღრეულ ნაშრომში მან დაადგინა, რომ კავკასიონის ბაიოსური ვულკანოგენებისათვის დამახასიათებელია თავისებური ქანები - სპილიტები, რომლებიც სერიის მხოლოდ ქვედა ჰორიზონტებშია გავრცელებული და, რომ იურული კირ-ტუტე ბაზალტ-ანდეზიტური შედგენილობის ვულკანიზმის გამოვლინება მიწის ქერქის კანონზომიერი განვითარების გარკვეულ ეტაპს შეესაბამება. 1938 წელს ეს ნაშრომი გ.ძოწენიძემ წარადგინა საკანდიდატო დისერტაციად და წარმატებით დაიცვა კიდეც. შრომას ახალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა რესპუბლიკურ კონკურსზე პირველი პრემია მიენიჭა.

იმავვე წელს გ.ძოწენიძემ, ი.ყიფშიძესთან და გ.გვახარიასთან ერთად გამოაქვეყნა პირველი სახელმძღვანელო მინერალოგიაში ქართულ ენაზე.

1940 წელს გ.ძოწენიძე დაინიშნა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტის დეკანად. მიუხედავად ორგანიზაციული საქმიანობით დიდი დატვირთულობისა, იგი აგრძელებს პალეოვულკანიზმის პრობლემების შესწავლას. საქართველოს სხვადასხვა რაიონში ჩატარებული 10-წლიანი ინტენსიური კვლევის შედეგები აისახა მის ბრწყინვალე მონოგრაფიაში „საქართველოს მიოცენურამდელი ეფუზიური ვულკანიზმი.“ ამ ფუძემდებლურ ნაშრომში ნათლად გამოჩნდა გ.ძოწენიძისათვის დამახასიათებელი კვლევის ობიექტისადმი კომპლექსური მიდგომა. ფაქტური მასალის ღრმა ანალიზის საფუძველზე მან გამოავლინა ვულკანიზმის ხასიათის ცვალებადობის კანონზომიერებანი სივრცეში და დროში. საქართველოს მიოცენურის წინა ვულკანოგენურ წარმონაქმნებში გამოყო განსხვავებული შედგენილობის და ასაკის კომპლექსები და მათი გენეზისი და უკავშირა განსაზღვრულ გეოტექტონიკურ ერთეულებს. ამით გვიჩვენა, რომ ვულკანიზმის ევოლუცია არაერთგვაროვნად მიმდინარეობს სხვადასხვა ტექტონიკური ბუნების რაიონებში. ეს მეტად მნიშვნელოვანი დასკვნა აღმოჩნდა და ამის შემდეგ პალეოვულკანოლოგია ტექტონიკური კვლევის ერთერთ ხელშემწყობ ფაქტორად იქცა. გ.ძოწენიძემ შუაიურული, ცარცული და პალეოგენური ვულკანოგენური კომპლექსები მიაკუთვნა კავკასიონის და აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინურ არეებს, ხოლო ზედაიურული, ნაწილობრივ ზედაცარცული (მთავრის წყება) და ზედაეოცენური კი - საქართველოს ბელტს. ქანების ქიმიზმის გათვალისწინებით მან პირველი და მეორე ჯგუფის კომპლექსები შეიყვანა შესაბამისად კირ-ტუტე, ანუ ნორმულ ტუტეანობის და სუბ-ტუტე და ტუტე სერიებში, რის საფუძველზე პირველმა დაადგინა ყველ ვულკანოგენებში წყნარი და ატლანტური ოკეანეების და ხმელთაშუა ზღვის ტიპის სერიათა არსებობა. მანვე დაასაბუთა ვულკანიზმის ხასიათის ცვალებადობის ფაქტორი გეოსინკლინის ევოლუციის ცალკეულ სტადიაზე. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის განვითარების ოროგენეტიკურამდელ ეტაპზე, ე.ი. დაძირვის პირობებში ფორმირდებოდა სპილიტ-კერატოფირული ფაციესი, ზოგან ფუძე ქანების სიღებით, მაშინ როდესაც სინოროგენული ეტაპისათვის დამახასიათებელია ინტრუზიული მაგმატიზმი. იურული მაგმატიზმის ციკლი, რომელიც მოიცავს ქვედალიასურ კვარც-პორფირებს, კვარციან ალბიტოფირებს და ბაიოსურ სპილიტ-პორფირიტ-დიაბაზურ ფაციესს გ.ძოწენიძემ ოროგენეტიკურამდელი ეტაპის წარმონაქმნებად მიიჩნია; ბათური გაბრო-გრანიტული ინტრუზიული სხეულები სინოროგენული მაგმატიზმის პროდუქტებად ჩათვალა; ზედაიურული ოლიგოციენიანი ბაზალტ-ტრაქიტული ფაციესების ფორმირება ახსნა ბათური ოროფაზისის შემდეგ მაგმური აუზიდან გამიჯნული კერების გააქტიურებით.

მონოგრაფიაში გადაწყვეტილია გამოყენებითი გეოლოგიის მნიშვნელოვანი საკითხები. დადგინდა ბარიტის ძარღვების სივრცობრივი და გენეტიკური კავშირი ბაიოსურ ბაზალტ-ანდეზიტური შედგენილობის ქანებით აგებულ ნაოჭა სტრუქტურებთან, რამაც ხელი შეუწყო ბარიტის არაერთი საბადოს აღმოჩენას. ახსნილია ბარიტის ძარღვების გენეტიკური დამოკიდებულება იურული მაგმატიზმის ევოლუციასთან და მათი კავშირი სუბსტრატის ნაპრალოვან ტექტონიკასთან; აღწერილია ვულკანოგენურ ფორმაციებთან დაკავშირებული ბარიტის, გოგირდ-კოლჩედიანური, ბენტონიტური თიხების, მინერალური საღებავების, ცეოლითების, სამშენებლო მასალების და სხვა საბადოების გენეზისის პირობები. მონოგრაფიაში მალალ მეცნიერულ დონეზე გაშუქებული და გადაჭრილია მიოცენურის წინა მაგმური წარმონაქმნების ქიმიზმის მრავალი საკითხიც.







განსაკუთრებით დიდი აღიარება მოუპოვა გ.ძოწენიძეს 60-იან წლებში გამოქვეყნებულმა ფუნქციონირებას შრომებმა, რომლებიც მიეძღვნა გეოლოგიაში სრულიად ახალ მეცნიერულ მიმართულებას, სახელდობრ, ვულკანიზმის როლს დანალექი ქანებისა და მადნების წარმოშობაში. ეს ახალი მიმართულება ჩამოყალიბდა მომიჯნავე დარგების - ერთის მხრივ ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის, ხოლო მეორე მხრივ - ვულკანოლოგიისა და მადანწარმოშობის საზღვარზე. ამ პრობლემა-სადმი მიძღვნილ პირველ მონოგრაფიაში (1965) „ვულკანიზმის გავლენა ნალექწარმოქმნაზე“ ავტორს დასაბუთებულად გაშუქებული აქვს პიროკლასტური მასალის როლი დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ფორმირებაში. ოკეანეებში და კონტინენტებზე მიმდინარე თანამედროვე ვულკანიზმის მოქმედების შედეგების ანალიზის საფუძველზე იგი მივიდა დასკვნამდე, რომ საშუალო სიძლიერის ვულკანის ამოფრქვევას, რომელიც ჩვეულებრივ დამახასიათებელია გეოსინკლინებისათვის, მოყვება სიღრმიდან დიდი რაოდენობის პირველადი ენდოგენური მასალის ზღვის ფსკერზე ამოტანა. პიროკლასტოლითები თანაბრად ნაწილდება ამოფრქვევის ცენტრის გარშემო და ნატეხების ახარისხების შედეგად წარმოიქმნება მიკრორიითები, რომლებიც აგებულია მსხვილმარცვლოვანი ფსამიტური და პელიტური ტუფების თხელი შრეებით. მისი წარმოდგენებით გეოსინკლინებში ვულკანური ცენტრები განლაგებული იყო ისეთივე სიმჭიდროვით, როგორც თანამედროვე წყნარი ოკეანის სარტყელში და ნალექების ძირითად მკვებავ წყაროს ამოფრქვეული პროდუქტები წარმოადგენდნენ. მასალის ზედაპირზე ამოტანა საშუალოდ ისეთივე პერიოდულობით ხდებოდა, როგორც თანამედროვე ვულკანებში. არსებითად გეოსინკლინის მთელი ტერიტორია პიროკლასტური მასალით იფარებოდა. ტერიგენული წარმონაქმნები აქ უმნიშვნელოა და მათი გაჩენა უკავშირდებოდა სედიმენტაციური აუზის პერიფერიებს, სადაც გეოსინკლინი ესაზღვრებოდა ბაქნებს. იმ შემთხვევაში თუ ვულკანური ცენტრები ერთმანეთისაგან დიდი მანძილით იყო დაშორებული, მაშინ მკვებავი წყაროს შედგენილობის ხასიათის მიხედვით, ფორმირდებოდა სხვადასხვა ტიპის ვულკანოგენურ-ტერიგენული ან ტერიგენული ფორმაციები.

ვულკანოგენურ-დანალექი ლითოგენეზისის ერთ-ერთ აქტუალურ საკითხად გ.ძოწენიძეს მი-აჩნდა ვულკანური ფერფლის შეცვლის პირობები ზღვის გარემოში, როდესაც ერთ შემთხვევაში ბენტონიტური თიხა ჩნდება, მეორეში კი - ცეოლითი. თითქმის ყველა მინერალოგის აზრით ანალიზის გენეზისი უკავშირდებოდა ვულკანურ პროცესებს, ან ვულკანური ქანების შეცვლას. გ.ძოწენიძე სრულიად მართებულად მივიდა დასკვნამდე, რომ ანალიზშიანი ქანების წარმოშობა შესაძლებელია დანალექი პირობებში ვულკანიზმის გავლენის გარეშე.

მონოგრაფიაში მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია ვულკანიზმის გავლენას ქიმიური ნალექების წარმოქმნაში. ავტორის შეხედულებების თანახმად ვულკანის ამოფრქვევის პროდუქტები უდავოდ დიდ როლს თამაშობს კაჟიან, რკინიან, მარგანეციან, ფოსფორიტიან და სხვა დანაგროვთა გენეზისში. როგორც ცნობილია, კაჟიანი ნალექების ფორმირება უკავშირდება ორგანიზმებს, რომლებსაც უნარი აქვთ გამოყოფონ კაჟი. მრავალი მაგალითის საფუძველზე გ.ძოწენიძე მივიდა დასკვნამდე, რომ ორგანიზმების მასიური განვითარება გამოიწვია ვულკანური მოქმედების შედეგად შემოტანილმა სილიციუმმა, ე.ი. იმ გარემო-პირობებმა, რომელიც ჩამოყალიბდა ვულკანის აქტიურობის დროს. მან დაადგინა რკინის, სპილენძ-გოგირდ-კოლჩედანური მადნების და სულფიდების კავშირი ეფუზიურ ვულკანიზმთან; აგრეთვე საინტერესოდ გადაწყვიტა ჭიათურის მარგანეცის საბადოს ფორმირების აქტუალური პრობლემა. მისი აზრით საბადო ჩამოყალიბდა ვულკანიზმის პროდუქტების ხარვეზ და არა მაგმური მასივების გადანარეცხი მასალის შემოტანით, როგორც ადრე ფიქრობდა ცნობილი მინერალოგი ა.ბეტეხტინი. ძოწენიძისეული ახალი შეხედულებები მარგანეცის საბადოს გენეზისის შესახებ საშუალებას იძლევა გადაისინჯოს მარგანეცის მადანგამოვლინებების პერსპექტიულობის საკითხი.

მონოგრაფიულ შრომაში საინტერესოდ არის ახსნილი გეოსინკლინურ არეებში ბოქსიტების გენეზისის პრობლემა. გ.ძოწენიძის კარგად დასაბუთებული კონცეფციით ვულკანური მასალიდან ფუმაროლურ-ჰიდროთერმული გამოტუტვით მიღებული დიდი რაოდენობის თიხა-მიწა, კარბონატული რეჟიმის ზღვიურ ლაგუნაში მოხვედრის შემდეგ, ფორმირდება ბოქსიტის საბადოს სახით.

ვულკანიზმის ხასიათისა და ნალექდაგროვების აუზში ვულკანოგენური მასალის ტრანსპორტირების გზების გათვალისწინებით გ.ძოწენიძემ პირველმა შემოგვთავაზა მადანწარმოქმნის პროცესების და მათთან დაკავშირებული ვულკანური საბადოების კლასიფიკაცია: მიწისზედა - ვულკანოგენური, წყალქვეშა - ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი. მანვე წამოსწია საკითხი მადნების შემცველი ქანების ლითოლოგიის გავლენის შესახებ მადანწარმოშობის პროცესებზე. მონოგრაფიაში სხვა კიდევ მრავალი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობის საკითხია მაღალ მეცნიერულ დონეზე გადაწყვეტილი.

გ.ძოწენიძის გამოკვლევებმა ამ მიმართულებით დიდი ინტერესი გამოიწვია და მას ფართო აღიარება მოუტანა მეცნიერთა შორის, ამიტომ მოულოდნელი არ იყო, როცა ის, ერთადერთი ქარ-



თველი მეცნიერი-გეოლოგი, 1968 წელს საბჭოთა კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის ნამდვილ წევრად აირჩიეს.

კიდევ უფრო ფართოდ არის გაშუქებული ვულკანიზმის დიდი როლი დანალექი ქანებისა და მადანწარმოებაში გ.ძოწენიძის მეორე მონოგრაფიაში, რომელშიც იგი მოგვევლინა როგორც მანუების ვულკანურ-ექსგალატიური გენეზისის ერთ-ერთი ფუძემდებელი. მონოგრაფია გამოქვეყნდა 1969 წელს და 1972 წელს საბჭოთა კავშირის უმაღლესი ჯილდო - ლენინური პრემია დაიმსახურა. ეს იყო ქართული გეოლოგიური სკოლის დიდი გამარჯვება.

გ.ძოწენიძის მიერ დაწყებულმა ახალმა მიმართულებამ დიდი გამოხმაურება გამოიწვია მეცნიერთა შორის. აკადემიკოსი ასიდორენკო მონოგრაფიისადმი მიძღვნილ წინასიტყვაში აღნიშნავდა, რომ „ახალ მეცნიერულ მიმართულებას, რომელიც ახლა იბადება და რომელსაც უნდა ეწოდოს მოძღვრება ვულკანოგენურ-დანალექი ლითოგენეზისა და მადანწარმოების შესახებ, დიდი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მას დიდი განვითარება მოეწიება.“ აკადემიკოს ა.იანშინის პირით გ.ძოწენიძის წიგნის მთავარი ღირსება ის არის, რომ ავტორის დასკვნები „დიდი ხნის განმავლობაში განსაზღვრავენ სამეცნიერო-კვლევითი მუშაობის გეგმებსაც და ძეგნითი პროგნოზირების შედეგებსაც.“

ამ მოკლე წერილში შეუძლებელია სრულად გაშუქდეს გ. ძოწენიძის ყველა ნაშრომი, მითუმეტეს, რომ მათმა რაოდენობამ 150-ს გადააჭარბა. ამ შრომებზე გაიზარდა ქართველ გეოლოგთა არაერთი თაობა. მისი მოწაფეები დღეს მოღვაწეობენ წამყვან სამეცნიერო და სასწავლო დაწესებულებებში - საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიურ და ალ.თვალჭრელიძის სახ. კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტებში, აგრეთვე თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში, სადაც მიმდინარეობს კავკასიის და მომიჯნავე რეგიონების პალეოვულკანოლოგიის და სედიმენტოლოგიის უმნიშვნელოვანესი პრობლემების კვლევა. გ.ძოწენიძის სახელთანაა დაკავშირებული საქართველოში პალეოვულკანოლოგია და ლითოლოგია სამეცნიერო სკოლების შექმნა და განვითარება.

გ.ძოწენიძე აქტიურად მოღვაწეობდა მრავალ საერთაშორისო სამეცნიერო ღონისძიებებში, მგერამ არ შევცდებით თუ ვიტყვით, რომ მისთვის ყველაზე ღირსშესანიშნავი და მნიშვნელოვანი იყო ქ.ჭიათურაში 1976 წელს ჩატარებული საკავშირო თათბირი, რომელსაც თვითონვე ხელმძღვანელობდა. თავის მოხსენებაში გ.ძოწენიძემ, მისთვის დამახასიათებელი ლოგიკური აზროვნებით, თათბირის მონაწილეთა ყურადღება გაამახვილა ჭიათურის მარგანეცის მადნების და ყვირილის დებრესიის მადანგამოვლინებების გავრცელების და წარმოშობის ახალ დებულებებზე. მის მიერ პირველად შემოთავაზებულმა გეოლოგიურმა მოდელმა საერთო მოწონება დაიმსახურა და ის გაიზიარეს როგორც მეცნიერებმა, ასევე პრაქტიკოსმა გეოლოგებმა.

მეცნიერულ მოღვაწეობასთან ერთად გ.ძოწენიძე დიდ სახელმწიფოებრივ საქმიანობას ეწეოდა. 17 წლის განმავლობაში იყო საქართველოს უმაღლესი საბჭოს პრეზიდიუმის თავმჯდომარე. ამ თანამდებობაზე ყოფნის დროს გ.ძოწენიძე ერთგულად, ენერჯის დაუზოგავად და დიდი თავდადებათ ემსახურებოდა საქართველოს და მისი ხალხის ინტერესებს. მან თავისი კეთილი საქმეებით, თავმდაბლობით, განსაკუთრებული შინაგანი მომხიბვლელობით ღრმა პატივისცემა და სიყვარული დაიმსახურა ყველასთან ვისთანაც, თუნდაც, ხანმოკლე ურთიერთობა ჰქონდა.

გ.ძოწენიძე იყო მრავალი სამეცნიერო საბჭოს, კომიტეტის, კომისიის, რედკოლეგიის წევრი და თავმჯდომარე. არჩეული იყო ამერიკის შეერთებული შტატების ეროვნული გეოგრაფიული საზოგადოების, მსოფლიოში უძველესი ლონდონის სამეფო გეოლოგიური საზოგადოების, ბულგარეთის გეოლოგიური საზოგადოების, ვულკანოლოგიისა და სედიმენტოლოგია საერთაშორისო ასოციაციის წევრად და საბჭოთა კავშირის გეოლოგთა ეროვნული კომიტეტის თავმჯდომარედ.

სამწუხაროდ, მისი სიცოცხლე მაინც ხანმოკლე აღმოჩნდა. 1976 წლის 5 მაისს, თავის კაბინეტში, საწერ მაგიდასთან მოწაფეებთან მუშაობის დროს, ქართველი ხალხის წინაშე ვალმოხდილი, ერის რჩეული გ.ძოწენიძე სამუდამოდ წავიდა ჩვენგან. მრავალი მეცნიერული ჩანაფიქრი დარჩა მას განუხორციელებელი და მისი მოწაფეების ვალია გააღრმავონ, განავითარონ და შემოქმედებითად გაამდიდრონ ამ დიდი მამულიშვილის მეცნიერული მემკვიდრეობა.



## ЖИЗНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ Г.С. ДЗОЦЕНИДZE

90 лет со дня рождения

<sup>1</sup>Н.И. Схиртладзе, <sup>2</sup>М.В. Топчишвили

<sup>1</sup>Тбилисский государственный университет, просп. И. Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси

<sup>2</sup>Геологический институт Академии наук Грузии, ул. М. Алексидзе 1/9, 380093 Тбилиси

Грузинский народ по праву гордится своими многими выдающимися учеными, оставившими неизгладимый след в развитии научной мысли. К их числу относится один из наилучших представителей грузинской геологической школы, известный ученый, общественный и государственный деятель, академик Г.С. Дзоценидзе. Благодаря неиссякаемой энергии, большому творческому и организаторскому таланту, он занял почетное место среди ученых, которые сыграли особую роль в основании и возрождении отдельных отраслей науки в Грузии. Он никогда не шел к цели проторенным путем и всегда был истинным новатором.

Фундаментальные труды Г.С.Дзоценидзе по проблемам палеовулканологии и литологии заслужили всеобщее признание как в бывшем Советском Союзе, так и за его пределами.

Г.С. Дзоценидзе родился в г. Кутаиси 10 февраля 1910 года. Он был четвертым ребенком в семье Самсона Дзоценидзе. В пятилетнем возрасте Георгия определили в Кутаисскую начальную школу, где он проявил особый интерес и способности к предмету химии. После окончания школы 15-летний юноша, Георгий, в 1925 году поступил в Тбилисский государственный университет на химико-фармацевтический факультет. В том же году этот факультет был упразднен и Г.С.Дзоценидзе вместе с другими студентами был переведен на агрономический факультет. Здесь он увлекся минералогией; лекции по этой дисциплине читал известный ученый, профессор А.А.Твалчрелидзе, который обратил внимание на способного студента и предложил ему перейти на факультет естествознания по профилю геологии. С этого дня Г.С.Дзоценидзе всю свою жизнь посвятил геологии.

Г.С.Дзоценидзе со студенческих лет начал свою трудовую деятельность. Будучи студентом IV курса он работал коллектором гидрогеологической партии треста Грузводхоза, одновременно лаборантом кафедры минералогии и петрологии Тбилисского государственного университета.

В 1929 году Г.С.Дзоценидзе с отличием завершил учебу в университете по специальностям геология и химия. Через два года его зачислили в аспирантуру и одновременно назначили на должность ассистента при кафедре минералогии и петрографии. Начиная с этого времени он до конца жизни вместе с плодотворной научной, был занят и педагогической деятельностью. В 1933 году Г.С. Дзоценидзе основал кафедру геологии и минералогии в Кутаисском педагогическом институте и в течение одного года являлся ее руководителем. С 1934 года он доцент Тбилисского государственного университета. Параллельно работал начальником и техническим руководителем геологических партий Кавказского института минерального сырья и Грузинского геологического управления. Г.С.Дзоценидзе хорошо понимал, что опыт и навыки, приобретенные в практической геологии, будут способствовать решению теоретических вопросов фундаментальной науки.

Г.С.Дзоценидзе исследовал нефтяные месторождения Грузии; руководил нижнесванетской экспедицией, производящей съемку и поиски мышьяковых руд; проводил детальные съемочные и поисковые работы на серноколчеданном месторождении Ачары; детально изучил полиметаллические, баритовые, осадочные анальцимовые, бокситовые, фосфоритовые и др. месторождения Грузии. Особо следует отметить, что Г.С.Дзоценидзе совместно с Н.А.Канделаки открыл Чордское баритовое месторождение.

В процессе работы по важнейшим вопросам прикладной геологии Г.С.Дзоценидзе не прерывал и научную деятельность. Его научные интересы были многосторонними, однако основным направлением своей деятельности он с самого начала выбрал палеовулканологию. Именно к этой отрасли относится его первый монографический труд, посвященный петрографии порфиритовой серии Верхней Рачи и бывшей Южной Осетии. В этой ранней работе он установил, что для байосских вулканогенов Большого Кавказа характерны специфические породы – спилиты, распространенные лишь в низах серии, и что проявление юрского известково-щелочного базальт-андезитового вулканизма соответствует определенному этапу закономерного



развития земной коры. В 1938 году этот труд был представлен в качестве кандидатской диссертации, успешно защищен, и удостоен первой премии на республиканском конкурсе молодых научных работников.

В том же году Г.С.Дзоценидзе совместно с И.Ф.Кипшидзе и Г.В.Гвахария опубликовал первый учебник по минералогии на грузинском языке.

В 1940 году Г.С.Дзоценидзе был назначен деканом географо-геологического факультета Тбилисского государственного университета. Большая загруженность организационными делами не мешает ему заниматься изучением проблем палеовулканизма. Результаты десятилетних интенсивных исследований, проведенных в различных районах Грузии, получили соответствующее отражение в его блестящей монографии "Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии". В этом основополагающем труде проявился характерный для автора комплексный подход к объекту исследования. На основе глубокого анализа фактического материала Г.С.Дзоценидзе установил закономерности изменения характера вулканизма в пространстве и во времени. В домиоценовых вулканогенных образованиях Грузии он выделил комплексы пород различного состава и возраста и их генезис увязал с геотектоническим развитием региона, тем самым доказав, что эволюция вулканизма в районах с разной тектонической природой происходит неоднородно. Этот вывод оказался весьма важным и впоследствии, благодаря ему, палеовулканология стала одним из факторов, способствующих геодинамическим построениям. Среднеюрские, меловые и палеогеновые вулканогенные комплексы Г.С.Дзоценидзе отнес к геосинклинальным областям Большого Кавказа и Ачара-Триалети, а верхнеюрские, частично верхнемеловые (свита мтавари) и верхнеэоценовые – к Грузинской глыбе. Учитывая химизм пород он комплексы первой и второй группы включил в состав известково-щелочной (нормально-щелочной) и субщелочной и щелочной серий; на этом основании им первым было установлено в древних вулканогенах наличие серии тихоокеанского, атлантического и средиземноморского типов. Он же обосновал значение фактора изменчивости характера вулканизма на отдельных стадиях эволюции геосинклинали. На доорогенном этапе развития геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, т.е. в условиях погружения формировалась спилит-кератофировая формация, местами с пластовыми интрузиями основных пород, тогда как для синорогенного этапа характерен интрузивный магматизм. Породы юрского магматического цикла, включающие нижнелейасские кварц-порфиры, кварцевые альбитофиры и байосскую спилит-порфирит-диабазовую фацию, Г.С.Дзоценидзе отнес к образованиям доорогенного этапа; батские габбро-гранитовые интрузивные тела причислил к продуктам синорогенного магматизма; формирование верхнеюрских оливин-базальтовых и трахитовых фаций объяснил активизацией очагов, отчлененных от магматических бассейнов в результате батской орофазы.

В монографии разрешены насущные проблемы прикладной геологии. Установлена пространственная и генетическая связь баритовых жил со складчатыми структурами, сложенными байосскими образованиями базальт-андезитового состава, что способствовало открытию нескольких баритовых месторождений. Объяснена генетическая зависимость баритовых жил от эволюции юрского магматизма и их связь с трещинной тектоникой субстрата; описаны условия образования месторождений барита, серно-колчедановых руд, бентонитовых глин, минеральных красителей, цеолитов, стройматериалов и др., приуроченных к вулканогенной формации. В монографии на высоком научном уровне освещены и решены многие вопросы химизма домиоценовых магматических образований.

В 1947 году работа "Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии" была представлена Ученому совету Тбилисского государственного университета в качестве докторской диссертации и успешно защищена в том же году. Официальный оппонент соискателя академик Д.С.Белянкин, оценивая ее, отмечал: "В общем и целом расцениваем мы произведение Г.С.Дзоценидзе весьма высоко как своего рода событие в современной петрографической литературе и считаем, что диссертационный труд должен стать настольной книгой всех геологов, работающих по древним вулканическим формациям". "Г.С.Дзоценидзе наметил новую область исследований и это является его неоспоримой заслугой", - так заканчивал свою рецензию основоположник грузинской геологической школы академик А.И.Джанелидзе.

После выхода в свет труда в виде монографии он заслужил широкое признание, а его автор – молодой профессор Г.С.Дзоценидзе в 1950 году, первым среди грузинских геологов, был удостоен Сталинской премии. В том же году его избрали член-корреспондентом АН Грузии, а через пять лет ее действительным членом.



Результаты, проведенных в 40-х годах исследований, посвященных молодым интрузиям окрестностей г.Кутаиси суммированы в еще одной монографии. В ней в новой интерпретации рассматривается процесс контаминации магмы и роль ксенолитов в формировании шлиров; решены вопросы их петрогенетических взаимоотношений. Исследования подобного же типа посвящены анальцимовым сиенитам Ванского района и кварцевым диоритам ущелья р.Квирила.

Велики заслуги Г.С.Дзоценидзе и в изучении проблем литологии в Грузии. Как известно, в 30-х годах изучался, главным образом, вещественный состав магматической формации, а литология осадочных пород была в зачаточной стадии. Молодой исследователь Г.С.Дзоценидзе возглавил работы по этой отрасли и за короткий срок поднял их на довольно высокий научный уровень. В 1941 году в геологическом институте он основал отдел литологии, где под его руководством и при непосредственном участии изучены основополагающие проблемы литологии осадочных формаций. Свои исследования отдел начал с изучения нижнеюрских отложений Грузинской глыбы. К этому времени уже хорошо были известны значительные научные результаты по стратиграфии и тектонике этих отложений, полученные И.Р.Кахадзе и П.Д.Гамкрелидзе. Следователи, литологические исследования, основанные на этих данных, позволили сделать более убедительные выводы. После работ, проведенных Г.С.Дзоценидзе, Н.И.Схиртладзе и И.Д.Чечелашвили по изучению лейасских отложений периферии Дзирульского кристаллического массива, были установлены: особенности характера питающей их провинции, генезис и условия распределения фаций, закономерности размыва и транспортировки палеореками материала питающего субстрата, вещественный состав пород, их структурные и текстурные особенности, условия образования огнеупорных глин; было доказано, что в предъюрское время большая часть территории Дзирульского массива перекрывалась вулканогенными образованиями кислого состава (кварц-порфиры). Это был этап уточнения методов литологических исследований. Полученные авторами результаты послужили импульсом к широкому их применению при изучении осадочных формаций Грузии.

В последующие годы перед отделом литологии была поставлена задача изучения литологии батских отложений Западной Грузии (Окриба, Мухура-Хрейти и Ткварчели). Как известно, к этим отложениям приурочены угольные месторождения и, следовательно, любые новые данные естественно заслуживали большого внимания, поскольку могли оказать определенную помощь в планировании поисково-разведочных работ.

Исследования батских отложений Западной Грузии, проведенные под руководством Г.С.Дзоценидзе в 50-х годах, суммировались в монографии и нескольких статьях, в которых решены актуальные проблемы палеогеографии и литологии. За указанными работами последовало обнаружение месторождения аутигенного анальцима в верхней части угленосной свиты окрестностей с.Гелати. Это первое подобное месторождение, открытое на территории бывшего Советского Союза.

Наряду с научной деятельностью Г.С.Дзоценидзе вел активную научно-организаторскую работу. В 1951-1955 гг. он был академиком-секретарем, а в 1955-1958 гг. – первым вице-президентом АН Грузии. В 1957-1958 гг. являлся руководителем кафедры минералогии и петрографии, а в 1958 году его назначили ректором Тбилисского государственного университета. В 1959 году в Геологическом институте АН Грузии он основал лабораторию палеовулканологии (в последующем отдел), которой руководил на протяжении 17 лет.

Особое признание получили опубликованные в 60-х годах фундаментальные труды Г.С.Дзоценидзе, посвященные совершенно новому научному направлению в геологии – роли вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Это направление сформировалось на стыке смешанных отраслей – с одной стороны, вулканологии и литологии и с другой – вулканологии и рудообразования. В первой монографии (1965) "Влияние вулканизма на осадконакопление", посвященной этой проблеме, автором обосновано доказывается роль пирокластического материала в формировании осадочных и вулканогенно-осадочных образований. На основании анализа результатов действия современного вулканизма в океанах и на континентах он пришел к выводу, что за извержением вулканов средней силы, характерных обычно для геосинклиналей, следует вынос из глубин на дно морского бассейна большого количества первичного эндогенного материала. Пирокластолиты равномерно распределяются вокруг центра извержения и в результате сортировки по мощности образуются микроритмы, построенные тонкими слоями псаммитовых и пелитовых туфов. По его представлениям, вулканические центры в геосинклиналях располагались с такой же плотностью, как и в современном тихоокеанском поясе и осно-



вным источником материала отложений являлись продукты извержения. Вынос материала из глубин происходил с такой же периодичностью, как в современных вулканах. По существу вся территория геосинклинали покрывалась пирокластическим материалом; терригенные образования играли подчиненную роль и их формирование было приурочено к перифериям седиментационных бассейнов на границе с платформами. В тех случаях, когда вулканические центры располагались на большом расстоянии друг от друга, тогда в зависимости от характера питающего источника, формировались вулканогенно-терригенные или терригенные формации.

Одним из актуальных вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза Г.С.Дзоценидзе считал изменения вулканического пепла в морской среде, когда в одном случае возникают бентонитовые глины, а в другом – цеолиты. По мнению почти всех минералогов, генезис анальцима связан с вулканическими процессами или изменением вулканических пород. Г.С.Дзоценидзе вполне правильно пришел к выводу, что образование анальцимовых пород возможно в осадочных условиях без непосредственной связи с вулканизмом.

В монографии значительное место уделяется влиянию вулканизма на образование химических осадков. Согласно взглядам автора, продукты вулканических извержений играют бесспорно важную роль в образовании кремнистых, железистых, марганцевых, фосфоритовых и др. скоплений. Им установлена связь месторождений железа, медно-серно-колчеданных и сульфидных месторождений с эффузивным вулканизмом; весьма оригинально была решена актуальная проблема образования Чиатурского марганцевого месторождения. По мнению Г.С.Дзоценидзе месторождение образовалось за счет продуктов вулканизма, а не за счет привноса материала размыта магматических массивов, как предполагал известный ученый-минералог А.Г. Бетехтин. Новые взгляды Г.С.Дзоценидзе на генезис марганцевого месторождения дали возможность пересмотреть вопросы перспективности рудопоявлений марганца.

В монографическом труде весьма интересно объясняется проблема генезиса бокситов в геосинклинальных областях. Согласно хорошо обоснованной концепции Г.С.Дзоценидзе, большое количество глинозема, полученного в результате фумарольно-гидротермального выщелачивания из вулканического материала, после попадания в морскую лагуну с карбонатным режимом формируется в виде бокситового месторождения.

Учитывая характер вулканизма и пути транспортировки вулканического материала в бассейнах осадконакопления, Г.С.Дзоценидзе первым предложил классификацию процессов рудообразования и связанных с ними вулканических месторождений: наземные – вулканогенные, подводные – вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Он же осветил вопрос о влиянии литологии рудовмещающих пород на процессы рудообразования. В монографии на высоком научном уровне решены также и многие другие теоретические и практические вопросы.

Исследования Г.С.Дзоценидзе в этом направлении вызвали большой интерес и принесли ему широкое признание в научном мире, следовательно, не была неожиданностью, когда он, единственный среди грузинских ученых-геологов, в 1968 году был избран действительным членом АН СССР.

Еще шире и детальнее освещена роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд во второй монографии Г.С.Дзоценидзе, в которой ясно видна его роль как одного из основоположников взгляда о вулканогенно-эксталяционном генезисе руд. Монография вышла в свет в 1969 году, а в 1972 году автору была присуждена высшая награда Советского Союза – Ленинская премия. Это была большая победа грузинской геологической школы.

Новое направление развиваемое Г.С.Дзоценидзе, получило высокую оценку ученых. Академик А.В.Сидоренко в предисловии к монографии указывал: "Рождящееся в наше время новое научное направление, которое вероятно можно назвать учением об осадочно-вулканогенном литогенезе и рудообразовании, имеет большое научное и практическое значение ему предстоит большое развитие". По мнению академика А.Л.Яншина, главным достоинством книги Г.С.Дзоценидзе является то, что выводы автора "надолго будут определять планы научно-исследовательских работ и составление поисковых прогнозов".

В этом кратком очерке невозможно полностью осветить все труды Г.С.Дзоценидзе, тем более, что их количество превышает 150. На этих трудах воспитывалось не одно поколение грузинских геологов. Ученики Г.С.Дзоценидзе успешно трудятся в ведущих научных и учебных учреждениях - в Геологическом институте им. А. Джанелидзе АН Грузии, Кавказском институте минерального сырья им. А. Твалчрелидзе, Тбилисском государственном университете им. И. Джавахишвили и др., где ведутся исследования по важнейшим проблемам вулканологии



и седиментологии Кавказа и смежных регионов. С именем Г.С.Дзоценидзе связано создание и развитие в Грузии научной школы палеовулканологов и литологов.

Г.С.Дзоценидзе принимал активное участие во многих международных мероприятиях, однако с уверенностью можно сказать, что для него самым значительным и примечательным было всесоюзное совещание, проведенное непосредственно под его руководством в г.Чиатура в 1976 году. В своем докладе он по-новому осветил вопросы генезиса и пространственного распределения марганцевых руд Чиатурского месторождения и рудопроявлений Квирильской депрессии. Разработанная и впервые им предложенная геологическая модель заслужила всеобщее одобрение и признание геологической общественности.

Наряду с интенсивной научной работой Г.С.Дзоценидзе занимался и активной государственной деятельностью. На протяжении 17-ти лет он являлся председателем Президиума Верховного Совета ГССР. Находясь на этой ответственной должности, Г.С.Дзоценидзе самоотверженно, не щадя энергии, служил интересам своей Родины и народа. Своими добрыми делами, скромностью и особенно присущим ему внутренним обаянием он вызывал любовь и глубокое уважение в людях, даже после кратковременного с ним общения.

Г.С.Дзоценидзе был членом и председателем многих ученых советов, комитетов, комиссий и редколлегий. Он был избран членом Национального географического общества США, старейшего в мире Лондонского королевского геологического общества, Геологического общества Болгарии, Международной ассоциации вулканологов и седиментологов и председателем Национального комитета геологов СССР.

К сожалению его жизнь оказалась кратковременной. 5-го мая 1976 года, в своем кабинете работая со своими учениками, Г.С.Дзоценидзе внезапно ушел из жизни.

Много научных начинаний и идей остались неосуществленными и долг его учеников углубить, развить и творчески обогатить научное наследие этого большого человека и крупного ученого.



# ВОЗРАСТ И ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ПОРФИРИТОВОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АБХАЗИИ

М. В. Топчишвили, Г.П. Лобжанидзе

**Возраст и литофациальные особенности нижней части порфиритовой серии Северной Абхазии.** М. В. Топчишвили, Г.П. Лобжанидзе. Геологический институт АН Грузии, ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Рассматривается литофациальный характер вулканогенно-осадочных образований нижней части порфиритовой серии Северной Абхазии, где она отличается частой изменчивостью как в латеральном, так и вертикальном направлениях. Ее возраст, на основании палеонтологических данных из подстилающих отложений, определяется тоаром и ааленом, а не байосом как утверждалось ранее большинством исследователей.

**xhlnkj fa[fptsbc gjhabhnbekb cthbbc mdtlf yfobkbc dekrfyjutyeh-lfyfktmb ofhvjyfmvyt,bc kbsjafwbkkehbf sdbct,ehf,fyb lf fcfrb8 v8 sjaxbidbkb7 u8 kj,;fyb&t8 cfm8 vtwy8 frfl8 utjkjubehb bycnbnb7 v8 fktmcb&bc m8 !/7 3( )3 s,bkbc8**

ufy[bkekbf xhlnkj fa[fptsbc gjhabhnbekb cthbbc mdtlf yfobkbc dekrfyjutyeh-lfyfktmb ofhvjyfmvyt,bc kbsjafwbkkehbf sdbct,ehf,fyb7 hvjkt,bw [fcbslt,bfy [ibhb wdfkt,flj,bs hjujhw kfntfhkehbf fctdt dthnrbkkehbf vbfhsekt,bs8 vbcb fcfrb7 mdtivlt,fht yfktmt,bfy vjgjd,ekb gfkjynjkjubehb vjyfwvt,bc cfae&dtkpt7 ufybcfpqdhf njfhcek-ffktyehfl lf fhf ,fbjcehl7 hjujhw fvfc fcf,est,lf vrkdtdfhsf evtntcj,f8

The age and lithofacial peculiarities of the lower part of the Porphyritic series in North Abkhazia. M. Topchishvili, G. Lobjanidze. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, 1/9 M. Alexidze str., 380093 Tbilisi.

The paper deals with the lithofacial characteristics of the volcanogenic-sedimentary formations of the lower part of the Porphyritic series of North Abkhazia where these formations are distinguished by a considerable changeability in both lateral and vertical directions. Their age, on the grounds of paleontological findings from the underlying sequences, has been defined as Toarcian-Aalenian and not Bajocian as had been earlier thought by most of previous researchers.

Вулканогены нижней части порфиритовой серии развиты в самой северной части Гагрско-Джавской зоны на границе с Чхалтинско-Лайлинской (И. Гамкрелидзе, 1984), где слагают крылья довольно крупных синклинальных структур общекавказского простираня (рис. 1). Они здесь

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Горной Абхазии

принимают участие в строении Кодорского, Бзыбского и Гагрского хребтов и прослеживаются от ущ. р. Кодори на востоке до ущ. р. Лашипсе на западе, затем, минуя окрестности оз. Мзы, выходят за пределы территории Грузии.

Изучение вулканогенных образований порфиритовой серии в Абхазии имеет длительную историю. Ранние работы, касающиеся этой лито-стратиграфической единицы носили слишком общий характер и в настоящее время утратили научное значение. Ее планомерное систематическое изучение началось в тридцатых годах. Весьма ценные сведения, часто совпадающие с современными представлениями, о ее возрасте, взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями, о фациях и петрографической характеристике даются в работах Г.Р. Чхотуа, В.Я. Эдилашвили (1937), Г.Р. Чхотуа (1937), Е.К. Вахания (1937), В.И. Курочкина (1938), Г.Р. Чхотуа и др. (1940). Они впервые в верхней части вулканогенных отложений обнаружили ископаемые остатки фауны и на их основании порфиритовую серию отнесли к байосскому ярусу. Хотя Г.Р. Чхотуа не исключал возможности, что ее определенная нижняя часть охватывает и ааленский ярус.

Большое значение в познание геологии Абхазии и, в частности, вулканогенных образований порфиритовой серии имеют материалы сосредоточенные в неопубликованной основополагающей монографии С.Г. Букия, Е.М. Абамелик (1970) и в объяснительной записке к геологической карте и карте полезных ископаемых Абхазской АССР (Букия, Колосовская, Абамелик, 1971). Этими геологами уточнены границы распространения, состав и мощности порфиритовой серии. Новыми находками ископаемой аммонитовой фауны подтвержден их байосский возраст. Вулканогены андезит-



базальтового состава Абхазии ими выделены под названием ходжальской свиты, которая на основании литолого-петрографических признаков расчленена на три подсвиты, а последние, в свою очередь, на горизонты.

Сотрудники Абхазской комплексной экспедиции ГИН АН Грузии и производственного управления - Т.В. Джанелидзе, Ш.А. Адамия, Г.И. Абесадзе и др. (1972) несколько занизили ранг порфириновой серии и рассматривают ее в качестве свиты. По совокупности литолого-петрографических критериев они подразделили ее на подсвиты. Самая нижняя из них ацетукская подсвита сложена в основном вулканогенно-осадочными слоистыми породами, средняя - ригинская подсвита характеризуется резким преобладанием исключительно вулканогенных массивных пород, а верхняя, ригинская - значительным участием терригенных слоистых песчано-глинистых осадков. Эти литостратиграфические подразделения, отличающиеся специфическими фациально-литологическими особенностями, в дальнейшем были возведены в ранг свит (Абесадзе, Хотяновский, 1975).

Между глинисто-сланцевой и вулканогенной формациями Т.В. Джанелидзе и др. (1972) выделили переходную кутыкухскую свиту, представленную переслаиванием пирокластолитов с глинистыми сланцами и алевролитами. По их мнению свита согласно следует за слоями с позднеааленским аммонитом и относится к самым верхам аалена и байосу?

В 1977-1978 гг. при составлении детальных лито-стратиграфических и структурных разрезов в правобережной части р. Аданге, нами были получены новые данные, позволившие утверждать, что возраст вулканогенных образований, соответствующих ацетукской свите, опускается ниже байосского яруса (Топчишвили, Лобжанидзе, 1980).

В данной работе это мнение обосновывается более богатым фактическим материалом.

В восточной части Северной Абхазии вулканогенно-осадочные образования ацетукской свиты слагают Чхалтинский и Кодорский хребты. Они прослеживаются в низовьях р. Ацгары (Чхалты) между селениями Птыш и Чхалта, где принимают участие в строении Твибрашерской синклинальной структуры. Восточнее синклиналь постепенно суживается и на левой стороне р. Генцвиши в результате воздымания ее оси центриклинально заканчивается. Свита представлена туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, лавовыми брекчиями и лавами порфиритов. Подчиненное распространение имеют туфопесчаники и туфосланцы. В виде секущих жил встречаются диабазы и диабаз-порфириты. Из лавовых пород наиболее распространены авгит-лабрадоровые порфириты, один из мощных покровов которых наблюдается на правом берегу р. Кодори, у слияния с ней р. Ацгары. Значительное развитие имеют также альбитизированные базальты (спилиты) и плагиоклазовые порфириты. Реже встречаются роговообманковые оливиновые порфириты и диабазовые породы. Туфобрекчии и туфоконгломераты состоят из обломков порфиритов и их туфов, сцементированных в основном псаммитово-пелитовым туфовым материалом. Лавовые брекчии, как правило, непосредственно подстилают или перекрывают покровы.

В целом состав пород, слагающих ацетукскую свиту, не выдержан и характеризуется довольно сильной изменчивостью. В частности, в окрестностях с. Ажара и по р. Ацгары нижние горизонты свиты представлены авгит-лабрадоровыми порфиритами и их туфами, на хр. Журга - плагиоклазовыми туфобрекчиями и покровами лабрадоровых порфиритов, а в урочище Ахата она, как отмечал Г.Р. Чхотуа, начинается альбитофирами. Местами туфогенно-осадочные породы вообще отсутствуют и свита имеет исключительно грубообломочный и массивный характер.

Мощность отложений ацетукской свиты, уцелевших от денудации, с востока на запад постепенно увеличивается и от 200-350 м на участке рр. Генцвиши-Твибрашери возрастает до 1300 м в ущ. р. Чхалта.

Описанные вулканогенные образования не содержат остатки ископаемой фауны что, конечно, значительно затрудняет определение их возраста. Однако, этот пробел в некоторой степени восполнен представителями плеченогих и головоногих моллюсков, собранных в подстилающих отложениях.

К северо-западу от хутора Марджвена-Птыш, в одном из правых притоков р. Ацгары отложения, непосредственно продолжающие в нисходящей последовательности (с юга на север) вулканогенную толщу, содержат остатки аммонитов, двустворчатых, одного белемнита и морской лилии. Ниже приводится разрез со списком лишь аммонитовой фауны: 1. Известняки (4 м), 2. Туфы (10



м), 3. Песчанистые известняки (30 м), 4. Глинистые сланцы и алевролиты с плинсбахским *Phylloceras hebertinum* (Reyn.), позднесинемюр-плинсбахским *Partschiceras striatocostatum* (Men.), плинсбахскими *Zetoceras zetes* (d'Orb.), *Audaxlytoceras czjzeki* (Hauer) и позднеплинсбахским *Amaltheus margaritatus* Montf.

В 30 м к западу от слияния р. Южный Птыш с р. Ацгара обнажается выход известняков длиной свыше 120 м и шириной 25 м. В юго-западной части выхода известняки содержат включения обломков (20-30 см) туфогенных пород, затем известняки сменяются выше мелко- и среднезернистыми туфами с карбонатным цементом и туфобрекчиями спилитового состава. На левом берегу ущ. р. Ацгары в туфогенных породах наблюдаются уже обломки известняков.

В пачке известняков обнаружены многочисленные виды плеченогих (брахиоподы) (Балуховский, 1964; Адамия и др., 1972; Топчишвили, 1996). Не один из этих видов не дает возможности выделить во вмещающих их отложениях более мелкую стратиграфическую единицу, чем плинсбахский ярус. Исключение составляет "*Rhynchonella*" *persinuata* Rau., встречающаяся только в позднем плинсбахе. Следовательно, эта форма и указанный выше *Amaltheus margaritatus* Montf. Позволяют утверждать, что возраст терригенно-карбонатных отложений, подстилающих вулканогенные образования, не должен выходить за пределы верхнего подъяруса плинсбаха.

Плинсбахские известняки, вытянутые в виде узкой полосы почти параллельно контуру вулканогенно-осадочных образований, послужили А.Н. Балуховскому (1964) основанием для допущения трансгрессивного залегания последних на карбонатных отложениях. Трансгрессивное залегание пирокластолитов в верховьях р. Кодори указывалось также В.Я. Эдилашвили (1945), С.Г. Букия и др. (1970, 1971).

Ш.А. Адамия и др. (1972, 1974) между известковисто-сланцевыми породами и вулканогенными порфиритовой серии проводят разлом, вдоль которого допускают выпадение отдельных литостратиграфических единиц.

Трансгрессивное и тектоническое взаимоотношения этих образований нами не зафиксировано. Известняки и терригенные отложения всюду непрерывно переходят в пирокластолиты ацетукской свиты и возраст ее, видимо, должен соответствовать тоарскому и ааленскому векам, поскольку она согласно следует за отложениями с плинсбахской фауной.

Западнее отложения ацетукской свиты выступают в гребневой части хр. Шоудид и на северном его склоне, а также в верхнем и среднем течении р. Сибиста. Они здесь участвуют в строении сильно сжатых двух синклиналей, разобщенных антиклинальной складкой, в своде которой обнажены вулканогенные и карбонатно-терригенные породы. Последние совершенно постепенно переходят в вулканогенно-осадочные образования ацетукской свиты. Между ними залегает переходная толща кутыкухской свиты, которая представлена глинистыми сланцами, переслаивающимися с туфитами, паратуфитами и спилитовыми порфиритами мощностью 85 м. Вышележащая ацетукская свита, сложенная в основании псаммитовыми литокристаллокластическими туфами альбитофира и мергелистыми туфитами, сменяющимися в восходящем разрезе средне- и крупнозернистыми псаммитовыми туфами пироксенового базальта, массивными лавовыми и туфовыми брекчиями спилитов и базальтов. Наряду с обломками эффузивов они содержат и обломки органогенных известняков и мергелей, вынесенных, очевидно, из подстилающей терригенно-карбонатной толщи. Более верхние горизонты свиты занимают лавовая брекчия с обломками спилитов, пироксеновых и роговообманковых базальтов, покров мандельштайнового пироксенового базальта и мощная пачка лавовых и туфовых брекчий преимущественно мелонократовых базальтов. Мощность ацетукской свиты исчисляется 750 м. Ее возраст и на этом участке исследованной территории скорее всего соответствует тоарскому и возможно ааленскому ярусам, т.к. в карбонатных породах подстилающей толщи, развитой на юго-восточном склоне водораздельного хребта рек Шоустави и Шоудид, а также в ущелье р. Сибисты, встречены ископаемые остатки криноидей, брахиопод и двустворчатых моллюсков (Адамия и др. 1974; Топчишвили, 1996), стратиграфический диапазон которых в основном ограничен средним лейасом.

Далее к западу вулканогенно-осадочные образования выступают на поверхность в ущелье р. Аданге, в верховьях ее правых притоков и в истоках р. Амткел, где они слагают несколько синклинальных складок. В основании вулканогенов почти везде выделяется переходная толща кутыкухс-



ВОСТАНОВЛЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА	ВОЗРАСТ	МОЩНОСТЬ, М.	R <sup>0</sup> max % (ВИТРИНИТА)	ПАЛЕО Т°С	ПАЛЕО ПОГРУЖЕНИЕ	СТАДИЯ УГЛЕФИКАЦИИ	МАССА ОВ, МЛН.Т.	
	1	2	3	4	5	6	7		
ПО ФАКТИЧЕСКИМ ДАННЫМ		N	200	0.08	15.0	200.0	Т		
		P	400						
		K <sub>2</sub>	800						
		K <sub>1</sub>	700	0.34	70.0	2100.0	Б		
		J <sub>3</sub>	700				ДГ		
			80						
		J <sub>2bt</sub>	100						
		J <sub>2bt</sub>	100	0.64	130.0	3100.0	Г <sub>1</sub>		1630.0
		J <sub>2bt</sub>	150						
	J <sub>2bt</sub>	200	0.86			Г <sub>2</sub>	600		
	J <sub>2bj</sub>	200	0.90	180.0	3700.0				
	J <sub>2bj</sub>	~ 3000							



кой свиты мощностью от нескольких до 200 м. Отложения свиты, в четвертом правом притоке р. Аданге, содержат аммониты (Топчишвили, Лобжанидзе, 1980), имеющие в разрезе следующую последовательность (рис. 2): 1. глинистые сланцы чередующиеся с мелкообломочными карбонатизированными туфами андезит-базальтового состава (6 м), 2. толстослоистые мелко- и среднеобломочные пирокластиты спилитовых и андезит-базальтовых порфиритов с глинистыми сланцами в средней (8 м) и верхней (3 м) частях. Общая мощность пачки 80 м. К верхним слоям глинистых сланцев приурочены *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. cf. subnodosus* (Y. et B.) и *A. sp.* Затем следуют: 3. мелко- и среднеобломочные толстослоистые туфы, местами с обломками спилитовых мандельштайновых порфиритов (25 м), 4. глинистые сланцы, иногда слабо алевритистые (60 м) с *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. laevigatus* How., *A. subnodosus howarthi* Steph., *A. stokesi* (Sow.). Все перечисленные аммониты четко определяют возраст отложений кутыкухской свиты поздним плинсбахом.

Стратиграфически выше развиты уже тоар-ааленские слоистые пирокластиты андезит-базальтовых порфиритов ацетукской свиты мощностью в несколько сотен метров, хотя в ущелье р. Амткел она значительно увеличивается и достигает 1000 м, а по меридиану перевала Аданге, на гребне водораздела рек Бзыби и Аданге сокращается до 150 м.

В ущелье р. Амткел вулканокластиты ацетукской свиты представлены мелко-, средне- и крупнообломочными порфиритовыми и авгит-лабрадоровыми туфобрекчиями, переслаивающимися с кристаллокластическими туфами.

Синклинальные структуры правобережья р. Аданге, сложенные вулканокластитами, на левобережной части верхнего течения р. Бзыби сливаются в одну широкую синклинальную складку, осложненную в северо-западном направлении (у реки Химса) сильно сжатыми, относительно мелкими складками северо-западного простирания.

В одной из этих синклинальных структур в районе Химса отложения ацетукской свиты (1000 м) сложены слоистыми пелит-алевритовыми туфами спилитового, базальтового и смешанного (андезит-базальтового) состава. Для них нередко характерна полосчатость, обусловленная сортировкой материала разного гранулометрического состава от псаммитового до алевро-пелитового. Сравнительно редки мелкообломочные туфобрекчии. Эффузивы спилитов, относительно слабоальбитизированных базальтов и андезит-базальтов встречаются лишь в виде обломков в пирокластах. Зафиксировано также наличие толстослоистых туфобрекчий крупнопорфиритового кварцевого кератофира и роговообманкового андезита или андезит-базальта (в 700 м от основания свиты). В нижней части подсвиты и подстилающей ее кутыкухской свите имеются несколько субвулканических пород – монцодиабазов и габромонцонитов (25-30 м). Ацетукская свита характеризуется пестротой

Рис. 2. Сопоставление разрезов плинсбах-ааленских отложений правобережья р. Чхалта

1 – глинистые сланцы; 2 – песчаники и алевролиты; 3 – туфы с карбонатным цементом; 4 – песчанистые известняки; 5 – известняки; 6 – туфогены спилит-базальтового состава, средне- и толстослоистые; 7 – глинистые сланцы песчанистые; 8 – туфогены спилит-базальтовые, толстослоистые, местами брекчиевидные; 9 – спилит-базальтовые туфы и туффиты, мощность слоев до 1 м; 10 – местонахождение аммонитов

литологического состава и изменчивостью пород по напластованию. Так, например на левой стороне р. Химса в мулде синклинали обнажена мощная пачка туфобрекчии (20 м) с обломками пироксен-роговообманковых базальтов, которые в северо-восточном крыле синклинали, видимо, замещаются микро-туфобрекчиями крупнопорфиритового кварцевого кератофира и роговообманкового андезита или андезит-базальта (рис. 3). Свита лишена лавовых покровов.

Определенной закономерности в последовательности вулканизма в районе Химса не устанавливается. В разрезе нижние горизонты представлены туфами базальта, несколько выше они переслаиваются с туфами андезита, а еще выше появляются пирокласты спилита, содержащие обломки мандельштайновых оливиновых базальтов.

Восточнее на участке Псыква-Аданге рассматриваемые отложения представлены в основном туфами и туфобрекчиями базальтового состава (350 м). Лавовые породы приурочены к низам ацетукской и переходной кутыкухской свите. Они в виде покровов встречаются спорадически и весьма в малом количестве. С другой стороны туфогены часто содержат включения измененных порфиритовых и мандельштайновых эффузивов базальтового состава.

Если учесть те факты, что отложения кутыкухской свиты в четвертом правом притоке р. Аданге содержат представителей амальтеид, а западнее, в одном из притоков р. Грибзы, в подстилающих ее отложениях обнаружен (Топчишвили, 1996) позднеплинсбахский *Paltarpites argutus* (Buck.), то с большой уверенностью можно заключить, что расположенные выше вулканокластолиты ацетукской свиты и здесь охватывают более верхние стратиграфические уровни, чем плинсбахский ярус.

В западной части исследованной территории изученные отложения непрерывно прослеживаются в бассейнах рек Баул, Бавью и через хр. Анчхо непосредственно увязываются с аналогичными образованиями ущ. р. Лашипсе. Несколько севернее в районе горы Чибисха они уцелели от денудации и выступают в осевой части одноименной синклинали в виде изолированного выхода мощностью 400 м. В основании этого выхода обнажена верхняя часть кутыкухской свиты, представленная двумя покровами или пластовыми жилами мандельштайнового спилита, разобщенными слоями глинистых сланцев. Данные отложения перекрываются вулканокластолитами ацетукской свиты - пелит-алевритовые, псаммитовые, иногда псаммито-псефитовые, литокристаллокластические спилитовые туфы андезит-базальтового и базальтового состава, неравномерно переслаивающиеся с спилитовыми, мандельштайновыми и андезит-базальтовыми покровами и туфобрекчиями с обломками спилитов и базальтов.

Более полный разрез, охарактеризованный фауной, нижних горизонтов вулканогенных образований, соответствующих кутыкухской свите, развит на водораздельном хребте р. Ахей и р. Бзыбь, где слагающие его отложения выделены В.П. Цетлиным в самостоятельную толщу Чибисхо. Толща им делится на два горизонта: лавовый и туффитовый. Первый из них сложен лавами и крупнообломочными туфобрекчиями спилитовых порфиритов. Туффитовый горизонт согласно сменяет породы лавового горизонта и представлен полосчатыми туфами и туффитами или мелкообломочными туфобрекчиями с прослоями глинистых сланцев, содержащих (в 35 м от основания) позднеплинсбахский *Amaltheus cf. reticularis* (Simps.) и остатки пеллеципод (Панов, 1976).

Эти отложения согласно переходят в ацетукскую свиту, которая с небольшими пропусками обнажается в бассейне р. Ахей. Здесь в ее составе главную роль играют слоистые пелит-алевритовые, алевритовые и псаммитовые туфы главным образом спилитового состава с подчиненными слоями мелкообломочных туфобрекчий (мощность свиты 400 м). Несколько иной характер имеет свита в бассейнах рр. Баул и Бавью. Она построена, в основном, порфиристыми туфобрекчиями и покровами авгитовых, мандельштайновых порфиритов и спилитов, а туфы встречаются сравнительно редко (Букия и др., 1970).

По хр. Анчхо и далее на юг до урочища Рихва ацетукскую свиту мощностью 1400 м (Абесадзе, Хотяновский, 1975) слагают тонко-, средне- и толстослоистые кристаллокластические алевритовые, псаммитовые, местами полосчатые туфы спилитового порфирита, туфобрекчии авгит-лабрадорного порфирита, мелко- и крупнообломочные лавовые брекчии авгит-лабрадорного и спилитового порфирита с мандельштайновыми обломками, а также покровы спилитовых порфиритов

Рис. 3. Сопоставление разрезов тоар-байосских отложений междуречья Кодори-Лашипсе

1 – глинистые алевролиты; 2 – гиалокластиты; 3 – спилитовые диабазы, порфириты и спилиты; 4 – грубослоистые, местами массивные базальтовые и андезит-базальтовые брекчия-конгломераты с жилами и покровами порфиритов; 5 – монцо-диабазы, габбро-монциты и габбро; 6 – брекчиевидные спилиты; 7 – рассланцованные туфы кварцевого кератофира. Остальные усл. Обозн. см. на рис. 2

и дайки диабазов. Вулканокластолиты свиты согласно подстилаются 95 м толщей, представленной алевритовыми туфами с прослоями глинистых сланцев и маломощными (1 м) покровами спилитовых порфиритов, объединяющихся в кутыкухскую свиту, которая принимает здесь участие в строении сжатых симметричных синклинальных складок.

По р. Лашипсе среди туфобрекчий, туфоконгломератов с покровами порфиритов и их туфов, соответствующих ацетукской свите, появляются прослой глинистых песчаников и глин (Букия, 1953).

К северо-западу оз. Мзы вулканокластолиты ацетукской свиты непосредственно залегают на глинистых сланцах аспидной формации и перекрываются отложениями ричинской свиты. Они принимают участие в строении ацетукской и яштинской структурах (Абесадзе, Хотяновский, 1975). По данным этих исследователей в нижней части свиты выделяются пелит-алевролитовые,



местами полосчатые, псаммит-псефитовые литокристаллокластические туфы спилитового порфирита с пластовыми жилами диабаз-порфирита и покровами спилитового диабаз-порфирита. Встречаются слои туфоконгломератбрекчий того же состава. Общая мощность толщи 470 м. В верхней части свиты также преобладающим компонентом является алевро-псаммит-псефитовые литокристаллокластические туфы, только уже представленные авгит-лабрадоровыми порфиритами. Нередко встречаются туфобрекчии, лавобрекчии, пластовые жилы и покровы авгит-лабрадорового порфирита. Мощность этой части свиты 340 м.

На последних участках развития вулканогенных образований аммонитовая фауна отмечается лишь из подстилающих их глинистых сланцев в бассейне р. Лашипсе (Беридзе и др., 1972). По определению К.Ш. Нуцубидзе она представляет собой *Ludwigia* sp. На основании данной формы включающие ее отложения относились к ааленскому ярусу, а вышележащие вулканогенно-осадочные образования - байосу. Ознакомившись с аммонитом мы убедились, что несмотря на его плохую сохранность, он по морфологическим признакам значительно ближе стоит к роду *Amaltheus* (Топчишвили, 1996).

Таким образом, исходя из возрастных границ указанного аммонита и стратиграфического положения ацетукской свиты (залегает на верхнеплинсбахских отложениях и перекрывается байосскими) ее тоар-ааленский возраст и здесь остается в силе.

Из приведенного фактического материала, можно заключить, что в Северной Абхазии вулканизм андезит-базальтового состава начался значительно раньше байосского века. Руководящие аммониты, обнаруженные в кутыкухской свите говорят за ее позднеплинсбахский возраст, перекрывающие же отложения ацетукской свиты своим стратиграфическим положением занимают интервал от тоара до аалена включительно.

Вещественный состав и фациальный характер Ацетукской свиты по латерали и в разрезе, в общем непостоянный. Отдельные ее элементы по простиранию часто замещают друг друга, а в районе Химса среди эффузивов спилитов и андезит-базальтов появляются пирокластиты кварцевого кератофира; лавовые покровы, встречающиеся в других разрезах, здесь исчезают вообще и вулканизм имеет исключительно эксплозивный характер.

## Литература

- Абесадзе Г.Н., Хотяновский П.А. (1975). Геологическое строение высокогорной части Центральной Абхазии (Отчет тематической партии по разработке корреляционных стратиграфических схем мезозойских отложений Абхазии по работам 1970-1972 гг.) //Фонды ГГУ. Тбилиси. 30 с.
- Адамия Ш.А., Алибегашвили Б.А., Беридзе М.А., Дудаури О.З. и др. (1972). Отчет Абхазской экспедиции Геологического института АН ГССР по работам 1971 г. по хозяйственной теме с Твибашерской ГРП Грузинского производственного геологического управления //Фонды ГГУ и ГИН АН ГССР. Тбилиси. 109 с.
- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Дудаури О.З. и др. (1974). Геологический отчет Ацгарской ГПП о результатах поисковых работ в Центральной части медно-пирротинового пояса Абхазии (участки Чегал, Аданге, Марухи, Сибиста) по работам 1971-1973 гг. //Фонды ГГУ и ГИН АН ГССР. Тбилиси. 238 с.
- Балуховский А.Н. (1964). К стратиграфии и палеогеографии лейаса Центральной Абхазии //Вопр. регион. Геологии СССР. М. С. 73-77.
- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. (1972). Нижняя юра //Вопр. геол. северо-западной части Абхазии. "Мецниереба". Тбилиси. С. 22-39.
- Букия С.Г. (1952). Отчет Гагринской геосъемочной партии по работам 1952 г. Т. I. Геологическое описание листов К-37-21-В и 33-А, К-37-21-Г, южных половин листов К-37-21-А, К-37-21-Б, К-37-22-А и северных половин листов К-37-22-В и К-37-22-Г //Фонды ГГУ. 613 с.
- Букия С.Г., Абаелик Е.М. (1970). Геология и полезные ископаемые Абхазской АССР //Монография. Т. I. Фонды ГГУ. Тбилиси. 281 с.

- Букия С.Г., Колосовская О.В., Абамелик Е.М. (1971). Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР масштаба 1:50 000 (Объяснительная записка) //М. 337 с.
- Вахания Е.К. (1937). Нефтегеологическое исследование мезозойских отложений Западной Абхазии //Фонды Грузнефти. Тбилиси. 13с.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и Альпийская геодинамика Кавказа. Тектоника и металлогения Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. "Мецниереба". Тбилиси. Нов. сер. Вып. 86. С. 105-184.
- Джанелидзе Т.В., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Вашадзе Б.Г., Кавтарадзе А.А. (1972). Байос. Порфиритовая свита //Вопр. геол. северо-западной части Абхазии. "Мецниереба". Тбилиси. С. 39-61.
- Курочкин В.И. (1938). Геологическое описание Бассейнов среднего течения р. Бзыби и ее правого притока р. Геги //Фонды ГГУ. 281 с.
- Панов Д.И. (1976). Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития //Геол. Больш. Кавказа. "Недра". М. С. 154-207.
- Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. (1980). Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений правобережья верховьев р. Аданге (Горная Абхазия) //Сообщ. АН ГССР. 98. № 3. С. 609-612.
- Топчишвили М.В. (1996). Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 108. "Нике". Тбилисис. 216 с.
- Чхотуа Г.Р., Эдилашвили В.Я. (1937). Отчет Абхаской геосъемочной партии за 1936 г. //Фонды Зак. Гу. Тбилиси. 174 с.
- Чхотуа Г.Р. (1937). Предварительный отчет о работах Абхаской геосъемочной партии Закгеолтреста (по полевым данным 1936 г.) //Закгеолразведтрест. Фонды ГГУ. Тбилисис. 20 с.
- Чхотуа Г.Р., Кикиани А.Д., Рубинштейн М.М. (1940). Отчет Чхалтинской геологосъемочной и поисково-разведочной партии за 1939 г. //Фонды ГГУ. Тбилиси. 254 с.
- Эдилашвили В.Я. (1945). Отчет Кодорской геологосъемочной партии по работам 1944 г. (лист К-37-ХII масштаба 1:200 000) //Фонды ГГУ. Тбилиси. 165 с.



**ПОЗДНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ**

(закономерности эволюции, геодинамика проявления и проблема Восточно-Черноморской впадины)

**Г.Ш.Надареишвили****Позднеюрский вулканизм Грузии (закономерности эволюции, геодинамика проявления и проблема Восточно-Черноморской впадины). Г.Ш.Надареишвили.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

В Грузии позднеюрский вулканизм был проявлен в Колхиде и на Локском выступе фундамента. В первом случае он сопутствовал становлению позднеюрского Черноморско-Колхидского внутридугового рифта, а во втором протекал в островодужной обстановке над падавшей на север палеосубдукционной зоной. Становление рифта протекало в два этапа. На первом, в келловее - раннем оксфорде в теле Понтийско-Южнокавказской островной дуги заложилась основная часть рифта. Этому сопутствовали мощные трещинные излияния субщелочных оливиновых трахибазальтов, базальтов и трахитов. На втором этапе в позднем оксфорде-титоне рифтовая структура переродилась в обширное солеродное море с гидрологическим режимом типа море-бассейн-бассейн. В это же время формировалась редуцированная часть рифта с резко ослабшим вулканизмом. На Локском выступе в поздней юре формировались островодужные известково-щелочная и толеитовая базальт-андезит-риолитовые серии. Высказываются предположения о тесной связи процессов рифтогенеза, вулканизма и галогенеза, а также об единстве процессов становления Колхидского рифта и Восточно-Черноморской впадины.

*cfmfhsdtkjc udbfybehekb dekrfybpvb (tdjkewbbc rfjyypjvbtht, fyb= ufvjdkbyt, bc utjlbyfvbrf lf fqvcfdkts ifdb pqdbc qhvekbc ghj, ktvf)= u yflfhtbidbkb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= \fktmcb·bc 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*cfmfhsdtkjib udbfybehekib dekrfybpvbc ufvjdkbyt, fc flubkb ]mjylf rjk[tsib lf kjmbc idthbkpt gbhdtk itvs[dtdfib bc ifdb pqdf-rjk[tsbc udbfy behekb ibufhrfkeh bhanbc xfvj'fkb, t, bc ghjwctbc sfy[dltymbkb b'j= [jkj vtjhtib - vblbyfhtj, lf rey·eksf hrkbc gbhj, t, ib xhbkj lfmfyt, bc gfkjtce, lemwbheh ppybc sfdpt hbanbc xfvj'fkb, t, f jh tnfgl vblbyfhtj, lf gbhdtkfl rfkjdbeh-flhtjmcajhlekib gjyneh-cfv[htsrfdrcbeh rey·eksf hrkbc rbleh lfcfdkts yfobkib xfbccff hbanbc ·bhbsflb yfobkb= hjvksfufyfw sfy f[klf ce, nent jkdbdybfyb nhfmb, fpfknt, bc= , fpfknt, bc lf nhfmbnt, bc v·kfdhb yfghfkjdfyb fvjys[tdt, b vtjht tnfqpt udbfyjmcajhlek-nbnjyehib hbanekb cnhemnehf ufhlfbmvyf vfhbkv, fl pqdf ]blhjkjubehb ht;bvbs pqdf-fepb-fepb\ fv lhjc xfvj'fkb, lf hbanbc htlewht, ekb fqvcfdkts yfobkb sfy[dtlhb itcecnt, ekb dekrfybpvbs\ fvfdt lhjc kjmbc idthbkpt ajhvhlht, jlf rey·ekshrfkeh bbn-nent lf njktbnehb , fpfkn-fyltpbn-hbjkbseh bcthb, b\ ufvjsmvekb fvcfpht, f dekrfybpvbc= hbanjutytpbc lf jfkjutytpbc ghjwct, bc vzblhj rfdibhpt= fctdt udbfybehekb rjk[tsbc hbanbc lf ifdb pqdbc fqvcfdkts qhvekbc xfvj'fkb, t, bc thslhjckj, fpt\*

**Late Jurassic volcanism of Georgia (evolution regularities, geodynamics of its manifestation and problem of the Eastern Black Sea depression). G.Nadareishvili.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences. M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

In Georgia the Late Jurassic volcanism was manifested in Kolchida and on the Locki salient. In the first case it coincides with the development of the Late Jurassic Black Sea-Kolchida inter-arc rift formation and in the second case it took place in island arc conditions above the north inclined paleosubduction zone. The rift formation process had two stages: at the first stage the main part of the rift in the extreme western part of the Callovian-Early Oxfordian Pontian-South Caucasian island-arc had generated; it was accompanied by strong fissure eruptions of subalkaline olivine basalts, basalts and trachytes. At the second stage in the Late Oxfordian-Titanian the rift structure transformed into a vast salt-generating sea with sea-basin - basin type regime. At the same time had been formed the reduced eastern part of the rift with the contemporaneous weakened volcanism, and also on the Locki salient calc-alkaline and tholeiite-basalt-andesite-rhyolitic series had developed. Herein, stand point on close links of volcanisms, riftogenesis and halogenesis is given as well as the viewpoint on contemporaneity of the formations of the Late Jurassic-Kolchi's rift and the Black Sea southern depression.

В основу предлагаемой статьи легли исследования керна более чем 200 скважин, пробуренных в Колхидской и Верхнекуринской впадинах и прилегающих к ним областях. При обсу-

ждении данных и построении геодинамической модели проявления позднеюрского вулканизма Грузии автор статьи, вслед за предыдущими исследователями (Букия, 1954; Леквинадзе, Эдилашвили, 1958; Химшиашвили, 1957; Тодриа, 2000 и др.) допускает, что возраст пестроцветной свиты в местах, где она согласно следует за батской угленосной толщей, охватывает всю позднюю юру. Кроме того, он придерживается концепции Понтийско-Южнокавказской плиты (Джанелидзе, 1942; П.Гамкрелидзе, 1966; Бончев, 1975 и др.), игравшей в мезозое роль зрелой островной дуги с мощной корой герцинской консолидации (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999).

В Грузии проявления позднеюрского вулканизма отмечаются в Колхидской впадине и Окрибе, а также в Юго-Восточной Грузии. В современной структуре он охватывает в первом случае зоны Западного погружения и Центрального воздымания Грузинской глыбы и сопутствует процессу зарождения и развития позднеюрского внутридугового Черноморско-Колхидского рифта. Во втором же случае вулканическая активность, охватывая в пределах Грузии Локский выступ доюрского фундамента, наподобие ранне-среднеюрской, протекала в островодужной обстановке над падавшей на север палеосубдукционной зоной.

### **Фактический материал и геологическая позиция**

На Кавказе в поздней юре наиболее мощная вулканическая деятельность отмечается на территории Колхидской впадины. Она пространственно и генетически была связана с формированием обширной рифтогенной структуры, погребенной под мощным чехлом мезо-кайнозоя (Г.Надареишвили, 1986). Исследование керн глубокого бурения в Колхидской и Верхнекуринской впадинах позволили по-новому осветить некоторые ключевые вопросы позднеюрской истории геологического развития Грузии.

В причерноморской части Колхиды на поисковых площадях на нефть - Леса, Сагвамичао, Чаладиди, Квалони, Цаиши, Зугдиди, Сатанджио, Окуми, Очамчире и др.- под неоком-аптскими известняками и доломитами с линзами и пластами ангидрита в низах, бурением вскрыта пестроцветная эвапорит-терригенная свита (рис. 1а, 2). Она однородного строения и представлена красными, красно-коричневыми, бурыми и серо-бурыми алевритистыми, реже песчанистыми аргиллитами, с которыми переслаиваются алевролиты, реже песчаники, доломитизированные известняки и доломиты. Последние присутствуют в верхах свиты. На разных ее уровнях залегают мощные (5-10 м) пласты галита и ангидрита. Редко встречаются также пропластки и гнезда сильвина и карналлита. В восходящем разрезе галогениды постепенно уступают место сульфатам, а в верхах вовсе отсутствуют (Г.Надареишвили, 1984).

В западной части Колхиды свита подстилается мощной пачкой мелкообломочных брекчия-конгломератов, гравелитов и песчаников вулкано-терригенного типа, т.е. слагающий их материал представлен исключительно обломками и зернами оливиновых трахибазальтов, базальтов и трахитов, являющихся продуктами размыва нижележащего лавового комплекса. Наибольшей мощности рассматриваемая пачка достигает на перифериях Колхидской впадины (300-600 м). В сторону ее осевой части, наряду с уменьшением мощности, уменьшается и размер вулкано-терригенного материала (см. рис.1а). Следовательно, рассматриваемая пачка, являясь базальным образованием эвапорит-терригенной свиты, указывает на трансгрессивное залегание последней на подстилающий ее эффузивный комплекс.

Общая мощность эвапорит-терригенной свиты по профилю Леса-Окуми (см. рис.1а, 2) варьирует в пределах 350-800 м. При этом наибольшие мощности отмечаются в осевой части Колхидской впадины, хотя некоторое ее возрастание за счет базальных образований отмечается также на ее перифериях.

Под базальными образованиями эвапорит-терригенной свиты бурением вскрыт мощный эффузивный комплекс, сложенный красноватыми, красно-бурыми, бурыми и серыми, исключительно массивными, часто афировыми, иногда миндалекаменными лавовыми покровами. В них пиллоу-лавы, подводное происхождение которых не вызывает сомнения, как правило, отсутствуют. В комплексе отсутствуют также вулканокластические образования.

По составу породы эффузивного комплекса западной Колхиды соответствуют оливиновым трахибазальтам и трахидолеритам (38%), оливиновым базальтам и долеритам (36%), анальцимовым базанитам (2%), трахитам (15%), трахиандезибазальтам (4%), трахиандезитам (3%) и пикрит-базальтам (1%). При этом оливиновые базальты доминируют в разрезах осевой части впадины, составляя 70% вскрытой части комплекса (скв. Квалони, Цаиши, Чаладиди), а оливиновые трахибазальты в разрезах бортовых частей впадины составляют 60-70% объема всех пород (скв.Леса,



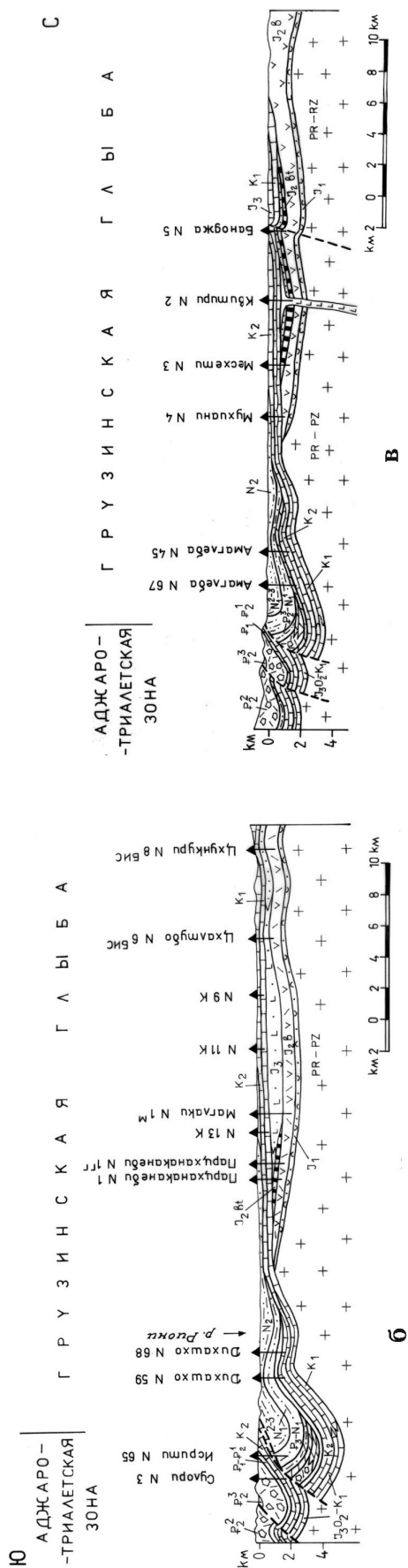
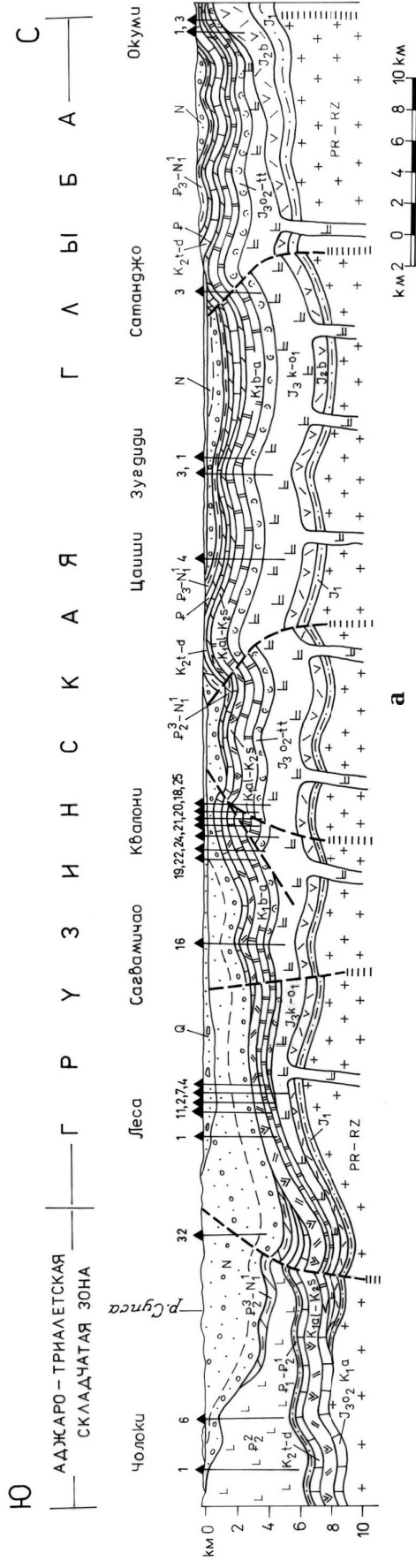


Рис. 1. Геологический профиль Колхидской впадины а-западная часть; б-восточная часть; в-крайне восточная часть. Усл. обознач. см. на рис. 2.

Зугдиди, Окуми). Все разновидности пород без исключения в том или ином количестве содержат оливин, перешедший в красно-бурый и бурый боулингит. Мощность рассматриваемого комплекса в причерноморской части Колхиды превышает 2,5км (подошва здесь бурением не вскрыта). К востоку она резко сокращается и в разрезе скв.Самтредиа-1 не превышает 700-800 м.



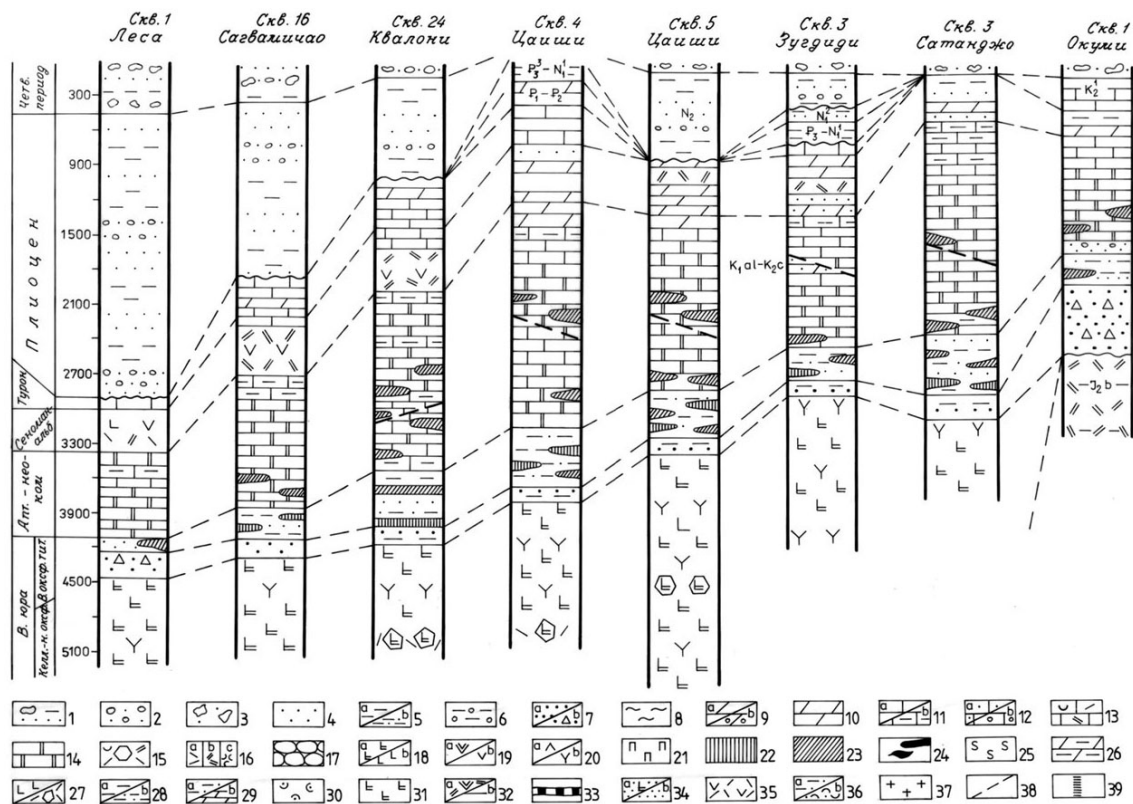
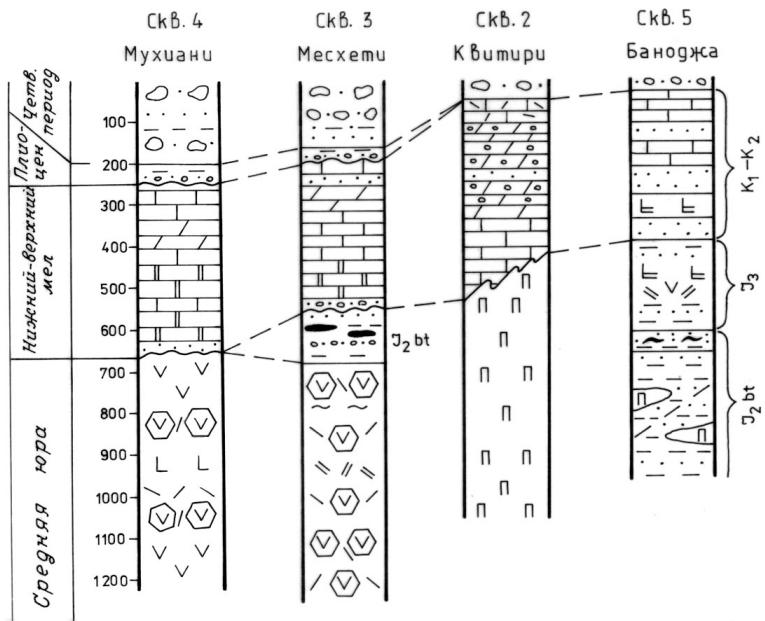
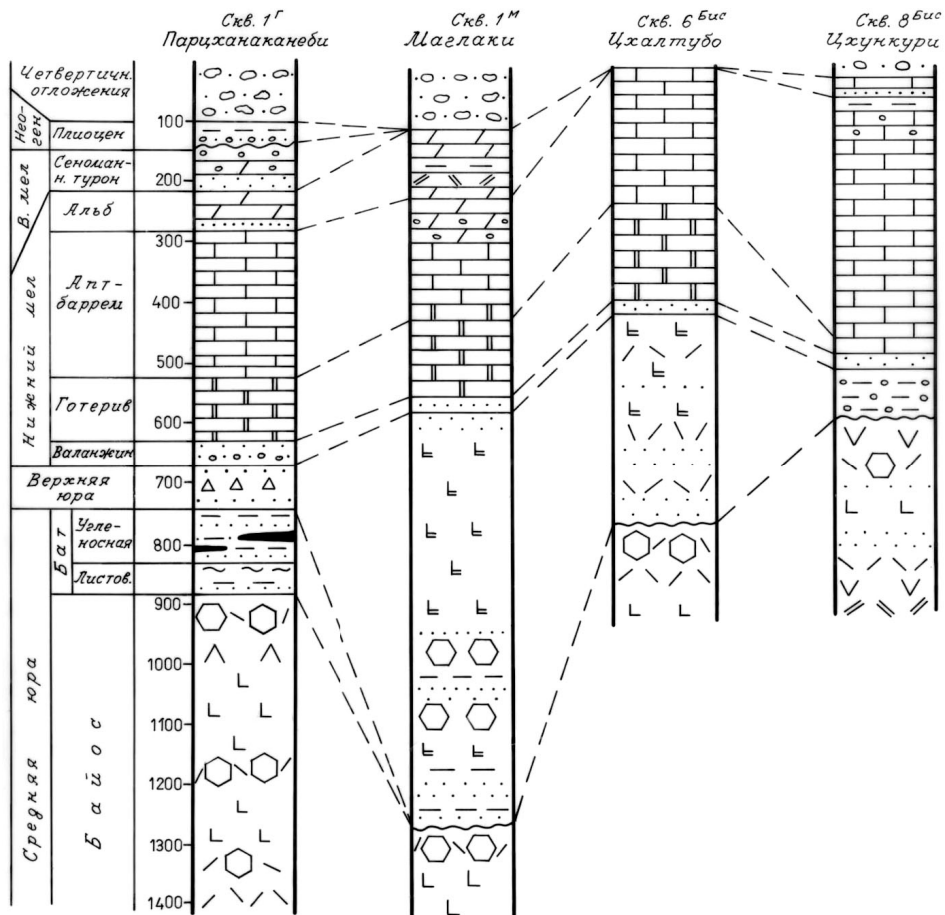


Рис. 2. Литологические колонки скважин к рис. 1а

1 - четвертичные галечники, валуны, пески, песчаники и глины; 2 - конгломераты; 3 - брекчии; 4 - песчаники и алевролиты; 5 - глины, аргиллиты(а), песчанистые и алевролитистые глины и аргиллиты (b); 6 - вспучивающиеся глины; 7 - листоватые сланцы; 8 - мергели (а), глауконитовые мергели (b); 9 - песчанистые мергели; 10 - известняки(а), глинистые известняки (b); 11 - песчанистые (а) и глауконитовые (b) известняки; 12 - известковые туффиты и туфоизвестняки; 13 - доломиты, доломитизированные известняки; 14 - вулканомиктовые песчаники (а) и гравелиты (b); 15 - вулканические брекчии; 16 - туфы основного (а), среднего (b) и кислого (с) состава; 17 - пиллоу-лавы и брекчии базальтового состава; 18 - оливинные трахибазальты, трахидолериты (а) и базальты (b); 19 - трахиандезиты (а) и андезиты (b); 20 - дациты (а) и трахиты (b); 21 - пикриты и пикрит-базальты; 22 - галит, реже сильвин и карналлит; 23 - ангидрит, гипс; 24 - уголь; 25 - силициты; 26 - нерасчлененные верхнеэоцен-нижнемиоценовые мергели и глины; 27 - среднеэоценовая вулканогенная формация; 28 - майкопская серия-глины(а) и мергели (b); 29 - палеоцен-нижнеэоценовый флиш (а) и мергели (b); 30 - верхнеоксфорд-титонская эвапорит-терригенная свита Колхиды; 31 - келловей-нижнеоксфордская эффузивная формация Колхиды; 32 - альб-сеноманская вулканогенная формация (а) и мергели (b); 33 - батская угленосная толща; 34 - верхнеюрская пестроцветная свита: брекчии, конгломераты, песчаники, глины с вулканитами (а) и те же отложения без вулканитов (b); 35 - байосская вулканогенная формация; 36 - нижнеюрские песчано-глинистые (а) и вулканогенно-осадочные (b) отложения; 37 - доюрский фундамент; 38 - разломы осадочного чехла; 39 - разломы фундамента

Абсолютный возраст оливинных трахибазальтов из скв. Сагвамичо-16 (гл. 4155-4161м) соответствует 168 млн.лет, а из скв.Квалони-24 (гл.4946-4951м)-167 млн.лет (определения проводились К-Аг методом в ИГЕМ АН СССР аналитиком М.А. Арутюнян), что отвечает границе средней и поздней юры (Харленд и др., 1985).

Эффузивный комплекс несколько восточнее г.Самтредиа замещается вулканогенными и терригенными отложениями (брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и глинами, среди которых редко встречаются эффузивы), слагающими нижнюю часть верхнеюрской пестроцветной свиты Окрибы (скв. Маглаки-1М, Цхалтубо-6Бис). Они трансгрессивно перекрывают байосскую вулканогенно-осадочную серию, которая в отличие от пестроцветной свиты сложена зеленокаменно измененными базальтами, андезитами и дацитами (скв.Маглаки-1М, Цхалтубо-6Бис, Самтредиа-1) и их пирокластолитами, т.е. они по петрографическому составу, процессам вторичных изменений резко отличаются от пород описанного эффузивного комплекса. Эффузивы же, аналогичные по составу породам эффузивного комплекса, в переслаивании с пирокластическими и вулканогенными отложениями широко развиты здесь в верхней части пестроцветной свиты (рис. 1б, 3, 1в, 4).



ицеские колонки скважин к рис. 16.  
знач. см. на рис. 2

Вулканические породы, связанные с пестроцветной свитой, на дневную поверхность выступают в основном в Окрибе (Кутаиси-Гелатский район). Перемежающиеся с терригенными континентальными отложениями лавовые покровы, вулканические брекчии и туфы по составу идентичны породам эффузивного комплекса Колхиды. Согласно Г.С.Дзоценидзе (1948) они в том или ином количестве постоянно содержат боулингитизированный или серпентинизированный оливин, на основании чего допускается, что в первом случае процесс замещения протекал на суше, а во втором - в водной среде, существовавшей в континентальных условиях в виде мелководных водоемов при жарком, но сравнительно влажном климате. Это хорошо подтверждается данными бурения, согласно которым присутствие боулингитизированного оливина в породах эффузивного комплекса Колхиды, претерпевших краснокаменное перерождение, говорит о том, что вторичные процессы, в основном, окислительные, протекали в условиях среды с высоким окислительным потенциалом при высоких температурах, т.е. в условиях суши. Это подтверждается также экспериментальными исследованиями (Вереш, 1963).

В Окрибе субвулканами являлись дайки и силлы эссекситов, залегающих в батских листоватых сланцах Кутаисского района (Дзоценидзе, 1948). Одна из них (60-70 м) в районе с.Гумбри прослеживается в субмеридиональном направлении на расстоянии более чем 1 км (Схиртладзе, 1943). Он, по-видимому, трассирует глубокий разлом, который по положению являлся подводящим каналом вулканов поздней юры.

Мощность пестроцветной свиты в Окрибе, в восточной, а также забортовой части рифта (Гагрско-Джавская зона) варьирует в пределах от первых десятков до 600-700 м. Наибольшие мощности отмечаются в местах непрерывного осадконакопления, начиная с батского времени (Ткибульский, Ткварчельский и Маганский угленосные бассейны). Наименьшие же – наблюдаются на территории, прилегающей к восточной, редуцированной части рифта.

О возрасте и возрастных взаимоотношениях эвапорит-терригенной свиты и эффузивного комплекса Колхиды можно сказать следующее. Первая из них с вышележащими карбонатными отложениями апт-неокома связана постепенным переходом (см. рис. 1а, 2). Что касается ее нижней границы, то она отбивается трансгрессивным ее залеганием с базальными образованиями в основании, на эффузивном комплексе, возраст которого, как уже отмечалось, по данным абсолютного возраста соответствует границе средней и верхней юры.

Породы эффузивного комплекса по петрографическому и вещественному составу являются полными аналогами вулканитов, залегающих в пестроцветной свите Окрибы, позднеюрский возраст которой, несмотря на разногласия в определении ее ярусной принадлежности, на сегодняшний день не вызывает сомнения (Джанелидзе, 1940; Мефферт, 1930; Кахадзе, 1947; Букия, 1954; Леквинадзе, Эдилашвили, 1958; Химшиашвили, 1957; Вахания, 1973; Бендукидзе, 1982; Тодриа, 2000 и др.). Слагающие комплекс краснокаменно измененные базальтоиды с боулингитизированным оливином, кроме вулканитов ассоциирующих с отложениями пестроцветной свиты Окрибы, своих аналогов в Южнокавказской юре не имеют.

Ко всему этому следует добавить, что согласно И.Д.Чечелашвили (1959) в Гагрско-Джавской зоне в келловой-оксфордских отложениях басс. р.Бзыби залегают лавовые покровы высококислотных трахитов и туфов, являющихся полными аналогами трахитов эффузивного комплекса Колхиды.

Таким образом, позднеюрский возраст эффузивного комплекса и перекрывающей ее эвапорит-терригенной свиты не вызывает сомнения. Однако с целью установления их ярусной принадлежности автор статьи прибегает к косвенным данным и общегеологическим соображениям. О прямой связи проявления позднеюрского вулканизма с дроблением и, следовательно, с резким повышением проницаемости коры, способствовавшей излиянию на поверхность огромных масс базальтоидов, не вызывает сомнения. Сопутствовавшие этому процессу нисходящие движения обусловили келловейскую трансгрессию, столь обширно проявившуюся на Кавказе (Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947; П.Гамкрелидзе, 1949; Адамия и др., 1964). Следовательно, нижняя возрастная граница эффузивного комплекса не должна опускаться ниже келловей.

Что же касается его верхней границы, то она, по нашему мнению, соответствует концу раннего оксфорда. Во-первых, с позднего оксфорда резко меняется палеогеографическая обстановка в Грузии. В частности, в это время трансгрессировавшим морем затоплялись сформировавшаяся к этому времени рифтогенная депрессия Колхиды и территории современной Аджаро-Триалети и Артвинско-Болнисской глыбы, являвшихся до этого времени размывавшейся сушей (Г.Надареишвили, 1985, 1986). Во-вторых, по Н.В.Бендукидзе (1982), в Гагрско-Джав-



ской зоне начало роста коралловых рифовых построек совпало с наступлением позднего оксфорда и сопутствовал постепенному погружению дна морского бассейна. Кроме того, согласно З.М.Лебанидзе (1998), в Западной Абхазии коралловые барьерные рифы и рифы-волноломы в конце оксфорда прекращали рост по вертикали и начиная с кимериджа росли вширь. По мнению автора это увязывалось с прекращением погружения дна бассейна, а местами в конце кимериджа с кратковременными воздыманиями. Следовательно, в Колхиде и прилегающей к ней территории трансгрессия моря, начавшаяся в позднем оксфорде, вслед за кратковременной регрессией в конце раннего оксфорда, а в основном кимеридже, сменялась регрессией.

Из вышеизложенного следует, что возраст эвапорит-терригенной свиты соответствует верхнему оксфорду-титону, а залегающего под ней эффузивного комплекса – келловей-нижнему оксфорду. Что же касается вулканитов Окрибы, являющихся аналогами пород эффузивного комплекса Колхиды, то они, в основном, залегая в верхах пестроцветной свиты так же, как и вмещающие их отложения должны быть отнесены к позднему оксфорду-титону.

В Грузии второй областью проявления позднеюрского вулканизма является Локский выступ фундамента. На восточной его периферии, согласно Д.М.Купарадзе (1987), верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща (600-650м) сложена, наряду с породами эффузивной и эксплозививной фаций, вулканотерригенными брекчия-конгломератами, гравелитами, песчаниками, реже – известковыми туффитами и туфо-известняками (рис. 5). Она в юго-восточном направлении тянется до границы Грузии, а затем увязывается с аналогичными образованиями Сомхитско-Карабахской зоны. Вулканическая деятельность с кратковременными затишьями протекала, в основном, в кимеридже в мелководно-морском и прибрежно-островном условиях, при интенсивном размыве как средне-, так и позднеюрских вулканических построек. Рассматриваемая толща, названная шулаверской, в бассейне одноименной реки сложена лавовыми покровами, создающими местами комплексы пиллоу-лав, вулканическими брекчиями и туфами базальтов, реже – андезибазальтов и андезитов, среди которых встречаются двупироксеновые разновидности, часто с роговой обманкой, реже – с оливином. Верхняя часть толщи сложена исключительно брекчия-конгломератами, иногда олистостромового типа, песчаниками. Среди них доминируют последние (см. рис. 5).

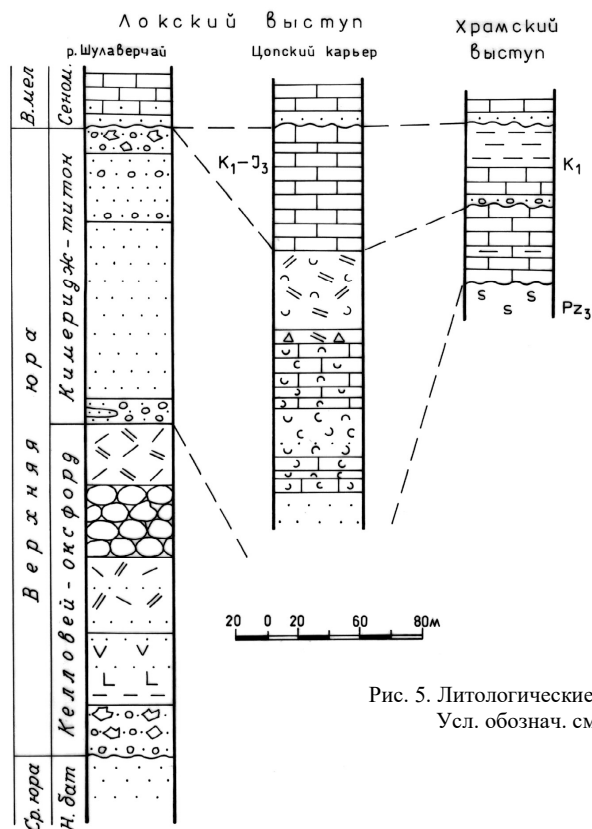


Рис. 5. Литологические колонки верхнеюрских образований Локского выступа. Усл. обознач. см. на рис. 2

Шулаверская толща трансгрессивно перекрывает нижнебатские песчаники и таким же образом перекрывается сеноманскими песчанистыми известняками и карбонатными песчаника-

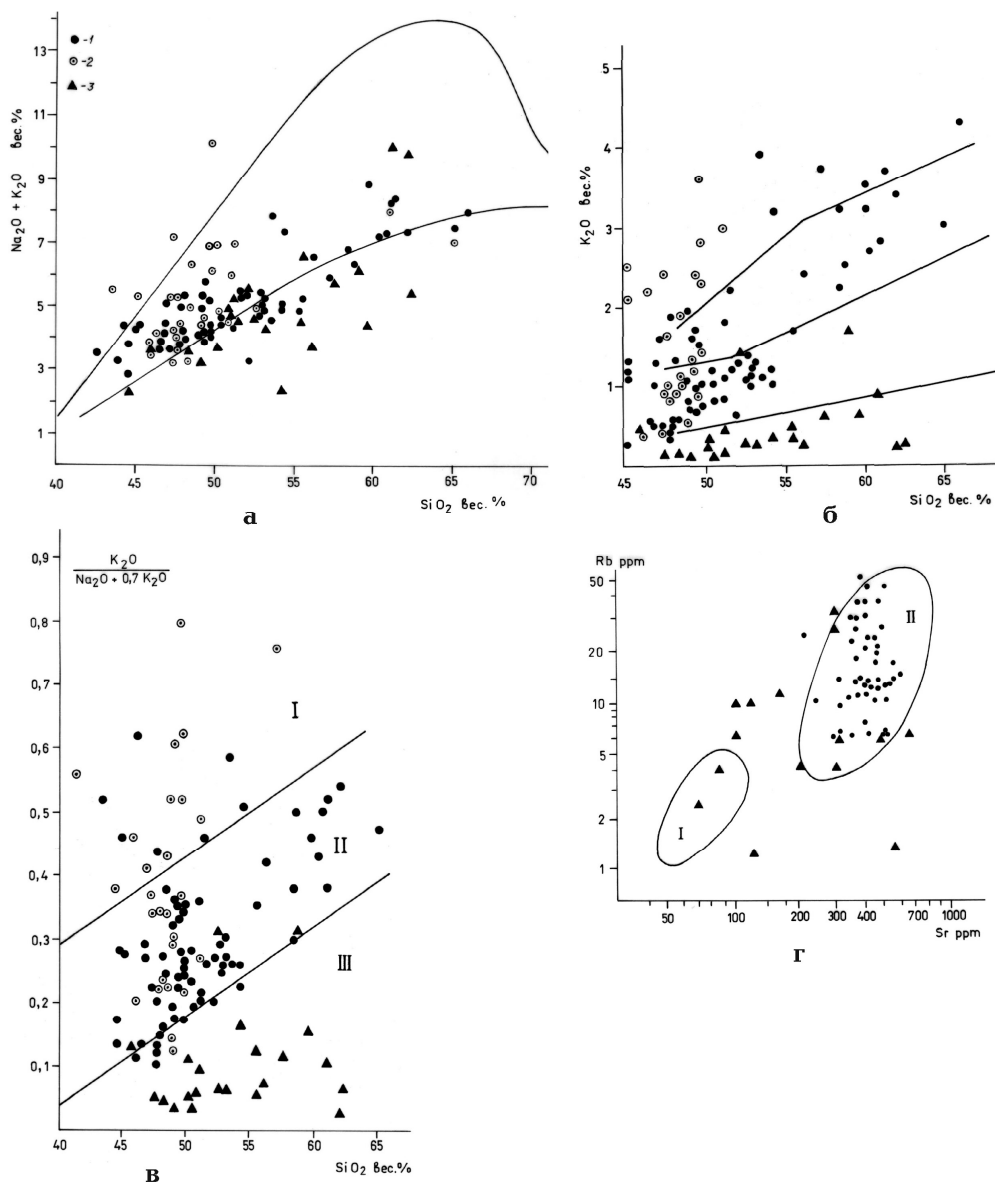
ми. Нижняя, вулканогенная часть толщи условно относится к келловой-оксфорду, а верхняя – к кимеридж-титону (Дзоценидзе, Вашакидзе и др., 1978).

Несколько восточнее, в районе Цопского карьера толща сложена вулканическими брекчиями, туфами и известковыми туффитами андезитового и андезидацитового состава, возраст которых соответствует кимериджу – титону (Гамбашидзе и др., 1988). При этом перекрывающий их комплекс мраморизованных известняков, по мнению авторов, кроме верхней юры включает также нижний мел. Следовательно, вулканическую толщу этого разреза, а также нижнюю часть известняков следует рассматривать как верхнюю часть шулаверчайской толщи (см.рис.5)

Таким образом, в Грузии в поздней юре сформировались две вулканические серии, отличающиеся друг от друга по составу, условиям становления и геодинамике проявления вулканизма. Первая из них, развитая в Колхиде и на прилегающей к ней территории, относится к трахибазальтовой формации, а вторая представлена базальт-андезит-риолитовой формацией и развивается в крайне западной части Сомхитско-Карабахской зоны.

### Петро- и геохимические особенности позднеюрских вулканических серий

Трахибазальтовая формация Колхиды выявляет тенденцию к бимодальности и распадается на базальтовую и трахитовую группы с значительным преобладанием первых. Среди базальтоидов доминируют оливиновые трахибазальты и базальты. По суммарной щелочности породы формации относятся к субщелочным образованиям (рис. 6а), хотя незначительная их часть является как нормально-, так и высокощелочными. Повышение щелочности в породах происходит исключительно за счет  $K_2O$  (рис.6б), что в свою очередь отражается в появлении высококальциевых, недосыщенных  $SiO_2$  пород с модалными, а чаще с нормативными фельдшпатоидами.



При этом намечается тенденция повышения содержания  $K_2O$  в базальтоидах с запада на восток, в сторону возрастания мощности гранито-метаморфического слоя коры (в причерноморской части Колхиды в базальтоидах  $K_2O=0,47-2,2\%$ , в Кутаисском районе  $K_2O=0,88-6,62\%$ ). По взаимоотношению щелочей породы рассматриваемой формации относятся к калиево-натриевой серии, хотя часть из них с завышенной щелочностью четко выявляют тенденцию калиевой серии (рис. 6в). Кроме повышенной щелочности эти породы характеризуются также повышенными содержаниями Li (5-20 г/т), Rb (5-56 г/т) и Sr (300-620г/т) и высокими значениями соотношения Rb/Sr (рис. 6г).

Породы трахибазальтовой формации Колхиды характеризуются также высокими значениями  $TiO_2$  (1-2,5%),  $P_2O_5$  (0,3-1,09%), Cr (150-1120г/т), Ni (50-250 г/т) и Sr (300-600 г/т). Содержание Cr и Ni, в отличие от пород островодужных известково-щелочных и толеитовых серий в несколько раз, а порой на порядок превышает кларковые значения. Кроме того, в отличие от пород этих серий, в которых содержание  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Cr, Ni в процессе фракционирования быстро уменьшается (Miyashiro, Shido, 1975), в вулканитах Колхиды при равных условиях их содержание, несмотря на сравнительно большой разброс фигуративных точек, остаются постоянными или меняются незначительно (рис. 7-10) и располагаются, в основном, в поле пород островных дуг и стабильных областей (Miyashiro, 1975).

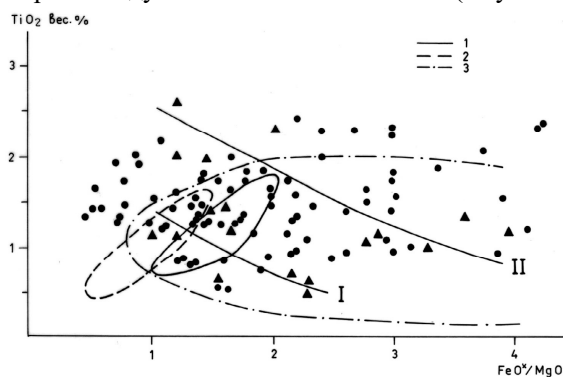


Рис.7. Диаграмма зависимости  $TiO_2 - FeO^*/MgO$

Поля вулканических пород Красного моря в с.ш.(1) и Срединно-Атлантического хребта FAMOUS (2) по Матвеевков и др.(1982), островных областей (3) по А.Миасиро (1975). Поля островодужных толеитовых (I) и известковых (II) серий Локского выступа. Остальные на рис.6а.

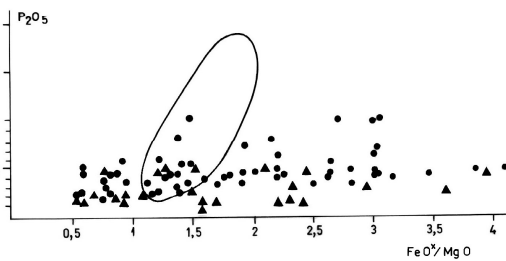


Рис.8. Диаграмма зависимости  $TiO_2 - FeO^*/MgO$ .

Поля вулканических базальтов Красного моря (Матвеевков и др., 1978) для пород Колхиды (1), Окрибы (2) и Локского выступа (3). Поля нормально-щелочных (I), субщелочных (II) и щелочных (III) пород. Диаграмма зависимости  $SiO_2/K_2O$  (Taylor, 1969) для позднюрских вулканитов Грузии. Кривые I, II, III ограничивают поля низко-, нормально- и высококальциевых известково-щелочных серий.

6в. Диаграмма зависимости  $K_2O/Na_2O+0,7K_2O - SiO_2$ . Поля высоко-

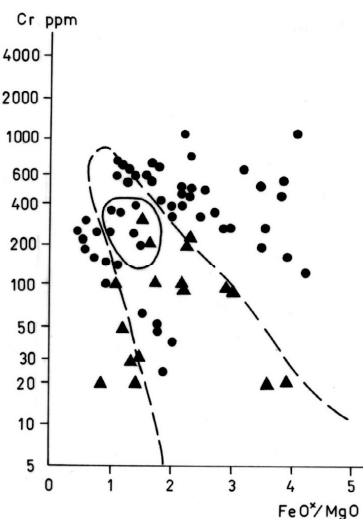


Рис. 9. Диаграмма зависимости Cr –  $FeO^*/MgO$ . Усл. обознач. см. на рис. 6а и 10.

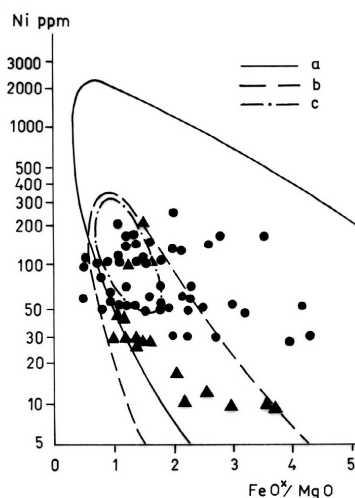


Рис. 10. Диаграмма зависимости Ni –  $FeO^*/MgO$ . Поля базальтов стабильных континентов и океанических островов (а), пород островных дуг и активных окраин (б) и абиссальных толеитов (с) по А. Миасиро, р., 1982). Поля рифта (II).



На диаграмме соотношения  $TiO_2/P_2O_5$  (рис. 11) породы рассматриваемой формации располагаются на полях базальтовых и шононитовых серий островных дуг (Pearce, Cann, 1973), хотя значительная их часть охватывает также поле континентальных рифтов. Эффузивы Колхиды по сравнению с таковыми Окрибского поднятия богаче этими окислами, т.е. повышение содержания наименее подвижных индикаторных для глубинных процессов окислов происходит с востока на запад, в сторону утонения гранито-метаморфического слоя коры.

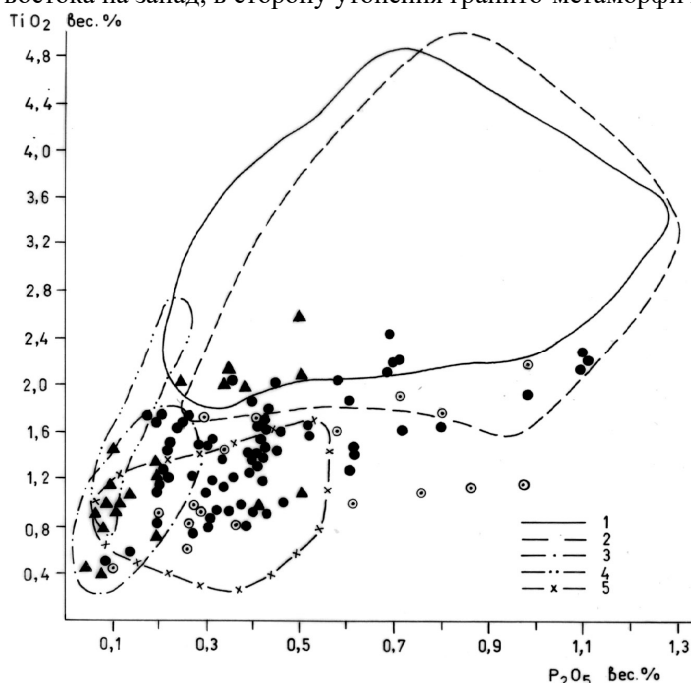


Рис. 11. Диаграмма зависимости  $TiO_2-P_2O_5$  (Pearce, Cann, 1973).

Поля океанических базальтов (1), щелочных базальтов континентальных рифтов (2), островодужных толеитов (3), океанических толеитов (4) и известково-щелочных базальтов (5). Остальные обознач. см. на рис. ба.

Кроме того, базальтоиды Колхиды, в отличие от толеитов океанических рифтов, по высокому содержанию щелочей, в особенности  $K_2O$  и редких литофильных элементов ( $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ), а также по высоким значениям соотношения  $Rb/Sr$  (рис. 6г) близки к базальтовым сериям континентальных рифтов и сопоставимы с базальтоидными комплексами начальных стадий развития рифтовой системы Афарского треугольника (Казьмин, 1985; Альмухамедов и др., 1982), с базальтовой серией умеренной щелочности Восточноафриканского рифта (Белоусов и др., 1974), с эффузивными траппами Сибирской платформы (Нестеренко и др., 1964), с трахибазальтовой формацией Байкальского рифта (Белов, 1963) и т.д. Следовательно, они по вещественному составу и петро- и геохимическим особенностям выявляют все черты, характерные для вулканических серий континентальных рифтов как современных, так и прошлых геодинамических обстановок.

Верхнеюрские вулканиды Локского выступа в отличие от колхидско-окрибских, являясь составной частью базальт-андезит-риолитовой формации, создают укороченный, последовательный, гомодромно-дифференцированный ряд от базальта до дацита включительно (см. рис. ба). Являясь нормально-щелочными, в основном с натриевой щелочностью, низкокалиевыми образованиями (см. рис. 6б), они, по Д.М. Купарадзе (1987), относятся к островодужным, в основном толеитовой, в меньшей степени к известково-щелочной сериям. Однако часть средних и кислых пород характеризуется калиево-натриевой щелочностью (см. рис. 6в). В базальтоидах при суммарной щелочности равной 2,29-4,90%, содержание  $K_2O$  равно 0,11-0,46%, а в средних и кислых разновидностях соответствуют 2,28-10,1% и 0,21-1,72%. По сравнению с синхронными вулканидами Колхиды они бедны также  $P_2O_5$  (0,04-0,5%),  $Sr$  (20-300г/т),  $Ni$  (10-200 г/т),  $Rb$  (1,1-31г/т) и  $Sr$  (10-560г/т). Для них характерны также низкие значения соотношения  $Rb/Sr$  (см. рис. 6г). В этих породах иначе ведут себя  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ . В частности, в наиболее основных членах этого ряда пород отмечаются высокие содержания  $TiO_2$  (1,09-2,66%), а в средних и среднекислых оно постепенно уменьшается (в андезибазальтах  $TiO_2=0,52-1,94\%$ , в андезитах и андезидацитах  $TiO_2=0,4-0,49\%$ ), т.е. в породах данного ряда, в отличие от колхидско-окрибских вулканидов, в процессе фракционирования содержание  $TiO_2$  постепенно уменьшается (см. рис. 7). Наиболее высокие значения этого окисла отмечаются в породах островодужных толеитов и в

субщелочных базальтах. Аналогично ведут себя при равных условиях Cr и Ni (см. рис.9,10). Что касается  $P_2O_5$ , то его содержание в породах характеризуется низкими значениями (0,04-0,5%) и в процессе фракционирования практически не меняется (см. рис. 8). Таким образом, верхнеюрские вулканы Локского выступа по содержанию  $TiO_2$ , Cr, Ni и соотношениям  $TiO_2/P_2O_5$ , Cr-FeO\*/MgO и Ni-FeO\*/MgO (см. рис.7, 9-11) выявляют черты толеитовых и известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин современных геодинамических обстановок (Miyashiro, 1975; Miyashiro, Shido, 1975).

### Обсуждение результатов

В Грузии позднеюрский вулканизм, как и ранне-среднеюрский, сопутствовал растяжению и деструкции коры Понтийско-Южнокавказской островной дуги вслед за всеобщим воздыманием Кавказа и превращением большей его части в сушу. Он был связан с одной из наиболее мощной в истории геологического развития Кавказа трансгрессией моря (Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947; Бендукидзе, 1982 и др.). Пространственно же вулканизм этого времени увязывался с вулканическими поясами ранне-среднеюрского вулканического цикла, опоясывавшими с севера и юга островную дугу (Г.Надареишвили, Джанелидзе, 1987). В южном поясе, западную часть которого представлял собой Локский выступ, ареалы поздне- и среднеюрского вулканизма пространственно совпадали, выявляя при этом общие черты, характерные для вулканизма островодужного типа. В северном же поясе, в отличие от южного, вулканизм этого времени по характеру и условиям проявления резко отличался от предыдущего вулканического цикла и протекал в процессе становления внутридугового рифта (Г.Надареишвили, 1985).

Исследование керна глубокого бурения (Г.Надареишвили, Отчеты за 1981, 1983, 1984, 1985, 1986,1987,1989.Фонды "Грузнефть") позволили выявить в Западной Грузии погребенную рифтовую структуру верхнеюрского возраста, которая, охватывая всю территорию Колхидской низменности, расширяется к западу и уходит в акваторию Черного моря. Бурением четко очерчивается очертание суживающейся к востоку рифтовой структуры, которая, постепенно вырождаясь и разветвляясь, в районе Дзирульского выступа замыкается (рис.12,13). Об этом свидетельствуют и данные сейсморазведки (ГСЗ), согласно которым в Колхиде разломы фундамента (Иоселиани и др.,1989) почти полностью совпадают с границами палеорифта (рис.14). Материалами бурения, проведенного в Верхнекуринской впадине (скв. Агара-5Т, Г.Надареишвили, 1986), говорят о том, что здесь верхнеюрские отложения отсутствуют и, следовательно, рифтовая структура на западной периферии Дзирульского выступа наглухо замыкалась и к востоку за пределами Колхиды не распространялась.



Рис. 12. Схематическая фациально-палеогеографическая карта Грузии для келловеев-раннего оксфорда

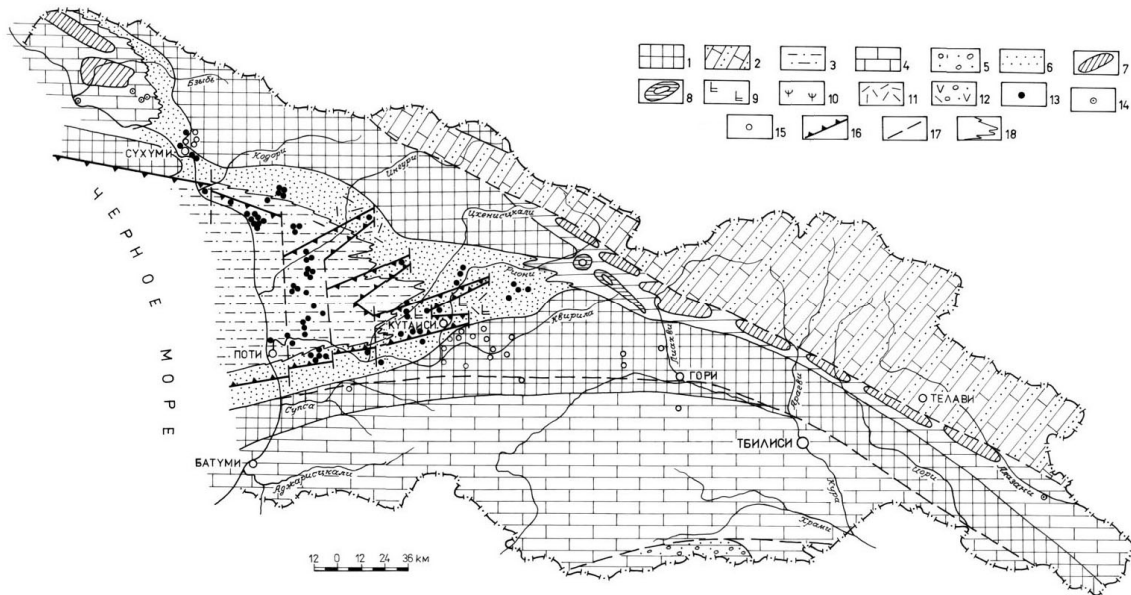


Рис. 13. Схематическая фациально-палеогеографическая карта Грузии для позднего оксфорда-титона.

1 - суша; 2 - карбонатно-терригенный флиш; 3 - алевритистые аргиллиты с пластами галита и ангидрита; 4 - известняки; 5 - конгломераты, гравелиты и песчаники келловее-нижнего оксфорда; 6 - конгломераты, песчаники с пластами гипса и ангидрит; 7 - рифовые строения; 8 - атоллы; 9 - оливиновые трахидазальты и трахидолериты, оливиновые базальты, базаниты и пикрит-базальты; 10 - трахиты и трахиандезиты; 11 - пирокластические породы; 12 - вулканогенно-осадочная толща Локского выступа; 13 - скважины, вскрывшие верхнеюрские вулканиты и пестроцветные терригенные отложения; 14 - скважины, вскрывшие верхнеюрские глинисто-карбонатные отложения; 15 - скважины, в разрезах которых верхнеюрские отложения отсутствуют; 16 - борта рифта; 17 - разломы, в том числе трансформные; 18 - границы фациальных замещений

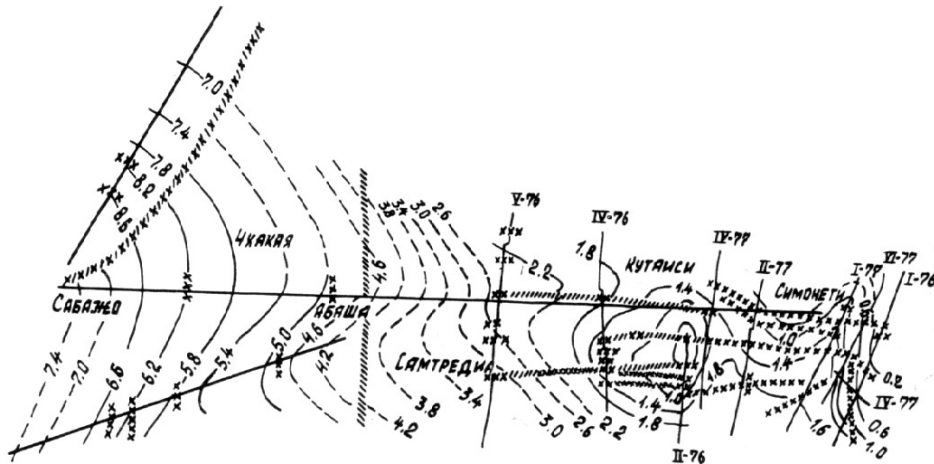


Рис. 14. Сейсмо-тектоническая карта поверхности кристаллического фундамента Рионской депрессии (Иоселиани и др., 1989)

Черноморско-Колхидский рифт, являясь одним из крупных вулcano-тектонических структур Кавказа, зародился в теле Понтийско-Южнокавказской островной дуги (микроконтинент). Его формирование протекало в два этапа и завершилось перерождением рифтовой депрессии в обширный, раскрывавшийся в сторону современного Черного моря солеродный бассейн (Г.Надаришвили, 1985).

Первоначально в келловее-раннем оксфорде с началом процесса дробления коры и растрескивания батской суши (рис. 15), сложенной, в основном, вулканитами байосской базальт-андезит-риолитовой серии, происходили мощные, исключительно трещинные излияния больших масс базальтовых (в меньшей степени трахитовых) расплавов (см. рис.1а, 2, 12, 15). Грубые подсчеты, проведенные в причерноморской части Колхиды, показали, что объем изверженного материала здесь намного превышает 7000 км<sup>3</sup> (при расчете мощность эффузивного комплекса в



этой части Колхиды приравнивалась к 2 км, а в действительности она намного больше; бурением подошва комплекса здесь не вскрыта; см. рис. 1а, 2 ).

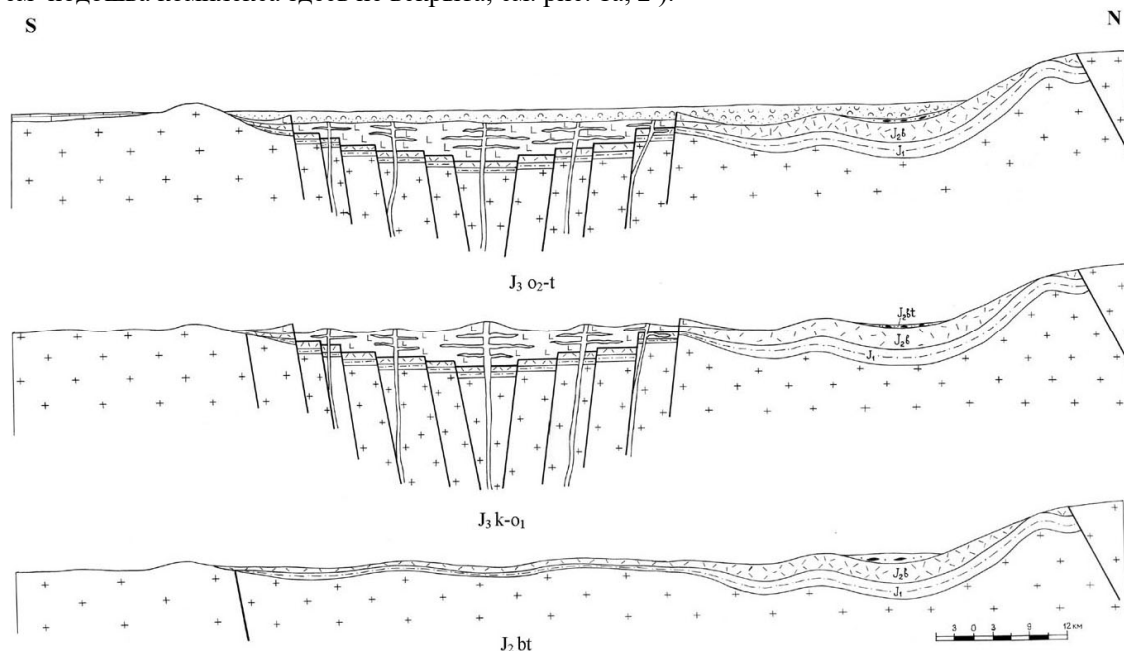


Рис. 15. Принципиальная схема развития Черноморско-Колхидского рифта в позднеюрское время

Краснокаменное изменение пород рассматриваемой формации, сложенной в западной части Колхиды исключительно массивными покровами, при широком развитии среди них как афировых, так и порфировых, часто мегпорфировых разновидностей, а также постоянное присутствие в породах боулингита (продукта замещения оливина в условиях высоких температур и повышенной окислительной среды) указывает на то, что в Колхиде в период формирования основной части рифтовой структуры излияния лав происходили на суше, при сменявших друг друга непрерывных излияниях в условиях жаркого климата. На скоротечность этого процесса указывает отсутствие в разрезах скважин продуктов коры выветривания между отдельными покровами.

Интенсивность этих сопряженных друг с другом процессов - мощного вулканизма и континентального рифтогенеза - возрастала с востока на запад, т.е. формирование основной части рифтовой структуры с сопутствовавшим постепенным утонением и, по-видимому, с разрывом коры имело место в западной части Понтийско-Южнокавказской островной дуги в пределах акватории Черного моря. В связи с этим возникают вопросы: насколько продвинулся этот процесс в начале поздней юры; имел ли место в пределах Колхиды раздвиг коры и происходила ли в поздней юре океанизация на территории современной Восточно-Черноморской впадины.

Исследованиями толеитовых базальтов океанических рифтов (Матвеевков и др., 1983; Flower, 1980; Morel, Hekinian, 1980) установлено, что вещественный состав этих пород в прямой зависимости от скорости спрединга. Так, при высоких скоростях (более 5-6 см/год) раздвиг, способствующего быстрому подъему больших масс базальтов, формируются афировые высокотитанистые толеитовые базальты, не успевшие фракционироваться и, следовательно, обогащены  $TiO_2$ . При низких скоростях спрединга, наподобие Красного моря (1,6 см/год), изливаются сравнительно небольшие массы порфировых и мегпорфировых толеит-базальтов с пониженным содержанием  $TiO_2$ .

В породах же трахибазальтовой формации Колхиды, среди которых наряду с афировыми, развиты также порфировые и мегпорфировые разновидности базальтов и трахитов, при сравнительно высоких содержаниях  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Cr и Ni, в процессе фракционирования их значения практически не меняются (рис. 7-10). Следовательно, садка минералов (оливин, пироксен, титано-авгит и др.), являющихся основными носителями этих элементов, вследствие быстрого подъема магмы, не происходила. Процесс фракционирования протекал в магматическом резервуаре, который согласно петрогенетической модели, разработанной для субщелочных и щелочных

пород, происходил на глубине свыше 40 км (Рингвуд, 1981). Судя по мощности консолидированной коры в причерноморской части Колхиды, равной 35 км в районе мыса Анаклиа (Балавадзе, Твалтвадзе, 1958), генерация магмы протекала в пределах верхней мантии. Подобному механизму образования пород эффузивного комплекса Колхиды, по-видимому, способствовало наращивающаяся интенсивность рифтогенного процесса при быстром раскрытии сквозькорых разломов, которые служили подводящими каналами. Т.е. раздвижение коры в пределах Колхиды в келловее-раннем оксфорде происходило быстро, в течение сравнительно малого промежутка времени. Однако этот процесс здесь до разрыва коры не доходил.

Интенсивное наращивание сопряженных друг с другом процессов (мощного эффузивного вулканизма и рифтогенеза) происходило с востока на запад - от Дзирульского выступа в сторону Черного моря. Учитывая также постепенное утонение коры в этом же направлении (Балавадзе, Твалтвадзе, 1958; Шенгелая, 1978), при полном выклинивании ее гранитного слоя в Черноморской глубоководной впадине (Миндели и др., 1965; Непрочнов, 1960), считаем, что спрединг с разрывом коры имел место в келловее-раннем оксфорде на западном продолжении Колхидского рифта в пределах современной Восточно-Черноморской впадины. В этой связи ограничивающие ее валы Шадского и Андрусова следует рассматривать как плечи рифтовой структуры.

Подобное предположение подкрепляется данными Д.Ф.Исмагилова и А.Е.Шлезингера (1986), согласно которым пологое, осложненное неровностями дно Восточно-Черноморской впадины, рассматриваемая нами как продолжение Колхидского рифта, а также присводовая часть и юго-западное крыло одноименного поднятия (вал Шадского), являющимися, соответственно, плечом и бортом рифта, сложены породами акустического фундамента, в котором сейсмическая информация отсутствует.

В полосе сопряжения этих структур (Маловицкий и др., 1979) выделяется Алуштинско-Батумский положительный полосовой максимум магнитного поля, связанный с основными и ультраосновными магматическими породами, представляющими магнитовозмущающие образования акустического фундамента. Высказывается предположение о взаимосвязи процесса внедрения основных расплавов и заложения глубоководного бассейна Черного моря. Однако о времени проявления этих процессов в работах не упоминается.

В этом отношении весьма существенны данные А.А.Шрейдера и соавторов (1997), основанные на интерпретации магнитных аномалий Восточно-Черноморской впадины в свете возможности их спредингового происхождения. Выделенные аномалообразующие тела, залегающие на глубинах 10-12 км ниже уровня моря, рассматриваются как прямо и обратно намагниченные блоки океанической коры. Сделана также попытка их геохронологической привязки к шкале линейных палеомагнитных аномалий океана и высказывается предположение о келловейском или палеоценовом возрасте участков инверсионного магнитоактивного слоя Восточно-Черноморской впадины. При этом авторы отдают предпочтение палеоценовому возрасту становления рифтовой структуры, хотя допускают также существование позднеюрского рифтогенеза, но не связанного с историей современного Черноморского бассейна, а отражающего раскол островной дуги задолго до его образования.

Таким образом, расхождение во взглядах авторов с нашими построениями состоит в трактовке возраста рифтогенеза. В частности, с палеоценовым его возрастом вряд ли можно согласиться, т.к. он, в основном, базируется на материалах геологического строения обрамления Черноморской впадины. Авторы к сожалению недостаточно информированы о результатах глубокого бурения в Колхиде, т.к. во всех ее разрезах (см. рис. 1-4) не только палеоценовые, но и эоценовые отложения или вовсе отсутствуют (в центральной части) или представлены маломощными мергелями, известняками и глинами. Что же касается обрамления Колхиды, в нем палеоцен представлен на юге мощными флишевыми отложениями (Аджаро-Триалетская зона), а на севере незначительной мощности карбонатными осадками (Гагрско-Джавская зона). Следовательно, присутствие вулканизма и сопутствовавшего ему рифтогенезу как и в Колхидской впадине, так и на ее обрамлении в палеоцене не отмечается.

Из вышеизложенного следует, что келловейский возраст заложения Восточно-Черноморской впадины геологически более обоснован и хорошо согласуется с геологическими и геофизическими данными, существующими по Колхиде. Однако следует полагать, что возрастной интервал формирования Восточно-Черноморской рифтогенной впадины, как и Колхидского рифта, должен охватывать и нижний оксфорд, т.к. эти структуры нами

рассматриваются как единое целое. Сказанное позволяет предположить, что рифтогенный процесс с сопутствовавшим вулканизмом в этой единой Восточно-Черноморско-Колхидской рифтогенной структуре начался одновременно в келловее и длился до раннего оксфорда включительно. Раскол же коры (спрединг) в пределах современной Восточно-Черноморской впадины произошел, по-видимому, в позднем оксфорде-титоне в период становления обширного Черноморско-Колхидского солеродного моря. Одновременность и пространственная связь этих процессов наводит на мысль о генетической их связи, тем более что в последнее время все чаще слышатся голоса в пользу эндогенной трактовки генезиса соляных формаций, пространственно связанных с рифтовыми структурами с сопутствующим вулканизмом (Раевский, Джиноридзе, 1977; Беленецкая, 1982; Джиноридзе, 1985; Гепп, 1985; Озол, 1985; Апполонов и др., 1991; Гавриш и др., 1991; Конищев и др., 1991 и др.). Примером этому могут служить Красноморский (Дзоценидзе, 1972), Афарский (Казьмин, 1985), Донецко-Припятский (Гавриш и др., 1991; Конищев и др., 1991) и другие рифты.

На втором этапе становления Черноморско-Колхидского рифта в позднем оксфорде-титоне сформировалась восточная редуцированная часть рифтовой структуры, представленная несколькими грабенообразными ответвлениями (см. рис. 13). Оно сопровождалось затоплением обширной рифтовой депрессией и интенсивным размывом вулканических построек трансгрессировавшим морем. При этом размывались вулканические постройки и борта рифта, сложенные породами эффузивного комплекса. Свидетельством этому служат базальные образования терригенно-эвапоритовой толщи Колхиды (см. рис. 2). В это время в основной части рифтовой структуры, переродившейся в обширное солеродное море с полузамкнутым гидрологическим режимом типа море-бассейн-бассейн, вулканическая деятельность полностью прекратилась, уступая место осаждению пестроцветных терригенно-эвапоритовых отложений (см. рис. 15). Однако она со значительно меньшей интенсивностью проявлялась на востоке, в развивавшемся окончании рифта, где наряду с трещинными излияниями, происходили эксплозии, материал которых вместе с терригенным и хемогенным осаждался в прибрежных частях солеродного моря (Г.Надареишвили, Ахвледиани, 1993). Объем вулканического материала здесь по грубым подсчетам соответствует  $800-850 \text{ км}^3$  (при допущении постепенного уменьшения мощности вулканитов к востоку от 1 км до первых десятков метров). При этом на непосредственном продолжении рифтовой структуры в разрезе пестроцветной толщи наряду с резким убыванием осадочных пород (см. рис. 3) и с возрастанием роли вулканитов полностью исчезают отложения солей (см. рис. 3, 4). Следовательно, здесь, в отличие от основной части рифта, где вулканические излияния к этому времени полностью прекратились, местами осадконакопление почти полностью было подавлено вулканизмом, как трещинным, так и центрально-го типа.

Несколько отличается строением пестроцветная толща в прибортовых частях рифта. Здесь наряду с глинисто-песчанистыми отложениями широко развиты конгломераты, брекчии и гравелиты, в основном вулкано-терригенного типа (см. рис. 13), с которыми переслаиваются пласты вулканитов (Дзоценидзе, 1948; Цабадзе, 1998). Здесь же полностью исчезают пласты галита, уступая место гипсу и ангидриту. Следовательно, грубообломочный терригенный материал, столь обильно поступавший в водоем с области сноса, до рифтогенной части солеродного моря не доходил. Отличались также эти части бассейна и физико-химическими условиями хемогенного литогенеза. В частности, рифтогенная его часть представляла собой солеродный (галит, режесильвин и карналлит), а остальная область солеродного моря являлась гипсородной. В силу этого надо полагать, что отличавшиеся друг от друга по природе бассейны были разобщены внутренними барьерами, которые могли быть как вулканическими постройками, так и приподнятыми бортами рифта (см. рис. 15). Они, по-видимому, и определяли гидрологический режим в Черноморско-Колхидском солеродном море, в котором процесс галогенеза, по всей вероятности, протекал по модели В.И.Копнина (1985) для полузамкнутых гидрологических систем типа море-бассейн-бассейн. При этом рифтовую часть моря следует рассматривать в качестве тупикового солеродного бассейна, а внешнюю – промежуточного гипсоносного. В рифтогенный бассейн время от времени из внешнего бассейна поступала морская вода, способствовавшая опреснению раппы и временному прекращению солеотложения. На это указывает многократное переслаивание пластов солей с глинисто-алевритовыми отложениями в Колхидской впадине. Внешний же гипсоносный бассейн солеродного моря (см. рис. 13) проливами был связан

как с Большекавказским окраинным морем (Бендукидзе, 1982), так и с эпиконтинентальным морем, развитым на территории Аджаро-Триалетской зоны (Г.Надареишвили, 1986).

Обширное позднеюрское солеродное море в пределах Колхиды и на западном ее продолжении существовало и в начале раннего мела. Однако оно претерпело частичное опреснение, приведшее к прекращению выпадения из слабонасыщенной рапы хлоридов при одновременном осаждении сульфатов и карбонатов. С барремского же века садка солей полностью прекратилась, уступая место карбонатной седиментации, т.е. в мелу Черноморско-Колхидское солеродное море потеряло самостоятельность и воссоединилось со смежными морскими бассейнами.

### Литература

- Адамия Ш.А., Бендукидзе Н.В., Булейшвили Д.А. и др. (1964). История геологического строения //Геология СССР. Т.Х. Ч.1. Геологическое описание. М.: Наука. С.503-558.
- Альмухамедов А.И., Матвеевков В.В., Кашинцев Г.Л. и др. (1982). Редкие элементы в толеитовых базальтах осевой зоны Красноморского рифта //ДАН СССР. Т.265. N3. С.717-720.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В. и др. (1985). Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. М.: Наука. 190 с.
- Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др.(1978). Систематика магматических горных пород //Изв. АН СССР. Сер. геол. N10. С.17-29.
- Апполонов В.Н. (1991). Рифты, климат, вулканизм и галогенез //Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука.С.30-34.
- Балавадзе Б.К., Гвалтвадзе Г. К. (1958). Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным //Изв. АН СССР. Сер. геофиз. N9. С.1075-1084.
- Беленецкая Г.А. (1982). Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ //Некоторые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука. С.176-181.
- Белов И.В. (1963). Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.:Изд-во АН СССР. 372 с.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. (1974). Восточно-Африканская рифтовая система. Т.III. Геохимия, сейсмология и основные результаты. М.: Наука. 287 с.
- Бендукидзе Н.В. (1982). Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма //Тр.-ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.74. 202 с.
- Бончев Е. (1975). Понто-Каспийская плита и ее геотектоническое положение //Geologica Balcanica. 5. 1. Sofia. P. 5-26.
- Букия С.К. (1954). Отчет Гагринской ГСП по работам 1952 г. Фонды ГГУ.Тбилиси. 630 с.
- Вахания Е.К. (1973). Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью) //Тр. ВНИГНИ. Грузинское отд. Вып.151. Тбилиси. 336 с.
- Вереш Е. (1963). Иддингситизация в базальтах горы Каб //Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eotvos Nominatae. Sec. geol. T.VI. Budapest. P.213-234.
- Гавриш В.К., Рябчун Л.И., Недошовенко А.И. и др. (1991). Особенности соленакопления в зонах глубинных разломов Днепровско-Донецкого палеорифта //Проблемы морского и континентального рифтогенеза. Новосибирск: Наука. С.87-90.
- Гамбашидзе Р.А., Гугунишвили Г.Г., Купарадзе Д.М. (1988). Новые данные о составе мезозойских отложений Юго-Восточной Грузии //Сообщ. АН ГССР. 132. N2. С.321-324.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монографии. N2. Тбилиси. 508 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1966). Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение Кавказа. М.: Наука. С. 9-21.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского массива и условия формирования магматитов //Проблемы геологии и петрологии /Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. С.47-71.
- Геит С.Д. (1985). О возможных причинах развития хлоридного галогенеза //Общие проблемы галогенеза. М.: Наука. С.48-59
- Джанелидзе А.И. (1940). Геологические наблюдения в Окрибе. Тбилиси. 408 с.
- Джанелидзе А.И. (1942). Проблема Грузинской глыбы //Сообщ. АН ГССР. Т.III. N1-2. С.49-58.
- Джиноридзе Н.М. (1985). Континентальный рифтогенез и галогенез //Континентальный и океанический рифтогенез. М.:Наука.С .61-84.



- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии. N1. Тбилиси. 407 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1972). Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза //Геология рудн. месторождений. Т.14. N5. С.3-21.
- Дзоценидзе Н.М., Вашакидзе И.Г. и др. (1978). Объемное структурно-фациально-формационное картирование и глубинное прогнозирование меднорудных тел в Болнисском рудном районе (по работам 1975-1976 гг.). Фонды КИМС. Тбилиси. 419 с.
- Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Ш.П. и др. (1989). Стрoение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 148 с.
- Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. (1986). Осадочный чехол дна прикавказской акватории Черного моря //Океанология. Т.ХХVI. Вып.4.С.646-653.
- Казьмин В.Г. (1985). Развитие континентальных рифтов и вулканизм //Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука. С.136-150.
- Кахадзе И.Р. (1947). Грузия в юрское время //Тр. ГИН АН ГССР. Сер.геол. Т.III(VIII). 371с.
- Конищев В.С., Ковхуто А.М., Пашик Э.В. (1991). Рифтогенез и галогенез в Припятском прогибе //Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука. С.113-121.
- Копнин В.Н. (1985). Гидрогеологические системы эвапоритовых бассейнов и их пространственные взаимоотношения //Общие проблемы галогенеза. М.: Наука. С.36-48.
- Купарадзе Д.М. (1987). Верхнеюрские образования Юго-Восточной Грузии //Geologicky zbornik – Geologica Carpathica. 38. 1. Bratislava. S.101-110.
- Лебанидзе З.М. (1998). Развитие, биофашии и ландшафты позднеюрского рифа Западной Грузии (междуречье Псоу-Гумиста) //Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С. 29-36.
- Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.И. (1958). О стратиграфии юрских отложений бассейна среднего течения р.Риони //Бюлл. КИМС. I. Тбилиси. С.5-25.
- Маловицкий Я.П., Терехов А.А., Шинкус К.М. (1979). Стрoение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозой. //Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука.С.7-25.
- Матвеевков В.В., Альмухамедов А.И. и др. (1983). Вариации химического состава низкокальциевых толеитов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга //ДАН СССР. N3. С. 698-701.
- Мефферт Б.Ф. (1930). Юрские отложения Имерети //Изв. гл. геол. разв. управления. Т.49. N1. С.9-26.
- Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Патарая Е.И. (1965). Определение области отсутствия гранитового слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии //Изв. АН СССР. Сер. геол. N2. С.7-15.
- Надареишвили Г.Ш. (1985). О позднеюрской истории Колхидского нефтегазоносного района //Тез. докл. сов. "Нефтегазоносность мезозойских и палеогеновых отложений Кавказа". Тбилиси. С.26-27.
- Надареишвили Г.Ш. (1986). Колхида в позднеюрское время //Тез. докл. III сем. школы "Геодинамика Кавказа".Ереван: Изд-во АН АрмССР. С.120-127.
- Надареишвили Г.Ш., Джанелидзе Т.В. (1987). Мезозойский вулканизм Закавказского срединного массива в связи с геодинамическими обстановками //Тез. докл. на научн. сесс. по пробл. "Роль региональной петрологии в решении глобальных петрологических проблем". Ереван: Изд-во АН Арм ССР. С.27-29.
- Надареишвили Г.Ш., Ахвледиани Р.А. (1993).Условия формирования верхнеюрской соленосной толщи Колхидской впадины //Петрология, минералогия тектоника. Тбилиси: Мецниереба. С.135-143.
- Непрочнов Ю.П. (1960). Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным //БМОИП. Отд. геол. Т.35. Вып.4. С.30-35.
- Нестеренко Г.И., Авилова Н.С., Смирнова Н.П. (1964). Редкие элементы в траппах Сибирской платформы //Геохимия. N4. С.1015-1021.
- Озол А.А. (1985). Влияние вулканизма на формирование в соленосных отложениях м-ний полезных ископаемых //Общие проблемы галогенеза. М.: Наука. С.83-92.
- Раевский В.И., Джиноридзе Н.М. (1977). Закономерности размещения мезо-кайнозойских соленосных отложений //Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука. Т.1.С.88-93.

- Рингвуд А.Е. (1981). Петрология мантии Земли. М.: Недра. 584 с.
- Схиртладзе Н.И. (1943). Тешенитовая формація Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. минер. и петрограф. Т.II.102 с.
- Тодриа В.А. (2000). О возрасте верхнеюрских пестроцветных образований Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.115. С.36-47.
- Химшиашвили Н.Г. (1957). Верхнеюрская фауна Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 313 с.
- Цабадзе Н.Г. (1998). Условия образования верхнеюрских отложений пограничной полосы //Тр. ГИН Грузии. Тбилиси. С. 262-264
- Чечелашвили И.Д. (1959). Об условиях отложения угленосной свиты Бзыбского каменноугольного месторождения //Сообщ. АН ГССР. Т.ХХIII. N4. С.427-430.
- Шенгелая Г.Ш. (1978). Трехмерная гравитационная модель глубинного строения земной коры Кавказа //Сов. геология. N12. С.102-107.
- Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. (1997). Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря //Геотектоника. N1.С. 59-70.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Лловеллин Т.Г. и др. (1985). Шкала геологического времени. М.: Мир. 138 с.
- Flower M. (1980). Accumulation of calcic plagioclase in oceanridge tholeite: an indication of sprading rate // Nature. V.287. N.5782.P.530-532.
- Miyashiro A. (1975). Volcanic rock series and tectonic setting //Ann. Rev. Earth and Planetary sci. V. 3.P.251-269.
- Miyashiro A., Shido F. (1975). Tholeitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, cyromium and nickel //Am. J. Sci. 275. P.265-277.
- Pearce J., Cann I.K. (1973). Tectonic sitting of basic volcanic rocks determined using trase element analysis //Earth and Planet. Sci. Letters. V.19. N2. P.290-300.
- Morel J., Hekinian R. (1980). Compositional variations of volcanics along segments of resent spreading ridges //Contrib. Mineral. Petrol. V.72. N4. P.425-436.

## ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЙ РИОЛИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Р.Т.Джрбашян, С.Г.Карапетян, А.Х.Мнацаканян

**Позднеколлизийный риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Р.Т. Джрбашян, С.Г.Карапетян, А.Х.Мнацаканян.** Институт геологических наук НАН Республики Армения, пр. Маршала Баграмяна, 24а, 375019 Ереван.

Верхний эоценовый – неоплейстоценовый риолитовый вулканизм Армянского нагорья приурочен к континентально-коллизийной зоне конвергенции Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит. Установлены три главных фазы проявления риолитового вулканизма, отвечающие 17-11, 5.4-3.5 и 2.7-0.1 млн. лет. Геохимические и петрогенетические аспекты его формирования рассматриваются с позиций корового происхождения кислых магм. Выделяются пространственно разобщенные Ba и Rb геохимические типы риолитов, соответствующие более дифференцированному и примитивному типам риолитовых магм. Установлен интервал вариаций первичных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в пределе 0.70438 – 0.70636. Возрастные и латеральные вариации изотопно-геохимических параметров определяются различиями исходных субстратов и степенью их плавления. Главными механизмами эволюции риолитовых расплавов являются переплавление гетерогенного сиалического материала и низкобарическая фракционная кристаллизация в изолированных магматических очагах. Подтверждается модель нижнекорового анатектического происхождения новейших риолитов с формированием эвтектических расплавов в открытой относительно щелочей системе при поступлении мобильных K-Rb флюидов мантийного происхождения.

*Cjv[tsbc ptufybc xhbkj-fqvjcdktsb yfobkbc udbfyrjkbpbheh hbjksehb dekrfybpvb\ /h, fibfyb h\= rfhfgtbnfyb c\= vyfwrfybfyb f\ cjv[tsbc htcge, kbrbc yfwbyfkehb vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb\ vfhiik , fuhfvbfybc ufvp\ 24f= 375019 thtdfyb\*

*Cjv[tsbc ptufybc ptlf tjgktbcnjwtyehb-ytjgktbcnjwtyehb hbjksehb dekrfybpvb lfrfdibht, e-kbf tdhfpbekb lf fahj-fhf, tsbc kbsjcathekb , fmyt, bc rjydtutywbbc rjynbytyneh-rjkbpbepjyfcfsy\ flutybkbfb hbjksehb dekrfybpvbc ufvdckyt, bc cfvb afpfl 17-11= 5\4-3\5 lf 2\7-0\1 vky\o\ vfsb ajhvbht, bc utjmbvbehb lf gtnhjutynehb sfdbct, eht, t, b ufyb[bkt, f v; fdt vfuvt, bc mthmekb ofhvij, bc gjpbwbblfy\ ufjb'jaf cbdhwj, hbdfl ufvb/yekb Ba lf Rb utjmbvbehb nbgb hbjkbst, b= hjvkt, bw ittc, fvt, f hbjksehb vfuvt, bc lbathywbht, ek lf ghbvnbek nbgb= flutybkbfb  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  gbhdtkflb itafhlt, bc bynthdfkt, bc dfhbfwb, b 0\70438-0\70636 afhukt, ib\ bpjngeh-utjmbvbehb gfhfvtnht, bc fcfj, hbdb lf kfthfkehb dfhbfwb, b ufycfpqdht, f gbhdtkflb ce, -cnhfnbc [fcbfsbs lf vfsb kaj, bc [fhbc[bs\ hbjksehb vqyfht, bc tdjkewbbc vsfdh vtmyfypvc ofhviflutyc bpjkbht, ek vfueh rtht, ib ]tnthjutyekb cbfkehb vcfkbc kaj, f lf ahfmwbekb rhbcnfkbpwbf lf, fkb oytdbc gbhj, t, ib\ vnrbwlt, f ef[ktcb hbjkbst, bc mdtlfmthmekb fyfntmnehb ofhvij, f tdntmnbrehb vqyfht, bc ajhvbht, bs nentt, bc vbfhs qbf cbcntvt, ib vfynehb ofhvij, bc vj, bkehb K, Rb akeblt, bc vjlbyt, fcsfy thsfl\*

**Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of Armenian highland. Jrbashian R., Karapetian S., Mnatsakanian A.** Geological Institute of NAS of Republic of Armenia, Marshal Bagramian av., 24<sup>a</sup>, 375019 Erevan.

Plio-pleistocene acidic volcanism of north-eastern part of Armenia highland is located in volcanic province, related to a continental collision zone as a result of convergence between Eurasian and Arabian lithospheric plates. Three main stages of rhyolitic volcanism are stated: 17-11, 5.4-3.5 and 2.7-0.1 Ma. Model proposed to explain the geochemical and petrogenetic aspects of forming acidic volcanism. Spatially separated Ba and Rb geochemical types of rhyolites were revealed. The variation interval of the primary  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio was found to be from 0.70438 to 0.70636. Age and lateral variations of geochemical and isotopic parameters were determined by differences of initial substrates and their degree of partial melting. The mechanisms of rhyolitic magma evolution were the remelting of heterogeneous sialic materials and low-pressure fraction crystallization in isolated magmatic chambers. These facts confirm the model of crust anatexis origin of the eutectic melts. Formation of eutectic melts as a product of open with respect to alkalines system takes place with entering of deep-horizon K-Rb mobile fluids, initiated by mantle research.

В ставшем классическим научном наследии Г.С.Дзоценидзе особое место занимают палеовулканологические исследования, изучение геолого-тектонической позиции, пространственного размещения и петрологической эволюции вулканических комплексов Кавказа.

Настоящая статья посвящена петрогенетическим особенностям новейшего риолитового вулканизма СВ части Армянского нагорья. Эоплейстоцен-неоплейстоценовый риолитовый вулканизм как самостоятельный геологический феномен широко развит в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса, представляющего коллизионный ороген типа континент-континент.

В условиях столкновения и воздымания разнородных континентальных геоблоков, коровый риолитовый магматизм эвтектической природы играет индикаторную роль. Полученный авторами новый материал по геологическому положению, геохимическим и изотопным особенностям новейших риолитовых вулканитов выявляет их сложные взаимоотношения с мантийным базальтовым вулканизмом и дискретный характер проявления в пределах неовулканических региональных зон.

### Геолого – тектоническое положение

В восточной части Армянского нагорья интенсивные проявления верхнего эоплейстоцен-неоплейстоценового риолитового вулканизма приурочены к Западной и Восточной региональным неовулканическим зонам (Асланян и др., 1980). Западная, зона Транскавказского поперечного поднятия, включает Кучутскую и Арагацкую вулканические подзоны. Восточная, Армянская продольная зона, состоит из Цахкуняцкой, Гегамской, Варденинской и Сюникской подзон, слагающих отдельные звенья в единый СЗ – ЮВ цепи молодых вулканических нагорий. Арагацкая область расположена на пересечении Западной и Восточной региональных зон. Здесь выделяются две генетические группы кислых вулканитов: одна в составе дифференцированной базальт-андезит-дацитовый (БАД) серии полигенного вулкана Арагац (Асланян и др., 1980; Гукасян, 1985; Джербашян, 1987), вторая – в качестве самостоятельной риолитовой серии корового происхождения (Карапетян, 1972; Асланян и др., 1980).

Риолитовые вулканы представлены сложными по структуре куполовидными постройками, образованными в результате эксплозивных, эффузивных и экструзивных явлений (Карапетян, 1972). Последовательность извержений направлена от риолитов к дацитам, тип вулканизма многовыходный. Пространственное размещение вулканов в пределах отдельных вулканических областей контролируется локальными (7-15 км) короткоживущими трещинами корового заложения, имеющими, главным образом, близмеридиональное простирание.

Установлены три главных фазы проявления риолитового вулканизма (Меликсетян и др., 1998; Джербашян и др., 2000). В табл. 1 обобщены результаты радиологических определений риолитов главных типов вулканов.

Таблица 1

Изотопный возраст позднеколлизионных риолитовых пород по радиологическим определениям

фазы	№ обр.	Вулканы купола, проявления	Район, подзона	Возраст, млн.лет	
				по К-Аг	по трекам
I	3318	Барцратумб	Зангезурский хр.	17.5	-
	2587	Ущ.р.Кабах	Цахкуняцкий хр.	11.0±0.5	-
II	1858	Дамлик, Аркаясар,	Цахкуняцкий хр.	5.4±0.4	-
	1916	Санудхкасар	Вардениское нагорье	3.7	-
	1868	Маралсар		3.5	-
	3996	Гижкар		5.0	-
	3998	Чарох		5.1	-
	4005	Ущ. р.Бабанджан		4.9	-
	4010	Байдара		4.8	-
	965	Авазан	Разданская струкутра	4.7±0.2	-
	968	Гюмуш		4.8±0.5	-
	1514	Артени	Арагацкая подзона	1.27±0.11	1.17
	1161	Атис, Гутансар	Разданская струкутра	0.40-0.25	0.39-0.19
	1419	Спитаксар, Гехасар	Гегамское нагорье	0.12-0.042	0.094-0.038
	III	1890	Хоратор	Вардениское нагорье	1.53±0.09
3588		Мец Сатанакар	Сюникское нагорье	0.61-0.43	0.47-0.35



	459	Базенк		-	0.30
	3223	Севкар		0.90	0.64
	3605	Леркасар		0.70	-
	5933	Агворик	Кечутский хр.	2.60-2.15	0.71
	3676	Паравани (Чикиани)	Ахалкалаки	2.80-2.60	-
	-	Покр Арарат	Турция	0.50	-
	AG-31	Сипан	Турция	0.90-0.40	-

Первая фаза (17-11 млн.лет) отвечает риолитам низов разреза Цахкуняцкого хребта и вулкана Барцратумб Зангезурского хребта. Ко второй фазе (5.4-3.5 млн.лет) относятся все вулканы Цахкуняцкого хребта, а также Гедыкванк, Маралсар, Сандухкасар на Вардениском нагорье. Третья фаза (2.7-0.10 млн.лет) представлена вулканами Кечутской, Арагацкой, Вардениской и Сюникской подзон. От первой фазы к третьей в связи с усилением темпов и скорости сводового воздымания кислый вулканизм усиливается, охватывая новые ареалы. Для третьей фазы отчетливо проявляется омоложение риолитовых вулканов с СЗ на ЮВ. Проявлению кислого вулканизма в Западной зоне предшествовали мощные трещинные излияния долеритовых базальтов, в Восточной зоне – извержения базальтовых андезитов и андезитов. Указанные фазы риолитового вулканизма отделены друг от друга извержениями лав и лавобрекчий базальтовых андезитов и андезитов. Впоследствии куполовидные вулканические постройки третьей фазы были прорваны лавами базальтовых андезитов и андезитов.

### Методика исследований

Химические анализы новейших кислых вулканитов в Армении выполнены в химической лаборатории ИГН НАН РА. Определения химического и редкоэлементного состава 39 образцов обсидианов главных типов новейших риолитовых вулканов выполнены рентгенофлуоросцентным методом (петрогенные элементы) и методом инструментального нейтронно-активационного анализа (элементы-примеси, включая РЗЭ) в Институте минералогии и петрографии Университета Фрайберга и в Институте ядерной физики Макса Планка в Гейдельберге, Германия (Keller et al., 1994).

Изотопно-стронциевый состав главных типов разновозрастных кислых вулканитов определялся в лаборатории изотопной геологии ИГН НАН РА; методика определения и детальные результаты исследования приведены в специальной статье Ю.М.Меликсетяна, С.Г.Карапетяна и соавторов (1998).

### Петрография

Позднеколлизийные кислые вулканиты Армении разделяются на риолиты (лавы, обсидианы, перлиты, литоидные пемзы) и дациты (лавы, брекчии). Последовательность извержений антидромная; риолитовая группа отчетливо преобладает в составе вулканов третьей фазы вулканизма Восточной зоны (Карапетян, 1972; Меликсетян и др., 1998). Риолиты представлены микрокристаллическими лавами с фельзитовой, гранофировой и сферолитовой основной массой и обсидианами гомогенной, флюидаальной, полосчатой или брекчиевой и афировой, гиалиновой микроструктуры. В тонкокристаллических основных массах преобладают калиевый полевой шпат (45%) и тридимит (55%); отмечаются также микролиты олигоклаза, биотита и ортопироксена. Дацинты характеризуются микроклитовой или сферолитовой кварц-полевошпатовой основной массой.

Для риолитов и дацитов характерно невысокое содержание микрофенокристаллов. В породах первой и второй фаз вулканизма их содержание доходит до 10-20%; в породах третьей фазы оно не превышает 2-2,5%. В составе микрофенокристаллов доминирует плагиоклаз (An<sub>26-34</sub> в риолитах и An<sub>38-45</sub> в дацитах). Встречаются также кварц, биотит, амфибол. Характерно нахождение микровкрапленников санидина и анортотоклаза (0.3-0.8%) в молодых риолитах Восточной зоны. В дацитах Западной зоны и Разданской структуры в небольших количествах присутствуют орто- и клинопироксены.

В описываемых кислых вулканитах установлены свойственные гранитным магмам акцессорные минералы (Карапетян, Меликсетян, 1972). Сквозными минералами являются магнетит, ильменит, апатит, гранат, циркон, сфен. Анатаз, корунд, турмалин и сфен наряду с высокими концентрациями граната (альмандин-спессартитовый ряд) специфичны для комплекса Артени; барит, ортит, монацит и высокие содержания циркона и циртолита – для вулканитов Атиса, Гутансара, Гюмуша. Максимально высокие концентрации ильменита установлены в риолитах вулканов Спитаксар и Гехасар, сфена – вулканов Базенк, Мец и Покр Сатанакар, Севкар.

## Геохимия

### 1. Петрогенные элементы

Химические анализы представленных образцов главных типов риолитовых вулканов трех фаз вулканизма и редкоэлементный состав обсидианов третьей фазы приведены в статьях Б.М. Меликсетяна и др. (1998) и Дж.Келлера и др. (Keller et al., 1994). В целом, вся группа кислых вулкаников охватывает диапазон содержаний  $\text{SiO}_2=78-66\%$  (рис. 1). Устанавливается их принадлежность к умеренно-высокой К - известково-щелочным сериям орогенных и континентально-коллизионных зон.

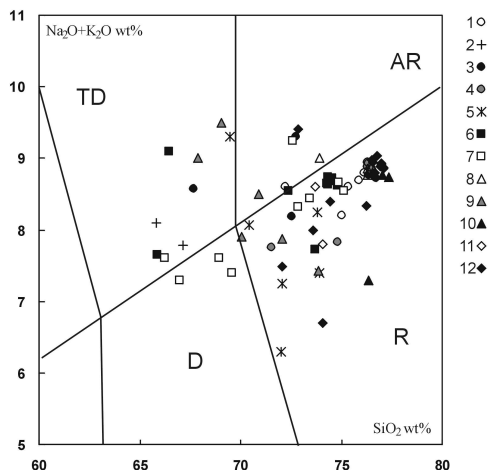


Рис.1. TAS диаграмма и классификация эо-неоплейстоценовых риолитовых вулкаников Армении

Символы для отдельных вулканов: 1-Кечут; 2-Арагац; 3-Мец Артени; 4-Покр Артени; 5-Цахкуняцкий хр.; 6-Гутансар; 7-Атис; 8-Гехасар и Спитаксар; 9-Маралсар, Сандухкасар, Гедыкванк; 10-Хорапор; 11-Барцратумб; 12-Базенк, Севкар, Сатанаксар, Леркасар.

Поля: D-дациты, TD-трахидациты, R-риолиты, AR-щелочные риолиты

Диаграмма Ab-Q-Or (рис.2) показывает, что составы изученных кислых вулкаников располагаются в пределах очерченного поля с максимальным сгущением точек в области тройной эвтектики при средних и минимальных значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Наибольшие вариации устанавливаются для содержаний нормативного кварца и альбита при относительно постоянных содержаниях ортоклаза, что указывает на регулируемую роль фактора глубинности в генерации кислых расплавов.

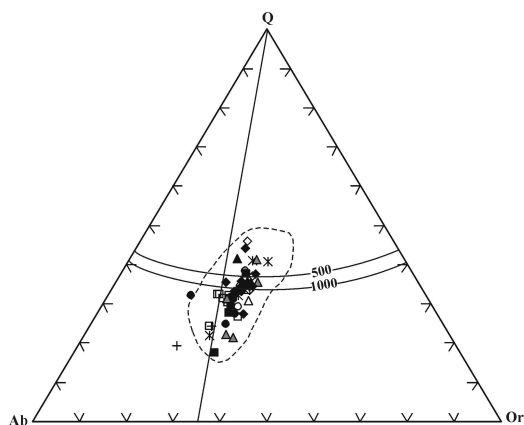


Рис.2. Тройная диаграмма Ab-Q-Or для эо-неоплейстоценовых риолитовых вулкаников Армении (усл. обознач. см. на рис.1).

Риолиты и дациты первой и второй фаз вулканизма образуют непрерывный ряд ( $\text{SiO}_2=78-64\%$ ) с выраженным трахитовым трендом дифференциации. Данная возрастная группа отличается пересыщенностью  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенным содержанием нормативного кварца, отвечая при поверхностным эвтектическим выплавкам.

Кислые вулканики третьей фазы обнаруживают значительные региональные вариации и различные интервалы изменчивости  $\text{SiO}_2$ . В породах Западной зоны и Разданской структуры он достаточно широк (76-66%). В данной группе  $\text{SiO}_2$  положительно коррелируется с  $\text{K}_2\text{O}$  при вариациях  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  от 1.08 до 0.52, указывающих на возрастание роли  $\text{Na}_2\text{O}$  (финальная стадия активности вулкана Атис). Вулканики Восточной зоны значительно менее дифференцированы по  $\text{SiO}_2$  (76-72%) при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.83-1.22$ . По сравнению с ранними фазами, вулканики третьей фазы в обеих региональных зонах характеризуются более низкими содержаниями норматив-

ного кварца и величинами  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$  отношения ( $ASI=1.1-0.95$ ). Это соответствует более глубоким уровням генерации магмы и более высокой степени плавления субстрата, которая реализуется в антидромной последовательности извержений.

Таким образом, независимо от возраста, новейшие кислые вулканы Армении обнаруживают эвтектический состав при низких значениях  $P_{H_2O}$ . От ранних фаз вулканизма к заключительной уровни генерации исходных кислых расплавов углубляются и возрастает степень их плавления. В латеральном направлении от Западной зоны и Разданской структуры к Восточной зоне в вулканитах третьей фазы уменьшается степень дифференцированности составов. Образование предельных по содержанию  $SiO_2$  обсидианов связано с формированием “сухих” высокотемпературных расплавов, практически не испытывавших кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах. Из выделенных Дж.Келлером (Keller et al., 1994) в пределах Анатолии и Кавказа (включая и Армению) двух главных петрохимических групп обсидианов, обсидианы Армении относятся к известково-щелочной группе и сопоставляются с таковыми Западной, Центральной и Юго-Восточной Анатолии. Аналогов ультращелочных обсидианов, связанных с вулканами Немрут и Бингел в Юго-Восточной Анатолии, в Армении не установлено (Меликсетян и др., 1998).

## 2. Редкие элементы

Геохимическая характеристика описываемых кислых вулканидов приводится на примере детально изученных обсидианов третьей фазы (Keller et al., 1994). Несмотря на близкое сходство петрографического состава и химизма ( $SiO_2=72.84 - 77.37\%$ ,  $K_2O/Na_2O=0.90 - 1.20$ ) между обсидианами отдельных вулканических подзон отмечаются существенные различия в содержаниях элементов-примесей. Это указывает на то, что последние не участвуют в тройной  $Ab-Q-Or$  эвтектике и их распределение отражает исходные различия в составах первичных риолитовых расплавов и плавящихся субстратов (Таусон, 1974).

Тройная диаграмма Ba-Rb-Sr (рис.3) отражает разделение изученных пород на два дискретных геохимических типа – бариевый (Sr, Zn, Hf, HREE, Y) и рубидиевый (Cs, Th, U, Ta, Nb, LREE). Первый тип занимает поле ультраметаморфогенных гранитов (IV) с отклонениями к полю известково-щелочных гранитов (V). Второй геохимический тип проектируется в поля плюмазитовых лейкогранитов (VI), апаитовых гранитов и аляскитов (VII, VIII). Выделенные типы пространственно разобщены. Бариевый тип распространен в Западной зоне и в Разданской структуре с экстремумами Ba на обсидианах Кечутского хребта, а Zr и Hf – на вулкане Гутансар. Рубидиевый тип, за исключением вулкана Покр Артени, характерен для Восточной зоны и экстремум Rb приходится на вулканы Гегамского и Варденисского хребтов. Составы нанесены на тройную диаграмму обсидианов Анатолии, заимствованные из работ Дж.Келлера и Дж.Блекмена (Keller et al., 1994; Blackman et al., 1998), также дискретны и представлены бариевым и рубидиевым типами, хотя здесь они не так четко локализованы. Как и в случае сложного комплекса Артени, разные геохимические типы обсидианов встречаются нередко в пределах полей одних и тех же вулканов (Асигел, Пасинлер, Бингел).

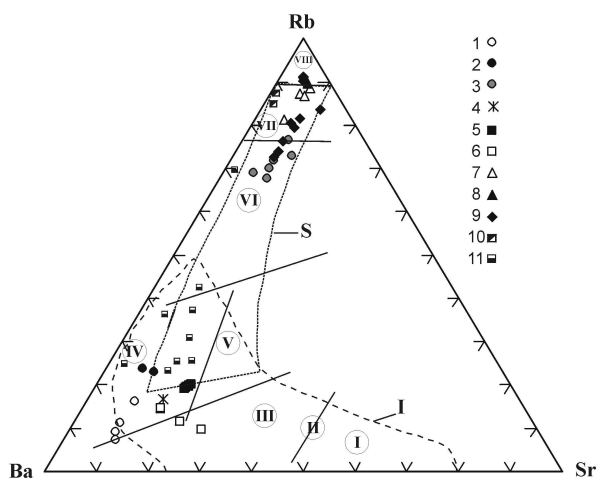


Рис.3. Диаграмма Ba-Rb-Sr для обсидианов III фазы риолитового вулканизма Армении

Поля отдельных групп гранитов по Л.Таусону (1974). Символы по отдельным вулканам: 1-Кечут; 2-Мец Артени; 3-Покр Артени; 4-Цахкуняцкий хр.; 5-Гутансар; 6-Атис; 7-Гехасар и Спитаксар; 8-Хорапор; 9-Базенк, Севкар, Сатанакар, Леркасар. По Келлеру и Блекману (Keller et al., 1994; Blackman et al., 1998); 10-известково-щелочные; 11-ультращелочные обсидианы Анатолии

Раздел между двумя геохимическими типами обсидианов Западной и Восточной зон Армениии проходит кроме того по предельным содержаниям (в ppm) Th=32 (U=10) и Ta=4, Th и U, а также Y-Rb (рис.4). Важно подчеркнуть, что экстремумы Ta (Nb) и U приходятся на обсидианы вулканов Спитаксар, Гехасар и Хорапор, Th – на обсидианы вулканов Сюникской группы, Y- на обсидианы вулкана Покр Артени, составы которых ложатся на тренд высоко – Y серии по М.Кескину (Keskin et al., 1998).

Общее содержание REE в изученных обсидианах варьирует в пределах 61-132 ppm (Keller et al., 1998). Бариевый геохимический тип демонстрирует более высокий уровень содержания LREE и HREE, широкий диапазон вариаций Tb, Yb и Y при  $La_N/Yb_N=1.9-5.1$ . Наиболее высокий уровень HREE и Y фиксируется в обсидианах Покр Артени, что объясняется высокой степенью плавления истощенного субстрата, содержащего акцессорные гранат и, возможно, ортит. По изменчивости содержания HREE и Y в обсидианах Западной зоны, Разданской структуры и Гегамского хребта фиксируются по крайней мере две ступени плавления: более высокая (до 30%) для вулканов Покр Артени, Гутансар, Спитаксар и Гехасар и более низкая (до 20-25%) для вулканов Кечутского хребта, Мец Артени и Атис. Вулканический комплекс Артени представляет собой, таким образом, пример пространственного совмещения продуктов извержений разных стадий эволюции магматического очага.

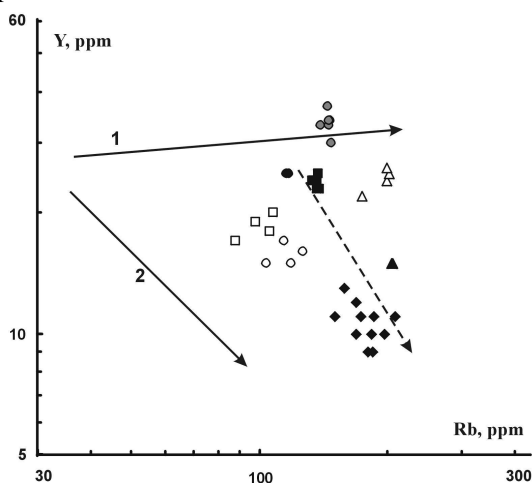


Рис.4. Y-Rb диаграмма для обсидианов III фазы риолитового вулканизма Армениии по данным Дж.Келлера и др. (Keller et al., 1994). Тренды: 1- высоко – Y; 2 – низко – Y по данным М.Кескина (Keskin et al., 1998) (усл. обознач. см. на рис.3).

Рубидиевый геохимический тип отличается крутым профилем убывания LREE, более глубоким характером Eu-min, обедненностью HREE и высокими отношениями  $La_N/Yb_N$  (8.9-15.8). Эти особенности можно объяснить наличием одной, низкой ступени плавления неистощенного субстрата и присутствием амфибола в кумулусе.

Как видно из табл. 2, разная система корреляций микроэлементов в обсидианах различных зон согласуется с геохимическими различиями исходных субстратов плавления и с проявлением различных механизмов эволюции риолитовых магм (Меликсетян и др., 1998). Первый из них связан с минералогическим контролем фаз и реализуется при низкobarической (9-10 кбар) фракционной кристаллизации плагиоклаза и в переходе в расплав акцессориев реститовой природы – граната, апатита, циркона, сфена, ильменита. Второй механизм реализуется при поступлении в область плавления глубинного калиевого флюида и некогерентных флюидов – подвижных элементов – Rb, Cs, Th, U, нарушающих ход фракционирования и последующей эволюции расплавов (Балашов, 1985; Геохимическая типизация..., 1990).

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции (r) индикаторных элементов в обсидианах третьей фазы<sup>1</sup>

Компоненты	Западная зона и Разданская структура r(n = 23)	Восточная зона r(n = 20)	Фазы фракционирования или аккумуляции
CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6696	0.7736	плагиоклаз
CaO-Sr	0.7196	0.1763	плагиоклаз
CaO-MgO	0.7709	0.1963	орто + клинопироксен
MgO-Cr	0.7984	-0.2027	орто + клинопироксен
CaO-TiO <sub>2</sub>	0.5862	-0.4835	сфен



CaO-Ce	0.6140	-0.6478	ортит
CaO-Y	-0.4808	0.8247	амфибол
TiO <sub>2</sub> -Zr	0.9820	0.6889	ильменит
TiO <sub>2</sub> -Y	-0.5485	-0.4079	гранат (рутил)
K <sub>2</sub> O-Rb	-0.0283	-0.3237	биотит (К – полевой шпат)
K <sub>2</sub> O-Ba	-0.1046	0.3661	К – полевой шпат
SiO <sub>2</sub> -Zr	-0.5862	-0.6192	циркон
Nb-Zr	-0.0168	-0.6064	с – ен

<sup>1</sup> Для 5% уровня значимости.

### Изотопная характеристика

Общий диапазон изменения первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в новейших кислых вулканитах Армении составляет 0.70438-0.70636 (табл.3). Эти значения отражают высокую степень влияния вещества мантийного происхождения на состав кислых эффузивов (Балашов, 1985). В верхнем пределе приведенные цифры приближаются к величинам, определяемым участием корового материала.

Таблица 3

Содержания Rb, Sr и изотопный состав Sr в новейших кислых вулканитах Армении

№	Образец	T, млн.лет		Rb, ppm	Sr, ppm	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ат.отн)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
		К-Аг	треки						
1	4341а	2.10	1.71	91.65	181.36	0.506	1.47	0.70459±9	0.70455
2	4342			90.00	180.00	0.500	1.45	0.70447±15	0.70443
3	153	0-3		38.00	574.00	0.066	0.19	0.70449±10	-
4	642			42.00	585.00	0.072	0.21	0.70432±17	-
5	304а	1.27	0.89	138.26	16.89	8.186	23.74	0.70610±25	0.70569
6	3934			128.37	30.94	4.149	12.03	0.70578±15	0.70557
7	3954			111.36	43.23	2.570	7.47	0.70565±27	0.70552
8	2			124.40	34.50	3.610	10.47	0.70445	0.70435
9	3782	11.00		84.85	384.45	0.221	0.65	0.70458±6	0.70448
10	3387			85.47	226.11	0.378	1.09	0.70468±30	0.70459
11	3388			87.29	223.15	0.391	1.13	0.70469±6	0.70459
12	3547	0.55	0.33	53.56	33.63	1.596	4.63	0.70476±30	0.70473
13	2384			131.35	119.46	1.100	3.19	0.70456±11	0.70454
14	562	0.32	0.24	100.40	191.70	0.520	1.51	0.70435	0.70425
15	3833	0.65	0.33	108.12	109.03	0.992	2.88	0.70439±6	0.70439
16	765			105.17	113.43	0.927	2.68	0.70441±15	0.70438
17	3824			0.27	0.07	190.52	11.89	16.024	46.46
18	1870а		3.50	113.58	342.19	0.332	0.96	0.70467±11	0.70462
19	4380			96.97	352.89	0.274	0.79	0.70444±8	0.70439
20	1920			138.28	279.44	0.495	1.44	0.70453±6	0.70446
21	1880	1.53	1.25	197.77	8.15	24.266	70.37	0.70811±28	0.70636
22	3911	12.50		106.50	175.27	0.606	1.76	0.70484±30	0.70453
23	3864	0.50	0.41	187.18	8.13	23.023	66.77	0.70583±30	0.70555
24	3599			180.96	12.46	14.523	42.11	0.70568±26	0.70532
25	3594	0.43	0.60	201.84	12.70	15.893	46.09	0.70593±9	0.70553
26	3627			164.80	16.78	9.821	28.48	0.70493±18	0.70468
27	3636	0.90	0.64	241.90	22.60	10.704	31.04	0.70522±17	0.70489
28	3634			165.35	21.26	7.778	22.56	0.70494±16	0.70470

Эволюция изотопного состава изученных кислых вулканитов отражена на рис.5. Отчетливо выделяются два уровня первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с разделом в области 0.7048 и несколько самостоятельных трендов с различными темпами возрастания  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  по мере падения содержаний Sr. При этом убывание Sr имеет возрастную направленность, отчего вулканиты первой и второй фаз (поле 1) оказываются обогащенными Sr в большей степени, чем сменяющие их вулканиты третьей фазы Западной зоны и Разданской структуры (поле 2). Отличительной особенностью трендов 1 и 2 является их пологий характер, определяемый ведущей ролью кристаллизации Са-плагиоклаза. Из состава вулканитов Западной зоны выделяется группа образцов вулкана Мец Артени (поле 3) с резким темпом возрастания  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  при слабом убывании Sr.

Проявление этого самостоятельного тренда фиксирует нарушение изотопного равновесия, связанное с усвоением расплавом определенного количества радиогенного стронция. Наиболее молодые по возрасту риолиты Восточной зоны (поле 4) характеризуются минимальными содержаниями Sr и узким диапазоном их вариаций на фоне скачкообразного возрастания отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , вследствие чего тренд приобретает субвертикальную ориентировку. Это объясняется проявлением независимого Rb-Sr изотопного источника, который формируется за счет усвоения некоторого объема осадочно-метаморфогенного материала и дополнительного привноса глубинных K-Rb флюидов. Обособленное положение занимает поле 5, отвечающий БАД серии вулкана Арагац с максимально высокими содержаниями Sr и мантийными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

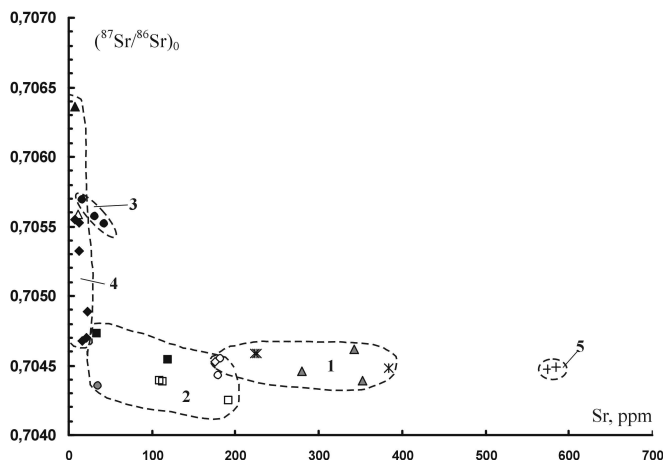


Рис.5. Диаграмма  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  – Sr для эо-неоплейстоценовых риолитовых вулканитов Армении (усл. обознач. см. на рис.1).

Проведенное ранее (Меликсетян и др., 1998) сравнение изотопных параметров пород гранито-метаморфического фундамента Цахкуняцкого типа и новейших кислых риолитов привело к следующим выводам: 1. Магматические очаги кислых вулканитов непосредственно не наследуют Rb-Sr отношений пород фундамента. 2. Плавление исходных субстратов происходило в системе с вполне подвижными компонентами. Их привнос по времени близко совпадает с процессом плавления, в результате чего  $^{87}\text{Sr}$  не успевает накапливаться. 3. Значительный темп роста Rb/Sr отношений в новейших кислых вулканитах определяется их максимальной возрастной разницей с породами фундамента.

По интенсивности изменений Rb/Sr величин относительно древнего гранито-метаморфического субстрата изученные новейшие риолиты принадлежат к анатектической группе кислых расплавов, формирование которых определяется молодым возрастом изотопного источника и воздействием глубинного вещества с привносом наиболее подвижных элементов – K, Rb, Ba, Th, U (Балашов, 1985; Эволюция магматизма..., 1987).

Сопоставление полученных изотопных характеристик подтверждает сделанное ранее предположение, что исходным субстратом для формирования магматических очагов новейших кислых вулканитов являются глубинные зоны континентальной коры на уровне базит-гранулитовой фации метаморфизма. Вулканиты ранних фаз могли иметь исходным субстратом метаморфизированные базиты с низкими Rb/Sr отношениями. Для третьей фазы исходный субстрат отвечает скорее всего породам гранулитовых фаций средних давлений, т.е. очаги плавления углубляются. В основании Западной зоны это может быть гранулитовая субфация с “сухим” плагиоклаз-пироксеновым парагенезисом; с усилением степени плавления в расплав переходили рестиновые акцессорные фазы – гранат, ортит (Покр Артени), циркон, ильменит, апатит (Гутансар, Атис), танталониобаты (Спитаксар, Гехасар). В отношении Восточной зоны исходные субстраты представляют более глубинную субфацию гранулитов с “водным” плагиоклаз-амфиболовым парагенезисом при участии рестиновых фаз апатита и сфена. Наибольший вклад “избыточных” интрателлурических K-Rb флюидов, нарушающих изотопное равновесие, предполагается для риолитовых очагов Гегамского хребта. В западной зоне участие K-Rb флюидов проявляется в обособленных очагах длительной активности (комплекс Артени).

### Обсуждение результатов

Возрастная и геолого-тектоническая позиция кислого вулканизма северо-восточной части Армянского нагорья определяется его сопряженностью с позднеколлизийным этапом сводово-

глыбового воздымания региона в геодинамической обстановке схождения Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит. В рамках двухъярусной модели континентальной коллизии (Хаин, Лобковский, 1990) новейший кислый вулканизм региона можно интерпретировать как происходящий в коровом ярусе геодинамической системы процесс, связанный с тектонической расслоенностью литосферы. На стадии континентальной коллизии и воздымания орогена верхний “хрупкий” слой корового яруса разбивается на микроплиты (геоблоки), способные автономно перемещаться по пластичному нижнему слою (Абрамович, Клушин, 1987; Хаин, Лобковский, 1990). При подобных сопоставлениях мы исходим из следующих геолого-геофизических и петрологических данных.

1. Тесная возрастная и пространственная ассоциация изученного кислого вулканизма с мантийным базальтовым вулканизмом, что свидетельствует о постоянстве высокого теплового потока (Абрамович, Клушин, 1987; Асланян и др., 1980; Джрбашян и др., 1996).
2. Усиление процессов наращивания нижнекорового слоя литосферы в условиях длительной термической подготовки, способствующей генерации кислых коровых расплавов (Асланян и др., 1980).
3. Приуроченность кислых вулканов к отдельным подзонам и многовыходный тип вулканизма в их пределах, контролируемый неглубокими разломами.
4. Четкая латеральная изменчивость изотопных и геохимических параметров в направлении с СЗ на ЮВ как отражение гетерогенности исходных субстратов и возрастания глубины их залегания.
5. Эвтектический характер и близповерхностные уровни формирования риолитовых расплавов в условиях локального анатексиса на уровне зоны устойчивости плагиоклаза (9-10 кбар).

Геохимические особенности изученных кислых вулкаников отражены на тектоно-магматической дискриминационной диаграмме Hf–Rb/30–Ta×3 (рис.6). Ее анализ показывает, что их составы четко локализируются в поле поздне–постколлизии гранитов и риолитов. При этом составы риолитов Гегамского нагорья смещены к границе поля внутриплитных обстановок за счет высокого содержания Та. Кислые вулканики Разданской структуры располагаются вдоль той же границы, но отчетливо смещены к Hf углу диаграммы. Нанесенные для сравнения на ту же диаграмму составы известково-щелочных обсидианов Анатолии по Дж.Келлеру и Дж.Блекмену с соавторами (Keller et al., 1994; Blackman et al., 1998) также располагаются в поле поздне–постколлизии гранитов и риолитов, смещаясь иногда к Rb углу, в поле синколлизии риолитов. Одновременно обсидианы вулканов Пасинлер и Эрзинджан, наряду со щелочными разностями обсидианов вулканов Немрут и Бингел, располагаются в поле внутриплитных риолитов и смещены к Та углу диаграммы.

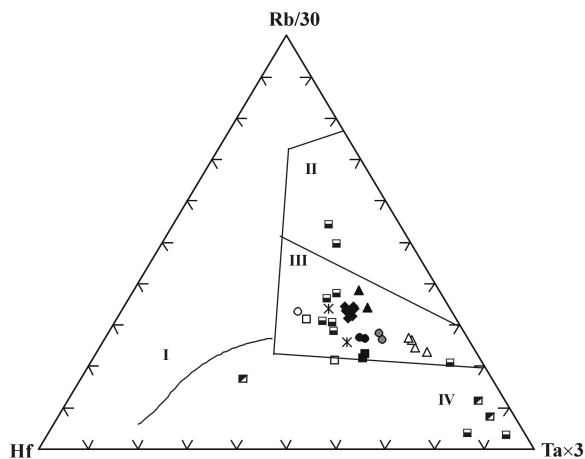


Рис.6. Hf - Rb/30 - Ta × 3 дискриминационная диаграмма для обсидианов III фазы риолитового вулканизма Армении и Анатолии. Поля для геодинамических обстановок по Н.Харрису и др. (Harris et al., 1987) (усл. обознач. см. на рис.3).

О позднеколлизии природы изученных риолитовых вулкаников Армении свидетельствуют величины дискриминантных отношений  $Th \times 100 / Zr = 10-49$ ,  $Nb \times 100 / Zr = 14-114$ ,  $Th / Yb = 4-30$ ,  $Ta / Yb = 0/8-3/1$ ,  $Nb / U = 2/2-5/1$ . Приведенные отношения четко возрастают в направлении с СЗ на ЮВ при переходе от Западной зоны к Разданской структуре и далее к Восточной зоне. Экстремально повышенные содержания Та и Nb (вулканы Гехасар и Спитаксар), Zr и Hf (вулканы Гутансар и Джрабер), Y (вулканы Покр Артени) определяются близкими к внутриплитным тектоническим условиям – развитием рифтообразующих напряжений. С процессами растяжений на нижнекоровых уровнях формирования магм можно связывать также поступление K-Rb интрателлурических флюидов, участвующих в перераспределении компонентов в процессе плавления.

Приведенные петрологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют, что позднеколлизийный риолитовый вулканизм является генетически самостоятельным и связан с коровыми эвтектическими расплавами постоянного Q-Ab-Or состава. Одновременно существуют четкие различия по составу микроэлементов, унаследованные от первичных субстратов плавления. Соответственно, изученные кислые вулканы по петрогенетическим признакам и эволюционным трендам разделяются на две группы.

Первая из них соответствует более дифференцированным риолит-дацитовым расплавам бариевого геохимического типа, проявленного в Западной зоне и Разданской структуре. Она характеризуется: 1) высокой (до 30%) и более низкой (20-25%) степенями плавления, в котором участвуют безводные минеральные парагенезисы низкой-средней ступени гранулитовых фаций; 2) вовлечением в процесс плавления тугоплавких аксессуарных фаз; 3) заметно пониженным содержанием LREE, повышенным – HREE и Zr, Ta, Nb, Y; 4) сравнительно узким интервалом вариаций и слабым возрастанием  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  первичных отношений; 5) доминирующей ролью фракционной кристаллизации как механизма эволюции расплавов.

Вторая группа соответствует примитивным недифференцированным риолитовым расплавам рубидиевого геохимического типа, проявленного преимущественно в Восточной зоне. Она характеризуется: 1) низкой (до 20-25%) степенью плавления в условиях высокой активности летучей фазы; 2) парагенезисом водосодержащих минеральных фаз в плавящемся субстрате средней-высокой ступени гранулитовых фаций; 3) более высокими концентрациями LREE и пониженными – HREE, резко повышенными содержаниями Cs, Th, U; 4) резким скачком в возрастании  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений, высоким содержанием радиогенного Sr в связи с возрастанием доли осадочно-метаморфических пород в субстрате; 5) привнесением в магматическую систему K-Rb глубинных флюидов как доминирующим механизмом эволюции.

### Заключение

Проявленный на верхнеэоцено-неоэоценовом этапе континентальной коллизии Афро-Аравийской и Евразийской плит кислый вулканизм Армении развивается в условиях тектонической и термальной активности мантийных очагов и связан с процессами локального анатексиса в нижнекоровых зонах метаморфизма. В автономных очагах неовулканических зон за счет разнородных и разноглубинных субстратов формируются предельные по кремнекислотности риолитовые расплавы эвтектического характера. Значительную роль в этих процессах играли мантийные флюиды, привносящие в систему калий и литофильные элементы. Распределение центров вулканической активности очагов риолитовых магм контролируется системой З-СЗ и ЮВ дислокаций. Благодаря высокотемпературному и “сухому” характеру риолитовые (Восточная зона) и риолит-дацитовые (Западная зона) магмы выносятся на поверхность по разломам без задержки и заметной кристаллизации в промежуточных очагах. Общий возрастной тренд эволюции исходных расплавов указывает на последовательное вовлечение в плавление более обогащенных рубидием и радиогенным стронцием компонентов.

Установленные закономерности изотопной и геохимической эволюции составов кислых вулканических пород Армении могут иметь более широкое значение и быть использованы при анализе континентально-коллизийного вулканизма смежных регионов Кавказа, Анатолии и Средиземноморского пояса в целом.

### Литература

- Абрамович И.И., Клушин И.Г. (1987). Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра. 247 с.
- Асланян А.Т., Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. (1980). Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена // Докл. сов. геологов. МГК, XXVI сесс. Т. Петрология. М.: Наука. С.58-66.
- Балашов Ю.А. (1985). Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука. 221 с.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. (1990) // Пузанков Ю.М., Волинец О.Н., Селивестров В.А. и др. Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 390. Новосибирск: Изд-во СОАН СССР. 259 с.



- Гукасян Ю.Г. (1985). Петрохимия верхнеплиоцен-четвертичных вулканических образований Арагацкого вулканического массива //Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Т. XXXVIII. №2. С. 28-36.
- Джрбашян Д.С. (1987). Петрогенетические особенности формирования известково-щелочной серии вулкана Арагац (Армянская ССР) //Geologicky Zbornik – Geologica Carpatica. 38. 2. Bratislava. S.249-256.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. (1996). Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья //Изв. НАН РА. Науки о Земле. Т. XLIX. №1-3. С.19-31.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Бигази Дж. (2000). Новые данные по геохронологии и геохимии позднеколлизийных риолит-обсидиановых куполовидных вулканов Армении //Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М.:ГЕОС. С.128-130.
- Карапетян С.Г. (1972). Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР. 196 с.
- Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М. (1972). Особенности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в новейших липарит-дацитовых вулканитах Армянской ССР //Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва. Вып.5. Ереван: Изд-во АН АрмССР. С.89-109.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. (1998). Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении //Изв. НАН РА. Науки о Земле. LI. №1-2. С.40-59.
- Таусон Л.В. (1974). Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 279 с.
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И. (1990). Об особенностях формирования коллизийных орогенов // Геотектоника. №6. С.20-31.
- Эволюция магматизма в истории Земли. (1987). Магматические горные породы. М.:Наука.437 с
- Blackman J., Badalian K., Kikodze Z., Kohe Ph. (1998). Chemical characterization of Caucasian obsidians, L'obsidienne au Proche et Moyen Orient //Du Volcan a l'outil, BAR International Series, 738, p.205-231.
- Harris N., Pearce J., Tindle A. (1987). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. M.P.Coward and A.S.Reis eds., Spec. Publ. Geol. Soc., 19, p.67-81.
- Keller J., Djrbashian R., Karapetian S., Pernicka E., Nasedkin V. (1994). Armenian and Caucasian obsidian occurrences as sources for the Nelitic trade: volcanological setting and chemical characteristics //Archaeometry-94. The Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Symposium on Archaeometry. Ankara, Tubitak, p.69-86.
- Keskin M., Pearce J., Mitchel J. (1998). Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism of the Erzurum – Kars plateau, northeastern Turkey //Journ. of Volcanology and Geothermal Research, 85, p.355-404.

## К ВОПРОСУ ПОЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В АДЖАРА-МЕСХЕТИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ)

М.Г.Татишвили

**К вопросу полеовулканологического прогнозирования полезных ископаемых в Аджара-Месхети (Юго-Западная Грузия). М.Г.Татишвили.** Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

Осознание глубинной гетерогенности Аджара-Месхети придало новый импульс палеовулканологическому прогнозированию, наглядно обозначив два приоритетных направления будущих геолого-геофизических исследований. 1. Выбор оптимальной стратегии поисков и разведки топливно-энергетических ископаемых в зоне Аджарисцкальско -Тедзамского глубинного разлома, что подразумевает добычу мигрирующих из технически пока недоступных юрских уровней инверсированного палеорифта нефти и газа вдоль северно-спредингового шва Артвинско-Болнисского массива, т.е. на его обращенной к палеорифту активной окраине, чей верхнемеловой дискретный глубинный разрез должен быть благоприятен для формирования природных резервуаров и ловушек. 2. Моделирование глубинного строения южной части Аджара-Месхети с целью выявления металлогенического потенциала ее верхнемеловых уровней.

*cfcfhut,kj obfaqbctekbc gfktdjkrfjyjkubehb ghjuyjbhht,bc cfrbs[bcfsdbc fzfhh\_vtc[tsib  
(cfv[hts\_lfcfdkehbc cfmfhsdtkj)\ \nfnbidbkb\ rfdrcbbc vbythfkehbc ytlktekbc bycnbnebn=  
p\afkbfidbkb m\ 85= 380062 s,bkbc\*

*fzfhh\_vtc[tsbc cbqhvbcetkb ]tnthjutyekj,bc ufwyj,btht,fv f[fkbc bvgekcb itc·byf gfktdj-  
dekrfjyjkubeh ghjuyjbhht,fc lf eahj vrfabil ofhvjfxbyf cfvjvfdkj utjkubeh\_utjabpbrehb rdktdt,bc  
jhb ghbjhbnntekb vbfhsekt,fl 1) st·fv\_fzfhhco'kbc cbqhvekb hqdtdbc pjyfib cfs,j,\_tythutnbrekbc  
obfaqbctekbc ·t,yf·bt,bc jgnbvfkhebc cnhntubbc ithxtdf= hfw uekbc[vj,c bydthcbht,ekb  
gfktdjhbanc lqtc ntmybrehfl vbeodljvtkb behkbc llytt,blfy vbuhbht,ekb yfdsj,bcf lf cfodfdb  
fbhbc vjgdt,fc fhsdby\_,jkybcbc ,tknbc xhbkj\_cgntlbyuek pjikib fye gfktdjhbancfrty vbmwtekb  
fmnbehb rblbc ufcodhbd= cflfw ptlwfhwtekb o'dtnbk\_[fhdtppbfyb cbqhvekb zhbkb [tkcf'htkb eylf  
b'jc ,eyt,hbdb htptthdefht,bcf se xfvrtbn cnhemneht,bc ofhvjmvybc sdfkcfphbcbs= 2) cfv[hts  
fzfhh\_vtc[tsbc cbqhvekb fut,ekt,bc vjltkbht,f ptlwfhwtekb llytt,bc vtnfkjutyehb gjntywbkbc  
ufvjdkbyt,bc vbpybs\*

**Some aspects of the paleovolcanological prognosis of mineral products in Adjara-Meskheti (South-West Georgia). M.Tatishvili.** Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi.

The knowledge about the hypogene heterogeneity of Adjara-Meskheti region created a new perspective for paleovolcanological prognosis and revealed two priorities for future geological and geophysical explorations: 1) Finding an optimum strategy for searching oil, gas and coal resources in Adjaristkali and Tezami hypogene rift. The strategy will imply the extraction of oil and gas migrated from technically unavailable Jurassic series of inverted paleorift in the northern-spreading zone of Artvin-Bolnisi block - i.e. along the active margin facing the paleorift. Upper Cretaceous deep sequence could be favourable to the formation of natural reservoirs and traps. 2) Modelling of southern Adjara-Meskheti deep structures aimed at revealing metaleogenic potential of the Upper Cretaceous series.

Аджара-Месхети по праву считается геологически хорошо исследованным регионом Грузии. Результаты комплексных изысканий его недр обобщены в десятках фундаментальных монографий, равно как и во многочисленных фондовых отчетах, диссертациях и разного рода публикациях периодических изданий. Что касается собственно палеовулканологических реконструкций, то они выполнены, главным образом, акад. Г.С.Дзоценидзе и его учениками. Тем не менее, разработанная относительно недавно группой авторов (Адамия и др., 1974) новая гипотеза рифтового происхождения Аджаро-Триалетской складчатой зоны безусловно доказала необходимость ее геолого-геофизического доизучения. Данную гипотезу от предыдущей- “геосинклинальной”- выгодно отличает одно явное преимущество, а именно: заложенный в ней меха-

низм катастрофического обрушения участков земной коры по спрединговым линиям изначально фиксирует субширотные глубинные разломы, обрамляющие Аджаро-Триалетский палеорифт, что позволяет не только более обстоятельно регламентировать вулканогенно-минерогенные процессы, развивающиеся вдоль этих “тектонически ослабленных зон” (Дзоценидзе, 1948), но и выявлять обычно незаметные на поверхности, а подчас совершенно неожиданные аспекты глубинного прогнозирования полезных ископаемых и в том числе нефти и газа.

Как известно, в последнее время в нефтяной геологии наметилась положительная тенденция промышленного освоения рифтовых бассейнов, почти повсеместно обогащенных углеводородными соединениями (Грамберг и др., 1993). Осуществлению у нас подобных проектов препятствуют разве что связанные с бурением материально-технические трудности, ибо нефтегазоносность глубинных горизонтов Аджаро-Триалетского палеорифта в общем очевидна (Зиракадзе, 1985; Вахания, Папава, 1996). Судя по результатам разведочной практики, в этом плане наиболее перспективны блоки погружения, а также ограничивающие структуру тектонически ослабленные промежуточно-приразломные зоны, частично расположенные на Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах. К сожалению, пока малоизвестен ряд важнейших деталей глубинного строения четвертого (юго-западного) или Аджара-Месхетского блока погружения, вероятно, из-за долгой неясности с установлением действительной границы между палеорифтом и Артвинско-Болнисской глыбой, даже несмотря на резко выраженную в рельефе гигантскую флексуру вдоль северного борта Ахалцихской депрессии. Однако теперь, после регистрации И.П.Гамкрелидзе (1976) Аджарисцкальско-Тедзамского регионального глубинного разлома, который эту границу трассирует, естественно напрашивается вопрос: если нефтегазопроявления обнаружены на прилегающей к палеорифту южной периферии Грузинской глыбы, почему нельзя ожидать того же на северной периферии Артвинско-Болнисской глыбы и, в частности, в приразломной зоне Аджара-Месхети?

Таким образом, обозначилось первое приоритетное направление предлагаемого нами палеовулканологического прогнозирования - аргументация поисков и разведки нефтегазопроявлений в зоне Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома на основе сравнительного фациально-палеовулканологического анализа и сопоставления приразломных территорий; второе приоритетное направление подразумевает моделирование глубинного строения юга Аджара-Месхети с целью выявления скрытого металлогенического потенциала верхнемеловых уровней

Коротко о том, на какие предпосылки опирается это прогнозирование.

1. Резкий геоморфологический (Клопотовский, 1950) и палеовулканологический (Татишвили, 1974) контраст приразломных территорий, например, между Ахалцихской депрессией и “веерообразно” (Гамкрелидзе, 1949) опрокинутом на нее Месхетским водораздельным хребтом, однозначно указывает на глубинную гетерогенность Аджара-Месхети вдоль Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома (Татишвили, 1995). По геофизическим данным (Балавадзе, 1957; Твалтвадзе, 1960), в полосе Боржоми-Двири-Цниси и на Ахалкалакском плато мощность осадочного слоя приблизительно одинакова (3,5-4 км) и вполне соизмерима с теми реальными величинами, которые установлены непосредственно наземными наблюдениями или в скважинах. К тому же по направлению с севера на юг происходит перманентное “омоложение” осадочного слоя: разрез все более избавляется от палеоцен-нижнеэоценовых флишоидных отложений, постепенно замещаясь плиоцен-четвертичными лавами. Вот еще одно веское доказательство в пользу глубинной гетерогенности данного региона!

2. В тектоническом отношении северная часть (или полоса инверсированного палеорифта) Аджара-Месхети являет собой антиклинорную мегаструктуру с выдержанной складчатостью т.н. “геосинклинального” типа (П.Гамкрелидзе, 1949). Поскольку эта территория вплоть до позднего эоцена оставалась областью постоянного прогибания и осадконакопления, для нее характерны большой мощности ( $\approx 10$  км) непрерывные сводные разрезы палеоцен-нижнеэоценового боржомского флиша ( $\approx 1,2-1,5$  км) и всех без исключения среднеэоценовых вулканогенно-осадочных свит: ликанской (1,5-2,0 км), нагваревско-квабисхевской (1,7-2,5 км) и чидильско-двирской (3,0-4,5 км). В целом же сообщество среднеэоценовых вулканических пород образует здесь субшелочно-калиевую формацию подвижных (лабильных) поясов средиземноморского типа (Дзоценидзе, 1948; Лордкипанидзе, 1971; Татишвили, 1974). И, наоборот, одновозрастная эффузивная ассоциация, слагающая куполовидные брахиантиклиналы южнее Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, петрологически идентична натриево-субшелочным (атла-

нтическим) формациям, пространственно приуроченным к стабильным (глыбовым) участкам земной коры (Татишвили, 1974).

3. На юге Аджарии, где сводный палеогеновый разрез укорочен до 2,5 км, в качестве основной стратиграфической единицы выступает интенсивно минерализованная и фактически рудовмещающая нагваревско-квабисхевская свита, причем самые нижние ее уровни буквально завалены перемытым обломочным материалом верхнемеловых карбонатных пород. Следовательно, формирование свиты началось в неглубокой морской или островодужной среде либо вовсе в лагунных условиях и в какой-то период продолжалось одновременно с размывом верхнемеловых кордильер. Обилие верхнемелового перемытого материала в низах среднеэоценовой свиты конечно же свидетельствует о близости и, возможно, даже трансгрессивном слиянии среднеэоценового стратиграфического уровня с верхнемеловым без промежуточных толщ типа боржомского флиша и ликанской свиты, столь обязательных для инверсированного палеорифта. Более того, в верхнем течении р. Куры, в окрестностях с. Накалакеви и Цундского озера, отмечены случаи непосредственного "сонахождения" верхнемеловых известняков и глыбовых брекчий чидильско-двирской свиты (Джигаури и др., 1963; Лазаршвили, 1971). Аналогичные примеры трансгрессивного залегания среднеэоценовых вулканитов на верхнемеловые карбонатные породы имеют место и в центральной Аджаро-Триалети (Гамкрелидзе, Лобжанидзе, 1984).

4. Опираясь подобными фактами, гораздо логичнее усомниться в вероятности появления боржомского флиша и ликанской свиты (возможно, за редким исключением) в палеогеновых разрезах южнее Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома. В свою очередь это означает, что южная территория Аджара-Месхети, включая Ахалцихскую депрессию, в геотектоническом понятии является органической частью именно Артвинско-Болнисской глыбы, а не Аджаро-Триалетской складчатой зоны, как до сих пор было закреплено в нашем геологическом подсознании.

5. Сделанный таким образом вывод, несет на себе определенную прогнозно-металлогеническую нагрузку. Предоставляется отличная возможность по-новому и более реально интерпретировать глубинное строение юга Аджара-Месхети. И что особенно существенно, он практически сводит на нет, по крайней мере, значительно укорачивает вертикальное расстояние между среднеэоценовой и верхнемеловой свитами, приоткрывая доступ к ныне завалуированным нагваревско-квабисхевской свитой потенциально рудовмещающим верхнемеловым глубинам с традиционно богатым для Артвинско-Болнисской глыбы проявлением металлогенического спектра.

Отдавать предпочтение глубинному прогнозированию побуждает нас ряд совершенно конкретных причин. 1. Ввиду катастрофического ухудшения с каждым годом экологической обстановки, стало слишком рискованным, особенно в малоземельной Горной Аджарии, проведение геолого-разведочных работ, связанных с промышленными взрывами, вырубкой леса, устройством дополнительных коммуникаций и т.п. на фактически обитаемой человеком эоценовой поверхности. 2. Судя по современным стандартам прогнозирования цветных и благородных металлов (Бородаевская и др., 1985, 1987; Бородаевская, Горжевский, 1985), рудовмещающие вулканогенно-осадочные формации Аджара-Месхети, к сожалению, довольно слабокондиционны, что подтверждают подсчеты запасов в результате детальной разведки Мерисского рудного узла. Они настолько невыразительны, что вряд ли общая стоимость полученного рудного концентрата окупит хотя бы технологические издержки добычи и производства, местное же население окажется перед лицом неразрешимых социально-экологических проблем. 3. Почти все ныне действующие медно-полиметаллические месторождения Турции (Мургул) и Грузии (Маднеули), территориально разместившиеся на Артвинско-Болнисской глыбе, а значит южнее Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, пространственно и генетически связаны с позднемеловой контрастно-бимодальной базальт-риолитовой формацией, которая полностью удовлетворяет главному прогнозному требованию - быть одновременно рудогенерирующей и рудовмещающей.

С учетом всего вышеизложенного, было бы целесообразно радикально изменить в Аджара-Месхети стратегию геолого-изыскательских работ и вместо явно низкоэффективных, как уже доказала практика прошлых лет, исследований экзо- и эндоконтактных зон малых интрузий, объединить все усилия для реконструкции синвулканических рудоносных палеоструктур. Причем суть концепции предлагаемой нами новой стратегии заключается в максимальном

использовании среднеэоценовых орудененных зон и вулканоструктур в качестве индикаторов или наземных реперов для глубинного прогнозирования потенциально аналогичных ситуаций верхнемеловых уровней. Действительно, в вулканических регионах типа Аджара–Месхети нередки случаи “пространственного сближения двух одновременных периодов вулканизма и оруденения” (Бородаевская, 1985; Кривцов, 1979; Яковлев, 1982; Лучицкий, 1971, 1985; Бородаевская и др., 1985, 1987).

По-видимому, именно с таких позиций необходимо моделировать глубинное строение юга Аджара–Месхети, тем более при наличии здесь столь длительного (позднемелово-среднеэоценового) перерыва в осадконакоплении, что безусловно повышает теоретические шансы выявления на данной территории и сквозных среднеэоцен-верхнемеловых рудоносных вулканоструктур, а следовательно и вероятность пересечения месторождений Болнисско–Маднеульского типа на вполне умеренных глубинах порядка 500–700 м. Кстати говоря, Мерисский рудный узел, согласно палеовулканологической интерпретации, фактически соответствует обрамленной субширотно-субмеридиональными разломами т.н. Лоднари–Тбетской вулcano-тектонической депрессии, которая поэтажно расположена на подобной же позднемеловой структуре, но с гораздо более богатой минерализацией. Надо признать, каких-либо прямых доказательств “преемственности” между позднемеловой и среднеэоценовой оруденениями пока не имеется, однако по целому ряду отнюдь не случайных совпадений все-таки наиболее правдоподобно допущение экстракции относительно бедных Мерисских руд из потенциально обогащенных металлами верхнемеловых глубин в ходе среднеэоценового поствулканического процесса. Дело в том, что в северной (палеорифтовой) части Аджара–Месхети все соизмеримые уровни (т.е. верхний мел, боржомский флиш и ликанская свита) вообще безрудны. Следовательно, либо среднеэоценовый расплав изначально был беден металлическими компонентами, что ближе к истине, либо он полностью отфильтровался, проходя через флишевые осадки, хотя здесь сколь-нибудь заметных концентраций металлов не зафиксировано. Поэтому в случае с южной Аджарией, где глубинный разрез свободен от флишевого фильтра, а верхнемеловой уровень потенциально рудоносен, вряд ли стоит пренебрегать экстракционным фактором (Бородаевская, Кривцов, 1979).

В силу этих особенностей глубинного строения, развитие на юге Аджарии горно-добывающей промышленности может стать высокорентабельной, если удастся наладить совместное освоение и переработку всего спектра эоцен–верхнемеловых полезных ископаемых. Имеется в виду задействование открытых карьеров (разумеется, после тщательной палеовулканолого-геофизической экспертизы) в глубоких каньонах вдоль необжитой приграничной полосы, прилегающей к северному склону Шавшетского хребта, что было бы не только выгодно экономически и безвредно в экологическом отношении, но и социально целесообразно в смысле трудоустройства местного населения.

Позитивные результаты гарантирует даже беглый анализ документации пробуренных в прошлые годы скважин глубиной 400–500 м (Цилосани и др., 1968). На самом перспективном Оболю–Канлы–Кайском участке (истоки р.Лоднари) Мерисского рудного узла бурение зачастую приостанавливалось в интенсивно пиритизированных вторичных кварцитах с обильной халькопирит-галенит-сфалеритовой вкрапленностью и с какими-то непонятно-странными следами “кальцитизации”. Создается впечатление, что эти минерализованные зоны идентифицировались с конкретными медно-полиметаллическими жилами на поверхности и после пересечения их задача разведки считалась выполненной или же бурить дальше не позволяли технические возможности. Между тем, на северо-восточной окраине с.Цаблана, в самом русле глубоко эродированного ущ. р.Тбети, среди петрографически аналогичных пирит-халькопиритовых метасоматитов найдены обломки известковистых пород, микрофаунистически датированных поздним мелом (Татишвили и др., 1985). Скорее всего, замеченная в скважинах “кальцитизация” также есть следствие пелитовой примеси позднемеловых известняков. На противоположном берегу Тбетского ущелья, в разрезе среднеэоценовой (нагваревско-двирской) вулканогенно-осадочной толщи, составленной вдоль новопроведенной автомобильной дороги, Г.С.Дзоценидзе (1960, 1969) обнаружил рудоносные микробрекчии с совершенно чуждым для палеогена обломочным материалом, что впоследствии не раз подтверждала признанный исследователь палеовулканизма Аджарии М.Б.Лордкипанидзе (1971), высказавшая мнение о совместно-одновременном размыве позднемеловых известняков и уже окварцованно-оруденелых зон пиритизации



Таким образом, перспектива пересечения на юге Аджарии металлогенически интересных верхнемеловых уровней не мираж, а объективная реальность, и рано или поздно необходимость извлечения оттуда полезных ископаемых встанет в порядке дня, как безнадежным ни кажется сегодня техническое обеспечение этого проекта. В свое время Г.С.Дзоценидзе, основоположник палеовулканологических исследований в Грузии, обосновал пригодность вторичных кварцитов им же разведанного Цабланского колчеданного месторождения для производства серной кислоты. В системах трещин тех же пород определено неплохое содержание благородных металлов (Гелейшвили, 1990), а также выявлен широкий спектр редких и рассеянных элементов (Тавадзе и др., 1961; Иваницкий, Джанджгава, 1980). Изученные петрологами Тбилисского государственного университета под руководством Н.И.Схиртладзе алуниты урочища Саранцкуна являются потенциальным сырьем алюминия, а его каолинит-аргиллитовые отходы можно использовать в керамической промышленности (Гутушвили, 1980). Кайнотипные лавы Цинавельского плато легко подвергаются обработке и рекомендованы в качестве строительного облицовочного материала. Вне сомнения, приведенный здесь перечень полезных ископаемых и соответственно их запасы резко возрастут после специального поисково-оценочного доизучения Лоднари-Тбетской вулканотектонической депрессии и особенно в результате функционирования совместных эоцен-верхнемеловых карьеров.

Как уже можно убедиться, наше прогнозирование опирается на такую интерпретацию глубинного строения южной Аджарии, которая предполагает этапное расположение среднеэоцен-позднемеловых сквозных вулканотектонических структур без промежуточных осадочных толщ типа боржомского флиша, что в свою очередь было предопределено достаточно высокой геотектонической стабильностью данного региона в течение почти всего раннего палеогена, и, следовательно, диаметрально противоположными от соседнего палеорифта геодинамическими параметрами. Если соблюдать хронологию, первое упоминание о возможной редукции в Аджарии нижнего эоцена, по-видимому, принадлежит С.С.Кузнецову (1937). Позднее, известный геолог-съемщик Т.А.Месхи (1971) также не исключал вариант трансгрессивного налегания в крайне южной части Аджарии среднего эоцена на верхний мел, а территорию южнее р.Аджарисцкали вообще рассматривал как составную часть Артвинско-Болнисского массива. Удивительно, но факт, что еще на полувековой давности палеоцен-нижнеэоценовой схеме П.Д.Гамкрелидзе (1949), четко просматриваются основные контуры Аджаро-Триалетского палеорифта (узкая субширотная полоса моря между двумя участками суши соответственно Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб), однако без обрамляющих структуру глубинных разломов, несомненно, из-за отсутствия в то время подобного термина-понятия.

Таким образом, уже тогда палеоцен-раннеэоценовый палеорельеф современной центрально-осевой подзоны Аджаро-Триалети (И.Гамкрелидзе, 2000) изображался как затопленный раннепалеогеновым морем глубокий каньон (рифт), на дне которого происходило многократно-ритмичное осаждение литологически чрезвычайно разнообразной терриген-карбонатной замеси за счет одновременного размыва Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб, а также верхнемеловых островков и кордильер. Следовательно, флишевая седиментация по своей сути ярко выраженный рифтовый феномен и строго ограничена его же рамками. Действительно, принципиально невозможно само формирование в наземных условиях свыше километровой мощности отлично окатанного и фациально-литологически столь пестрого флишевого комплекса, тем более на тектонически стабильных глыбах, не подвергавшихся погружению в продолжение всего раннего палеогена. Встречающиеся же в палеоцен-нижнеэоценовых разрезах Артвинско-Болнисской глыбы (Микадзе, 1969) небольшой мощности пачки грубослоистых и слабоокатанных глинисто-песчаниковых отложений, т.е. продуктов практически единственного источника размыва, никак нельзя отождествлять с настоящим боржомским флишем. Представить механизм накопления подобных псевдофлишевых толщ с максимальной мощностью 100-150 м вероятнее всего следующим образом: после рифтинга, приведшего к расколу единого до того Закавказского микроконтинента (срединного массива, плиты или Антикавказии по разной интерпретации), спрединговые периферии “удалившихся” друг от друга Грузинского и Артвинско-Болнисского жестких блоков или глыб, естественно, стали для каждого из них обращенной к палеорифту активной окраиной. Предшествующей плеядой грузинских геологов (Дзоценидзе, 1948) они вполне справедливо воспринимались как тектонически ослабленные переходные зоны от глыб к геосинклинали (палеорифту). В процессе региональных растяжений поверхность этих зон обычно покрывается сетью кулисообразно расположенных неглубоких трещин, часть кото-

рых со временем превращается в корытцеподобные водоемы, постепенно заполняясь преимущественно неотсортированным обломочным материалом. Мелкие водоемы или зачаточные микрорифты в общем являются таким же обязательным атрибутом жестких массивов, как островки и кордильеры для морских бассейнов. Итак понятно, что кратковременные хаотические осадконакопления местного масштаба не идут ни в какое сравнение с универсально-полноценной флишевой седиментацией, а поэтому в недрах Артвинско-Болнисской и Грузинской глыб вряд ли возможно генерирование боржомских уникальных минеральных вод. Зато картирование палеоцен-нижнеэоценовых толщ микрорифтов наверняка будет способствовать глубинному прогнозированию на глыбах потенциальных резервуаров-ловушек нефти и газа.

Разумеется, всегда доброжелательно настроенный и новаторски мыслящий Г.С.Дзоценидзе искренне приветствовал бы идею Аджаро-Триалетского рифтогенеза, однако совершенно нереально думать, что он был способен безоговорочно принять все положения авторов. Можно не сомневаться, решение причинно-следственных проблем рифтогенеза Г.С.Дзоценидзе стал бы искать гораздо глубже - в прямом и переносном смысле. Дело в том, что для своих домиоценовых палеовулканологических реконструкций он с большим успехом применил известную концепцию тектонического развития Грузии И.Р.Кахадзе (1947), согласно которой Аджаро-Триалетский геосинклинальный прогиб (палеорифт) уже существовал в юрском периоде, особенно благополучном у нас в отношении генерации т.н. топливно-энергетических полезных ископаемых. По геофизическим данным М.С.Иоселиани (1969) юрские породы используются почти повсеместным развитием на глубинных уровнях Аджаро-Триалетской складчатой зоны. В принципе аналогичного мнения придерживается также видный исследователь юрских отложений и первооткрыватель нефтепроявлений Е.К.Вахания (1976). Наконец, в результате обобщения и экстраполяции материалов специализированной съемки, сравнительно недавно проведенной под руководством В.А.Лалиева (1987), убедительно обосновано возможное участие юрских нефтесодержащих комплексов в глубинном строении Ахалцихской депрессии.

Вероятно, настало время заново осознать и переосмыслить эту депрессионную структуру с признания той простой истины, что она территориально расположена действительно южнее Аджарисцкальско-Тедзамского глубинного разлома, т.е. на Артвинско-Болнисской глыбе, тектоническое развитие которой протекало под знаком более или менее изменчивой стабильности, вследствие чего ее дискретный глубинный разрез отличается резко выраженная особенность трансгрессивного залегания пород самого разного возраста. Яркий пример тому зафиксированный Н.И.Схиртладзе (1958) весьма широкий диапазон трансгрессивности гондвандско-кисатибской свиты от позднего мела до конца олигоцена. Следовательно, по геотектоническим меркам, Ахалцихская депрессия не является структурой-синклинием, сформированной в результате перманентного чередования складчатости и прогибания. Скорее всего, это позднеэоценовый предгорный прогиб, зародившийся на позднемелово-среднеэоценовом трансгрессивном палеорельефе северного выступа Артвинско-Болнисской глыбы (И.Качарава, 1961) и сохранивший относительную стабильность на фоне триалетско-штирийско-пиренейских воздыманий (П.Гамкрелидзе, 1949), происходивших в соседнем палеорифте на севере. Геоморфологический контраст вообще характерен для территорий, непосредственно прилегающих к Аджарисцкальско-Тедзамскому глубинному разлому. Здесь же этот момент очень наглядно подчеркнут и особенно впечатляет благодаря уже упомянутой флексурной ступени высотой 2,5 км.

Можно сказать, что Ахалцихский предгорный прогиб - почти зеркальное отражение Имеретинского предгорного прогиба, территориально расположенного по ту сторону палеорифта, на Грузинской глыбе и давно привлекающего внимание своими нефтепроявлениями (Мефферт, 1932; Зиракадзе, 1972, 1985; Вахания, 1976). Причем Ахалцихский прогиб имеет все шансы оказаться гораздо перспективнее: преимущество и даже уникальность этой структуры состоит в том, что в отличие от Имеретинской, она не подвергалась какому-нибудь значительному погружению, воздыманию и размыву, поскольку хотя бы частично базируется на жестком палеозойском массиве типа Дзирульско-Локско-Храмского (Кахадзе, 1947), а значит практически избежала опустошительных последствий глубинной деформации. По данным гравитационной съемки (Турманидзе и др., 1974), здесь глубина залегания кристаллического фундамента не превышает 2-2,5 км. Предположительно в этом же интервале ожидается и пересечение газо-нефтяных пластов на некоторых участках вдоль северного, приразломного борта Ахалцихской депрессии, имея в виду следующий условный разрез (сверху вниз): 1) приабон-олигоценовые глины и песчаники с прослоями гипса ( $\approx 700-1000$  м), 2) чередование позднемеловых потенциально нефте-

газосодержащих карбонатных и глинисто-песчаных пород ( $\approx 800-1000$  м), 3) юрские угленосные песчаники и обогащенные первичной нефтью отложения ( $\approx 800$  м), 4) палеозойский кристаллический массив. Как видим, по нашей максимально обобщенной и очень условной предварительной оценке, в недрах Ахалцихского предгорного прогиба как бы специально аккумулярован полный набор необходимых для формирования полновесного нефтегазового месторождения литологических комплексов, начиная от юрских первичных нефтегенерирующих пород до позднепалеогенового глинисто-гипсового непроницаемого экрана, включая и промежуточные карбонатные породы позднемелового возраста, обладающие отличными коллекторскими свойствами. Не менее примечательно и то, что большая часть Ахалцихского прогиба осталась фактически в стороне от бурных проявлений вулканизма, постепенно превратившись в авулканический оазис с приемлемыми структурно-литологическими условиями нефтегазоаккумуляции. Умеренные инверсии, возможно, в какой-то мере даже способствовали выжиманию и перераспределению углеводородных соединений из юрских отложений в позднемеловые коллекторы, затем дальнейшую их миграцию вверх и в итоге становлению многоступенчатого месторождения нефти и газа. Согласно эмпирической статистике (Леворсен, 1970), максимальное накопление мигрирующей нефти происходит преимущественно в относительно узких ( $\approx 20$  км) приразломных зонах вдоль тектонически ослабленных активных окраин, как можно убедиться и на примере всей южной приразломной периферии Грузинской глыбы (Булейшвили, 1970; Вахания, 1976; Зиракадзе, 1972, 1985).

Поскольку проблема генезиса Аджаро-Триалетского палеорифта и по сей день остается спорной и все еще интерпретируется неоднозначно (Адамия, 1968), мы также вправе высказать некоторые соображения по этому поводу. Зарождение рифтового палеопргиба в самом конце юрского периода на Закавказском микроконтиненте следует рассматривать как одно из периферийных ответвлений или далекий отзвук глобального спрединга, приведшего здесь к катастрофическому обвалу начиненной органикой огромной массы юрских пород в ареал циркуляции и активного воздействия верхнемантийных тепловых потоков. Донная часть рифтов обычно является собой горячую кромку литосферы, а исходящие отсюда флюидальные струи обладают высшей способностью разложения органических соединений с высвобождением углеводородов (Леворсен, 1970). Поэтому вполне резонно допустить, что Аджаро-Триалетский позднеюрский палеорифт по своим геотермическо-бариметрическим параметрам в общем соответствует т.н. "главной зоне нефтеобразования" по Н.Б.Вассоевичу. После киммерийской регрессии, вызванной андской орофазой, по обе стороны палеорифтового прогиба установился режим интенсивного размыва активных палеоокаин Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб, вследствие чего в течение неокма из юрской суши в палеорифт было снесено громадное количество карбонат-терригенного материала, обогащенного органическим веществом. Вне сомнения, этим и объясняется почти полное исчезновение юрско-неокомских отложений на ныне прилегающих к инверсированному палеорифту (центральной складчатой подзоне) территориях, на что справедливо указывал П.Д.Гамкрелидзе (1949). Думается, главная фаза нефтеобразования совпала именно с этой первой, юрско-неокомской авулканической стадией развития палеорифта. Вторая и намного продолжительная (от позднего мела до олигоцена) вулканическая стадия была практически непродуктивной в смысле генерации первичной нефти, хотя тогда, скорее всего, и создавались новые глубинные системы природных нефтегазосборных резервуаров и ловушек – локально проявленный слабый вулканизм, как и подземные дизъюнктивно-пликативные дислокации, в определенных условиях, возможно, даже способствуют миграции или перераспределению нефти и газа. Опять же с учетом сегодняшних материально-технологических реалий, кажется наиболее рентабельным организовать добычу нефти и газа, мигрирующих из сверхглубоких уровней палеорифта к тектонически ослабленным зонам приразломных активных окраин Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб на относительно умеренных глубинах (3-4 км). Образуя говоря, палеорифт можно сравнить с заводом-производителем первичной нефти, а глыбовые активные окраины – с нефтегазосборными терминалами, оборудованными природными резервуарами и ловушками различных стратиграфических уровней. На наш взгляд, эти терминалы сохранились лучше и во многом доступнее на Артвинско-Болнисской глыбе, чей трансгрессивно-дискретный глубинный разрез более пригоден для аккумуляции нефти и газа.

В заключение – очень коротко о нефтегазоносности Аджарского шельфа. Пожалуй, здесь самого серьезного внимания заслуживает явление дугообразного поворота на юго-запад (П.Гамкрелидзе, 1949; Милановский, Хаин, 1963) до того субширотного направленных среднеэоцено-

вых складок инверсированного палеорифта, причем точно перед мысом, разделяющим Чорохское и Аджарисцкальское ущелья. По тектонической интерпретации, это может быть только местом стыковки двух глубинных разломов, а значит и западного выклинивания Артвинско-Болнисской глыбы, вызвавшем столь резкий разворот складок почти в обратном направлении. В результате всего этого произошло становление раскрытой только на восток полудуговой структуры, потенциально перспективной для глубинной аккумуляции нефти и газа. Задуговая часть структуры, охватившая полосу современного шельфа и дельту р. Чорохи, является соответственно участком северо-западного погружения складок Аджаро-Триалетской центральной подзоны, также традиционно перспективным для поисков и разведки нефтегазопроявлений, однако не исключено, что в процессе тектонического формирования Черноморской котловины, глубинные нефтегазовые системы могли подвергнуться частичной разгерметизации и разгрузке.

### Литература

- Адамия Ш.А. (1968). Доюрские образования Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.Тбилиси: Мецниереба. 234 с.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П. и др. (1974). Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря // Геотектоника. №1. С 78-94.
- Балавадзе Б.К. (1957). Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 122 с.
- Бородаевская М.Б., Володин Р.Н. и др. (1985). Поиски медно-рудных месторождений. М.: Недра. 219с.
- Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И. (1985). Значение формационного анализа при прогнозе рудных месторождений //Сов.геология. №10. С.22-31.
- Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М. и др. (1987). Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов //Сов. геология. №5. С.21-30.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. (1979). Последовательность минералообразования и рудная зональность на колчеданных месторождениях //Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. С. 3-11.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. и др. (1987). Принцип и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта. М.: Недра. 246 с.
- Булейшвили. Д. А. (1970). Тектоническое строение Картлийской депрессии (на груз. яз., рез. русс.) //Вопросы геологии Картлийской депрессии. Тбилиси: Мецниереба. С. 39-50.
- Вахания Е.К. (1976). Юрские отложения Грузии (в связи с нефтегазоносностью). Тбилиси. 413с.
- Вахания Е.К., Папава Д.Ю. (1996). Живительный фонтан (на груз. яз.).Тбилиси: Самшобло. 152 с
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие вопросы тектогенеза //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.52. 225 с.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.115. С.204-208.
- Гамкрелидзе И.П., Лобжанидзе Г.П. (1984). Геология центральной Аджаро-Триалети и проблема Боржомской минеральной воды. Тбилиси: Мецниереба. 82 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тр. ГИН АН ГССР. Монографии. №2. 509 с.
- Гелейшвили В.И. (1990). Золотоносность Грузии. Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 50 с.
- Грамберг И.С., Исаев Е.Н., Левин Л.Э. и др.(1993). Геология и минерология позднеюрско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах //ВНИИ зарубеж. геол. 540 с.
- Гугушвили В.И. (1980). Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба. 182 с.
- Джиганри Д.Г. и др. (1963). Отчет Джавахетской ГСП о работах 1963г. Грузгеолфонды. Тбилиси. 211 с.
- Дзоцендзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Монографии. №1. Тбилиси. 407 с.
- Дзоцендзе Г.С. (1960). О роли эффузивного вулканизма в образовании полезных ископаемых (на примере Грузии) //Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М. С. 229-238.
- Дзоцендзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.:Недра.344 с

- Зиракадзе М.И. (1972). К тектонике восточной части северного склона Аджаро–Имеретинского хребта в связи с перспективами ее нефтегазоносности //Изв. Геол. об-ва Грузии. Т.VIII. Вып. 1-2. С. 47-55.
- Зиракадзе М.И. (1985). Геология и нефтегазоносность юго-западной Грузии и смежных областей //Автореф. д-р. дисс. Баку. 40 с.
- Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И. (1980). Геохимия сульфидных месторождений Грузии //Тр. АН Грузии. Нов.сер.Тбилиси: Мецниереба. 144 с.
- Иоселиани М.С. (1969). Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 238 с.
- Кахадзе И.Р.(1947). Грузия в юрское время //Тр. ГИН АН ГССР.Сер.геол. Т.III(VIII).371 с.
- Качарава И.В. (1961). Очерк геологии Ахалцихской депрессии //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т.12. Тбилиси. С. 103-136.
- Клопотовский Б.А.(1950). К геоморфологии Месхети. //Тр. Ин-та географии. Т.(V). Вып. 1. Тбилиси. С. 3-41.
- Кузнецов С.С. (1937). Аджаро–Триалетская складчатая система //Тр. СОПС АН СССР. Вып. 22. 184 с.
- Лазаравили Т.Х. (1971). Гидрогеология Ахалцихской депрессии и прилегающих к ней районов. Автореф. кандидат. дисс. 27 с.
- Лалиев В.А. и др. (1987). Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности Ахалцихской депрессии и прилегающих к ней районов. Грузгеолфонды. 244 с.
- Леворсен А.И. (1970). Геология нефти и газа. М.: Мир. 640 с.
- Лордкипанидзе М.Б. (1971). Палеогеновый вулканизм Аджарии. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 30 с.
- Лучицкий И.В. (1971). Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука. 384 с.
- Лучицкий И.В. (1985). Палеовулканология. М.: Наука. 278 с.
- Месхи Т.А. и др. (1971).Отчет Аджарской геолого-поисковой партии по работам 1965-71гг. Грузгеолфонды. 521 с.
- Мефферт Б.Ф. (1932). Геология нефтегазопроявления в Аджаро-Имеретинском хребте (Багдадского района Зап. Грузии) //Тр. ВГРО НКТЛ. Вып.180. 32 с.
- Микадзе Г.А. (1969). Палеогеновый вулканизм юго-восточной Грузии (на груз. яз., рез. русс.). Тбилиси: Мецниереба. 89 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963). Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 355 с.
- Татишвили М.Г. (1974). Эоценовый вулканизм Месхети //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.44.. 25-36 с.
- Татишвили М.Г. (1974). Среднеэоценовый вулканизм Месхети. Кандид. дисс.165 с.
- Татишвили М.Г. (1995).Узловые вопросы среднеэоценового вулканизма, глубинного строения и металлогении Аджара-Месхети (на груз. яз.) //Мат. науч. сесс. ГИН. Тбилиси: Мецниереба. С. 101-102.
- Татишвили М.Г., Шубладзе Р.Л. и др.(1985). Комплексное петролого-формационное изучение продуктов палеогенового вулканизма Мерисского рудного района с целью прогнозирования перспектив их рудоносности. Фонды КИМС. 178 с.
- Твалтвадзе Г.К. (1960). Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Тбилиси: Изд-во АН ГССР.114 с.
- Турманидзе Г.Н. и др. (1974). Результаты гравиметрической съемки территории Грузии. Грузгеолфонды. 118 с.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Монографии. №8. 333 с.
- Цилосани П.В. и др. (1968). Отчет Аджарской геолого-поисковой партии по работам 1965-66 гг. Грузгеолфонды. 419 с.
- Яковлев Г.Ф. (1982). Геологические структуры рудных полей и месторождений.М.: Изд-во МГУ. 271 с.



## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И МОЛОДОЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ

В.С.Алпаидзе

**Неотектонические движения и молодой вулканизм Грузии. В.С.Алпаидзе.** Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси.

Сопоставление закономерностей юрско-палеогенового и позднего-четвертичного вулканизма Грузии указывает на ряд различий тектонических обстановок их проявления. Вулканическая активность ранних циклов проявлялась в периоды тектонического растяжения-погружения и контролировалась продольными межзональными глубинными разломами. Молодой вулканизм проявился в обстановке субмеридионального регионального сжатия, сконцентрирован в зоне Транскавказского поднятия и связан с поперечными и диагональными трансзональными глубинными разломами. Эти разломы являются структурами отрыва и скалывания, ориентированными, соответственно, параллельно и диагонально к оси сжатия, исходящего от сближения Аравийской и Евразийской литосферных плит. Наличие двух или трех фаз активности молодого вулканического цикла следует увязать с изменением скорости движения Аравийской плиты как регулятора теплового режима в глубинных частях литосферы и инспиратора вулканизма на ее поверхности.

*ytjntmnjybrehb vj·hfj,t,b lf cfmfhsdtkjc f[kufphlf dekrfybpvb\ d\kafb·t\ s,bkbc bc cf[tkvobaj eybdthcbntnb= b\zfdzdf·bc ufvp\ 1= 380028 s,bkbc\*

*cfmfhsdtkjc beheg-gfktjutyehb lf udbfytytjutyeh-vtjs[tekb dekrfybpvbc rfyjypjvbtht,fsf itlfht,f vbudbsbst,c vfsb ufvdjkyt, bc ntmnjybrehb dsfht,fsf ijhbc fhct,ek ufyc[dfdt,t,pt\ flhtekb wbrkt, bc dekrfyehb fmnbdj,f dkbylt,jlf ntmnjybrehb ufzbvdf-lf·bhdbc gbhj,t,ib lf rjynhjkl,jlf ufcodhdbd pjyfsfijhbc cbqhvekb hqtdt,bs\ f[kufphlf dekrfybpvb ufvdjkybylf ce,vthblbjyfkheh htubjyebk itrevidbcfc= rjywtynhbht,ekbf nhfycrdrfcbehb fptdt, bc pjyfib lf erfdbhlt,f ufhlbufhlvj lf lbfujyfkheh nhfycpjyfkheh cbqhvek hqtdt,c\ tc hqtdt,b ofhvjlutyty ufo'dtnbcf lf f[ktxdbc cnhemneht,c= hjvkt,bw jhbtynbht,ekb fhbfy itcf,fvbcfl itrevidbc qth·bc gfhfktkehlf lf bhb,fl\ itrevidf ufvjodtekb fhf,tsbc lf tdhfpbbc kbsjcathekb abkt, bc ehsbthsitf[kjdt,bs\ f[kufphlf dekrfyehb wbrkbc afhukt,ib ufvdjkybkb dekrfyehb fmnbdj, bc jhb fy cfvb afpf eylf lferfdibhltc fhf,tsbc abkbc vj·hfj, bc cbxmfhbc wdkfc= hjvtkbw ofhvjlutyty kbsjathjc cbqhvtib cbs,ehb ht;bvbc htuekfjhc= [kj vbc ptlfqbhpt - dekrfybpvbc bycgbhfnjhc\*

**Neotectonic movements and young volcanism of Georgia. V.Alpaidze.** Tbilisi State University, I.Chavchavadze av., 1, 380028 Tbilisi.

Comparison of the regularities of the Jurassic-Paleogenic and late Neogen-Quaternary volcanism of Georgia indicates the differences between the tectonic conditions of its manifestations. Volcanic activities of the early cycles manifested themselves in the periods of tension and were controlled by the longitudinal deep faults between the zones. The young volcanism manifested itself in the conditions of the regional compression of submeridional trend. It is concentrated in the zone of the Transcaucasian transverse uplift and is controlled by transverse and diagonal transezonal faults. These faults are accordingly the structures of tearing off and shearing. They are orientated parallel and diagonal to the axis of compression which come from the approachment of the Arabian and Euro-Asian lithospheric plates. The presence of the two or three phases of activity of the youngest volcanism cycle of Georgia may be connected with the change of velocity of the movement of Arabian plate. This change may be considered as the regulator of the thermal regime in the abysal parts of Lithosphere and as the inciter of the volcanism on its surface.

Наличие тесной связи между тектоникой и вулканизмом не вызывает сомнений, что доказано и на примере Грузии работами разных поколений геологов. Подобная связь обнаруживается и в случае неотектонических движений, но рассматривая этот вопрос еще более двух десятков лет тому назад Е.Е.Милановский (1977, с.44) отмечал, что "вопросы связи новейшего вулканизма с неотектоникой пока далеки от полного решения". С утверждением теории тектоники литосферных плит в этих вопросах многое прояснилось, но при сопоставлении закономерностей тектоно-магматических процессов позднего-четвертичного и юрско-палеогенового

периодов, в проявлении вулканизма обнаруживаются некоторые различия. Далее рассматривается лишь тектонический аспект этого сопоставления. Что же касается петрологического характера вулканизма, то он выходит за рамки настоящей работы.

Территория Грузии, располагаясь в пределах активной континентальной окраины, в юрско-палеогеновое время, характеризовалась вулканической деятельностью, свойственной подобным участкам литосферы (Лордкипанидзе, 1980). В проявлении вулканизма данного периода с точки зрения тектоники можно отметить некоторые закономерности.

1. Вулканизм рассматриваемого отрезка геологической истории характеризуется определенной периодичностью (циклическостью) проявления, что было обусловлено циклическостью тектонических процессов. Несмотря на различие во взглядах о количестве и продолжительности отдельных циклов (этапов, стадий), все же считается, что вулканическая активность в основном была связана с периодами тектонического растяжения и фазами погружения (трансгрессий), тогда как ее ослабление или полное прекращение - с периодами сжатия и складкообразования - поднятия (Дзоценидзе, 1948, 1964; Заридзе, 1957; Цагарели, 1966; И.Гамкрелидзе, 1976; Лордкипанидзе, 1980; Г.Надарейшвили, Лордкипанидзе, 1989). Существуют и относительно категорические высказывания, что "эффузивный магматизм не связан с тектонической фазой" (Заридзе, 1957, с.71) или же, что "в пределах Альпийского пояса не известно ни одного района, где бы вулканическая деятельность была достоверно связана со структурами сжатия" (Короновский, 1982, с.47).
2. Проявления юрско-палеогенового вулканизма в основном были связаны с пограничными зонами основных тектонических единиц, где проходят разделяющие их и контролируемые вулканизмом глубинные разломы (Цагарели, 1966), т.е. наблюдается субширотная, совпадающая с простиранием основных структур зональность вулканизма, хотя отмечается и роль поперечных разломов и структур в этом процессе (Г.Надарейшвили, 1981; Г.Надарейшвили, Лордкипанидзе, 1989).
3. Подобное пространственное распределение вулканизма объясняется приуроченностью этого процесса к палеозонам субдукции, и в этом понимании вулканизм определяется как результат движения макро- и микроплит литосферы (И.Гамкрелидзе, 1976; Зоненшайн, Савостин, 1979; Лордкипанидзе и др., 1984).
4. Юрско-палеогеновый вулканизм характеризуется преобладающим развитием субаквальных эксплозивных и экструзивных процессов и образованием соответствующих фаций вулканических продуктов (Дзоценидзе, 1948; Короновский, 1982), что было обусловлено палеотектонической обстановкой региона - наличием субдукционных зон, островных дуг (микроконтинентов), задуговых бассейнов и других структур северной окраины океана Тетис.

Вулканизм неотектонической или позднеорогенной стадии (т.е. последних 10-11млн.лет) в Грузии также характеризуется определенными закономерностями (Схиртладзе, 1958; 1964; Схиртладзе и др., 1997; Милановский, 1968, 1977; Милановский, Короновский, 1973; Короновский, 1982, 1987, 1994), из которых ниже коснемся лишь относящихся к теме настоящей работы.

1. Молодой вулканизм также характеризуется определенной периодичностью (активностью) проявления, что выражается в наличии трех (Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Карякин, 1989; Тутберидзе, 1990) или двух (Схиртладзе и др., 1997) фаз активизации. Этот позднеорогенный или коллизионный (Короновский, Демина, 2000) вулканизм с точки зрения тектоники представляет собой единый цикл, который по продолжительности соответствует более ранним циклам (этапам, стадиям) и по характеру проявления повторяет периодичность вулканических процессов.
2. В отличие от более ранних циклов, когда вулканическая активность достигала своего максимума в фазы тектонического растяжения-погружения и ослабевала или затухала при тангенциальном сжатии и поднятии, в случае позднеорогенного вулканизма его активизация проявилась в обстановке общего регионального сжатия и приурочена главным образом к интенсивно воздымавшимся участкам, каковыми являются центральная часть Большого Кавказа и Джавахетское нагорье. В связи с таким отличием допускаются отдельные тектонические подфазы или локальные растяжения на поверхности, способствующие проявлению вулканических процессов, что, по нашему мнению, недостаточно для преодоления указанного выше противоречия и требует другого объяснения.

3. Молодой вулканизм Грузии, по существу, сконцентрирован в пределах Транскавказского поперечного поднятия и контролируется развитыми здесь меридиональными и диагональными (антикавказскими) глубинными разломами или их пересечением с продольными разломами. Природа этих разломов отличается от межзональных глубинных разломов, контролирующей вулканизм более ранних периодов. Они являются молодыми или омоложенными трансзональными разломами, пересекающими разные тектонические структуры региона. Это обстоятельство, по-видимому, послужило поводом считать, что молодой вулканизм не связан с палеосубдукционными зонами (Короновский, 1982, 1987). Таким образом, пространственное распределение молодого вулканизма Грузии, в отличие от более раннего, имеет поперечное к главным структурным единицам субмеридиональное развитие, совпадая с зоной Транскавказского поперечного поднятия, на что указывают многие исследователи (Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Схиртладзе и др., 1997). Эта зона отличается от соседних зон геофизическими характеристиками, указывающими на значительную активность глубинных процессов, происходящих в верхней мантии и нижней коре
4. Пространственная переориентация регионального распределения вулканизма на неотектонической стадии следует объяснить уменьшением проницаемости продольных разломов общекавказского простирания, вызванного субмеридиональным сжатием. Изменился и характер вулканических процессов, что выражается в преобладании наземной (субаэриальной), существенно эффузивной и эффузивно-эксплозивной деятельности (Милановский, Короновский, 1973).

Таким образом, сопоставление закономерностей допозднеорогенного и позднеорогенного (коллизийного) вулканизма Грузии указывает на значительные различия тектонических обстановок его проявления. Главным из них является то, что вулканическая активность более ранних циклов проявлялась в периоды тектонического растяжения, тогда как молодой вулканизм развивался в обстановке регионального субмеридионального сжатия. Данное обстоятельство естественно увязывается с изменившейся геодинамической обстановкой региона и эволюцией строения земной коры в пределах Грузии и Кавказа в целом, когда уже сформировалась современная структура региона, включая разломную сеть (Короновский, Демина, 2000).

Представление о региональных особенностях геодинамической обстановки позднеорогенной (неотектонической) стадии в пределах Грузии можно составить на основе анализа распределения молодого вулканизма в пространстве и во времени (таблица). Исходя из этого анализа можно отметить следующее.

1. Молодой вулканизм проявился во всех тектонических единицах территории Грузии, но он начался неодновременно. В частности, сравнительно раньше (с позднего сармата) он проявился у разделяющих главные тектонические зоны продольных межзональных разломов и шовных зон, каковыми являются: рачинский отрезок Гагрско-Джавского глубинного разлома (шовной зоны), Аджаро-Триалетский Северный и Южный разломы, т.е. в Рачинском, Гурийском и Годердзско-Ахалцихском вулканическом районах. По-видимому, к этому времени упомянутые разломы все еще оставались проницаемыми для вулканизма структурами, обуславливающими его преобладание. В последующем, по мере нарастания регионального сжатия, в упомянутых районах вулканизм прекратился или значительно ослабел; с некоторым опозданием, в мегатиссе-понтоне, вулканизм начался в пределах жестких тектонических структур-Грузинской и Арвинско-Болнисской глыб-в Цхинвальском, Окрибско-Дзирульском, Джавахетском вулканических районах, где образовались или обновились поперечные (меридиональные) Абул-Самсарский и Кечутский (Джавахетский), а также диагональный Казбекско-Цхинвальский трансзональные разломы; наиболее поздно, в позднем плиоцене и антропогене, вулканизм начался в сравнительно лабильных тектонических единицах - в центральных частях Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской складчатой зоны, где он приурочен к участкам пересечения трансзональных и внутризональных разломов: в Казбекском, Кельском, Джавском, Боржомско-Бакурианском вулканических районах (рис. 1).

2. Все вышеуказанные разломы представляют собой структуры сжатия - взбросы, взбросо-сдвиги или надвиги, в том числе типа шарьяжа, что указывается в составленном И.П.Гамкрелидзе с соавторами каталоге разломов Грузии (И.Гамкрелидзе и др., 1998). Это обстоятельство доказывает наличие здесь общего регионального сжатия. Лишь две значительные с точки зрения вулканизма структуры - Абул-Самсарский и Кечутский (Джавахетский) меридиональ-

ные разломы приближаются к структурам раздвигового типа, что якобы противоречит утверждению о наличии общего регионального сжатия. Однако и в этом случае здесь имеется проявление меридионально направленных сил сжатия. В связи с этим следует учесть, что "в местах максимального раздавливания Средиземноморского пояса возникают, видимо, громадные

Распределение молодого вулканизма Грузии во времени и в пространстве  
(по материалам Н.И.Схиртладзе, А.Л.Цагарели, Е.Е.Милановского, Н.В.Короновского и др.)

Тектоническая единица	Вулканический район	Время проявления вулканизма (фазы и подфазы)	Состав вулканических продуктов	Разломы, с которыми связан вулканизм <sup>1)</sup>
I. Складчатая система Большого Кавказа	Кабекский	а) Поздний плиоцен б) Антропоген	Андезитовый, дацитовый	Кабекский продольный (ВЗ); Кабекско-Цхинвальский диагональный(ТЗ)
	Кельский	а) Поздний миоцен-ранний плейстоцен б) Поздний плейстоцен-голоцен	Андезитовый, дацитовый; риолит-дацитовый, риолитовый	Кабекско-Цхинвальский (ТЗ), малые поперечные (ВЗ)
	Джавский	Плейстоцен	Андезитовый	Кабекско-Цхинвальский (ТЗ), Гагрско-Джавский шовный (МЗ)
II. Грузинская глыба	Цхинвальский	Миоплиоцен (меотис-понт)	Базальтовый, андезибазальтовый	Кабекско-Цхинвальский (ТЗ), малые поперечные и продольные (ВЗ)
	Дзирула-Окрибский	Плиоцен-Антропоген	Базальтовый, андезитовый	Кутаисско-Сачхерский продольный (ВЗ), малые разломы (ВЗ)
	Рачинский	Поздний миоцен-меотис	Базальтовый, долерит-базальтовый	Гагрско-Джавский шовный (МЗ - Рачинский отрезок)
III. Аджаро-Триалетская складчатая зона	Боржомско-Бакурианский	а) Поздний плиоцен-ранний плейстоцен б) Поздний плейстоцен	Андезитовый, андезибазальтовый; андезитовый	Бакурианско-Тонетский продольный (ВЗ); Абул-Самсарский поперечный (ТЗ)
	Гурийский	а) Поздний миоцен-меотис б) Поздний плиоцен	Андезибазальтовый, трахитовый; Базальтовый, трахитовый	Аджаро-Триалетский Южный (МЗ); Чохагаурский (? ) (ВЗ)
	Годердзско-Ахалцхский	Поздний миоцен-ранний плиоцен	Андезидацитовый, дацитовый (Годердзская свита)	Аджаро-Триалетский Южный (МЗ), Ахалцхский (ВЗ), Ашкурский (ВЗ)
IV. Арвинско-Болниская глыба	Ахалкалакский	Поздний плиоцен-ранний плейстоцен	Андезибазальтовый, андезитовый, базальтовый	Аджаро-Триалетский Южный (МЗ), Абул-Самсарский поперечный (ТЗ)
	Джавахетский	а) Миоплиоцен б) Поздний плиоцен-ранний плейстоцен	Дацитовый, риолит-дацитовый; андезитовый, андезидацитовый	Кечутский (Джавахетский, ТЗ), оперяющие (ВЗ)
	Цалкско-Гомаретский	Поздний плиоцен-средний плейстоцен	Долеритовый, андезибазальтовый, долерит-базальтовый	Кечутский (ТЗ), Аджаро-Триалетский Южный(МЗ), Локеко-Агдамский (МЗ)

<sup>1)</sup> МЗ - межзональные; ВЗ - внутризональные; ТЗ - трансзональные



сквозные поперечные трещины отрыва, которые обуславливают проникновение орогенного вулканизма глубоко внутрь континентальных массивов" (И.Гамкрелидзе, 1976, 1984, с.172). По-видимому, с подобным конкретным проявлением этого процесса имеем дело в случае вышеупомянутых меридиональных разломов Джавахетского нагорья, расположенного в зоне Транскавказского поперечного поднятия. Давно установлено, что в Джавахетском районе вулканические и сейсмические центры тяготеют к упомянутым Абул-Самсарскому и Кечутскому глубинным разломам. Эти крутые разломы ограничивают сравнительно узкий блок земной коры, в пределах которого поверхность кристаллического фундамента находится на 4-5 км глубже, нежели в расположенных к востоку и западу участках (Иоселиани, 1969; Иоселиани и др., 1989), а на земной поверхности развита Параванская (Мадатапская) котловина, очевидно, вулкано-тектонического происхождения (Милановский, Короновский, 1973).

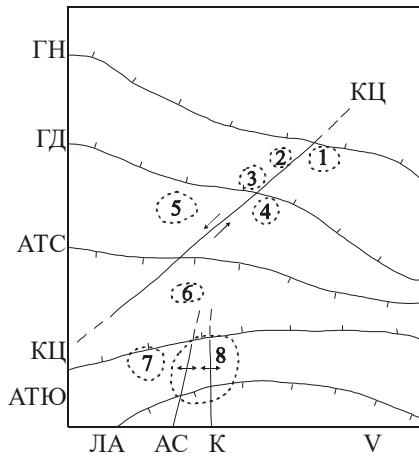


Рис. 1. Тектонические зоны, главные разломы и вулканические районы Грузии в пределах Транскавказского поперечного поднятия

**Тектонические зоны:** I - Складчатая система Большого Кавказа; II - Грузинская глыба; III - Аджаро-Триалетская складчатая зона; IV - Артвинско-Болнисская зона; V - Локско-Карабахская зона.  
**Разломы:** межзональные - ГН - Главный надвиг Большого Кавказа; ГД - Гагрско-Джавский; АТС - Аджаро-Триалетский Северный; АТЮ - Аджаро-Триалетский Южный; ЛА - Локско-Агдамский; трансзональные - КЦ - Казбекско-Цхинвальский; АС - Абул-Самсарский; К - Кечутский.  
**Вулканические районы:** 1 - Казбекский; 2 - Кельский; 3 - Джавский; 4 - Цхинвальский; 5 - Окриба-Дзирульский; 6 - Боржомско-Бакурианский; 7 - Годердзский; 8 - Джавахетский.

3. Образование крутых (вертикальных) Абул-Самсарского и Кечутского разломов с точки зрения механики твердых тел связано с явлением хрупкого разрушения при сжатии, ориентированном параллельно разломам, т.е. в нашем случае субмеридионально (рис. 2а). При образовании подобных разломов отрыв происходит почти мгновенно (Хаин, Михайлов, 1985), чем и объясняется резкое начало активного вулканизма в Джавахетском нагорье. Последующие смещения крыльев сбросово-раздвиговых структур обычно носят продолжительный характер, как и сам процесс сжатия, что и обуславливает длительность миоплиоцен-четвертичного вулканизма в этом районе. Наличие субмеридионально направленного сжатия в этом районе доказывается и образованием в вулканитах субширотно ориентированных складчатых структур (Адамия и др., 1962), а также поднятием и надвиганием доорогенных комплексов Аджаро-Триалетской и Локско-Карабахской складчатых зон.

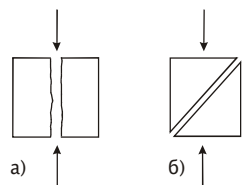


Рис. 2. Схема образования трансзональных разломов: а - трещина отрыва; б - трещина скальвания.

4. Тот же процесс общего субмеридионального сжатия мог вызвать активизацию диагонального Казбекско-Цхинвальского глубинного разлома и связанного с ним вулканизма Казбекского, Цхинвальского и Джавского вулканических районов и деформацию вулканических пород, в частности, двух покровов базальтовых лав Ванатского района близ г.Цхинвали, где они деформированы вместе с конгломератами душетской свиты миоплиоцена (Алпаидзе, Тутберидзе, 1988). Однако Казбекско-Цхинвальский разлом, представляющий собой левостороннюю сдвигово-взбросовую структуру, в отличие от Джавахетских разломов ориентирован диагонально к оси предполагаемого сжатия. Тем не менее и этот разлом является структурой сжатия и по характеру относится к трещинам скальвания (см. рис. 2).

Следовательно, как меридиональные, так и диагональные трансзональные разломы Транскавказского поперечного поднятия представляют собой результат единого процесса регионального сжатия. Следует заметить, что аналогичные субмеридиональные и диагональные (анти-

кавказские) трансзональные разломы установлены и на территории Армении (Назаретян, 1984), что подтверждает наличие общекавказского процесса сжатия и связанных с ним проявлений вулканизма.

5. Основным фактором процессов позднеорогенного тектогенеза, следовательно и новейшего вулканизма, на Кавказе считается расширение Аденско-Красноморского рифта и продвижение Аравийской плиты в северном направлении, скорость движения которой за последние 10-11 млн. лет возрасла до 3-3,5 см/год (Казьмин, 1974; И.Гамкрелидзе, 1976; Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн, 1986). Это движение в Кавказском регионе должно было вызвать компенсационное сжатие и связанные с ними явления - складчатость, надвигообразование, оживление разломной сети, воздымания новейших морфоструктур, - максимальное проявление которых отразилось в направлении продолжения Аравийского "клина" (И.Гамкрелидзе, 1976; Лордкипанидзе, 1980) - в зоне Транскавказского поперечного поднятия. В обстановке продолжающейся коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит Анатолийско-Иранская, Понто-Каспийская и другие промежуточные плиты испытывали дробление и взаимное вертикальное и горизонтальное перемещение (Хаин, 1984; Зоненшайн, 1986). В этой обстановке создались благоприятные термодинамические и тектонические условия для проявления новейшего вулканизма как на Кавказе в целом, так и в пределах Грузии.

Следует предполагать, что скорость движения Аравийской плиты за весь неотектонический период не была постоянной и происходило замедление и ускорение темпа движения, что отразилось бы на геодинамическом состоянии всей коллизонной системы (Алпайдзе, 2000), следовательно, и на изменении скорости неотектонических движений и активности вулканических процессов. Возможно, по этой причине на Кавказе проявились две или три фазы активности молодого вулканизма. Все это позволяет полагать, что изменение скорости движения Аравийской плиты в данном регионе является **регулятором теплового режима** в глубинных частях литосферы и **инспиратором вулканических процессов** на ее поверхности. Исходя из этого предположения, можно заключить, что на территории Грузии, как и в целом на Кавказе, неотектонические движения и новейший вулканизм являются функцией дифференцированного горизонтального движения макро- и микроплит литосферы центрального сегмента (Аравийского синтаксиса) Альпийского складчатого пояса, т.е. **функцией изменения скорости их движения**. В этом заключается существование общей причины и наличие тесной связи между неотектоническими движениями и новейшим вулканизмом в Грузии.

### Литература

- Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Хуцишвили О.Д. (1962). Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии // Тр. ГИН АН СССР. Сер. мин.-петр. Т. VI. Тбилиси. С. 73-106.
- Алпайдзе В.С. (2000). Теория орогенических фаз и тектоника литосферных плит // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. Тбилиси. С. 209-214.
- Алпайдзе В.С., Тутберидзе Б.Д. (1988). Еще раз о возрасте базальтовых вулканитов центральной части Юго-Осетии // Сообщ. АН СССР. 131. N 3. С. 545-547.
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба. 226 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. С. 105-184.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В., Лобжанидзе Г.П., Кулошвили С.И., Шенгелиа Д.М. (1998). Карта и каталог активных глубинных разломов территории Грузии (на груз. яз) // Сообщ. АН Грузии. 157. N 1. С. 89-94.
- Дзоцендидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии // Тр. ГИН АН СССР. Монографии, I. Тбилиси: Изд-во АН СССР. 407 с.
- Дзоцендидзе Г.С. (1964). Донеогеновый вулканизм // Геология СССР. Т. X. Ч. I. Геол. описание. М.: Недра. С. 387-427.
- Заридзе Г.М. (1957). Магматизм Грузии в связи с тектоническим развитием // Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер. Т. X (XV). Тбилиси: Изд-во АН СССР. С. 171-180.

- Зоненшайн Л.П. (1986). Движение литосферных плит и формирование складчатых поясов //Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука. С.16-32.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. (1979). Введение в геодинамику. М.: Недра. 311 с.
- Иоселиани М.С. (1969). Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 236 с.
- Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Ш.П., Квелидзе З.И., Онопришвили Т.Г.(1989). Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 149 с.
- Казьмин В.Г. (1974). О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) //Геотектоника. №6. С.3-14.
- Карякин Ю.В. (1989). Геодинамика и формирование вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука. 151 с.
- Короновский И.В. (1982). Геодинамические обстановки проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в Альпийском складчатом поясе // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.47-51.
- Короновский И.В. (1987). Тектонические обстановки и причины проявления позднекайнозойского вулканизма в Альпийско-Средиземноморском поясе //Историческая геология. Итоги и перспективы. М.: МГУ. С.205-217.
- Короновский И.В. (1994). Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) //Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. N 1. С.35-48.
- Короновский И.В., Демина Л.И. (2000). Эволюция неоген-четвертичных магматических расплавов Кавказа в условиях континентальной коллизии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 115. Тбилиси. С.270-281.
- Лордкипанидзе М.Б. (1980). Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.69. Тбилиси: Мецниереба. 162 с.
- Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. (1984). Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) //Палеоокеанология. 27-й МКК. Колл.03. Докл. Т.3. М.: Наука. С.72-83.
- Милановский Е.Е. (1968). Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 483 с.
- Милановский Е.Е. (1977). Новейшая тектоника //Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука. С.31-45.
- Милановский Е.Е., Короновский И.В. (1973). Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 280 с.
- Надарейшвили Г.Ш. (1981). Меловой вулканизм Аджаро-Триалетии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 75. Тбилиси: Мецниереба. 140 с.
- Надарейшвили Г.Ш., Лордкипанидзе М.Б. (1989). Мезо-кайнозойский вулканизм Грузии как индикатор геодинамических обстановок // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.99. Тбилиси: Мецниереба. С.313-330.
- Назаретян С.Н. (1984). Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР. 138 с.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Монографии. N 8. 368 с.
- Схиртладзе Н.И. (1964). Эффузивные образования. Постпалеогеновый вулканизм //Геология СССР. Т.Х. ГССР. Ч. I. М.: Недра. С.427-452.
- Схиртладзе Н.И., Ширинян К.Г., Кулошвили Е.И. (1997). Позднеорогенный (верхнеплиоцен-четвертичный) вулканизм Кавказа //Тр. ТГУ Сер. геогр.-геол. Т.322. Тбилиси. С.5-22.
- Тутберидзе Б.Д. (1990). Молодой вулканизм восточной части Джавахетского нагорья. Тбилиси: Изд-во ТГУ. 138 с.
- Хаин В.Е. (1984). Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморской пояс. М.: Недра. 344 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. (1985). Общая геотектоника. М.: Недра. 326 с.
- Цагарели А.Л. (1966). О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами //Глубинное строение Кавказа. М.: Наука. С.103-112.

**О ПРОДУКТАХ ЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЕ  
(в пределах Грузии)**

**Ф.Д.Майсадзе**

**О продуктах эоценового вулканизма на Южном склоне Большого Кавказа и Грузинской глыбе (в пределах Грузии). Ф.Д.Майсадзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

В рассматриваемых тектонических зонах в палеогеновых отложениях продукты вулканизма достоверно установлены лишь в среднеэоценовых осадках. На Грузинской глыбе наиболее широко они развиты в Самегрело и представлены прослоями туфов андезитового и базальтового состава. На Южном склоне Большого Кавказа вулканиды присутствуют во флишевых образованиях и представлены линзами измененных кристаллокластических и пепловых туфов трахиандезитового состава, а также туфоаргиллитами.

*tjwtyehb dekrfybpvbc ghjlemnt, bc itcft, rfdrcfbjybc cfv[hts athlpt lf cfmfhsdtkjc ,tknpt (cfmfhsdtkjc afhukt,ib) \_ a\vfbcf\ t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frflt vbbc utjkjubehb bycnbnenb= \fktmcb-bc m\ 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*ufycf[bkdtkb ntmnjybrehb thstekt, bc gfkjtutyeh yfktmt, ib dekrfyjutyehb ofhvijfmyvt, bc fhct, j, f lfutybkbv v[jkl ieftjwtyeh yfktmt, ib\ cfmfhsdtkjc ,tknpt 'dtkfpt [ibhfl bcbbyb ud[dlt, f cfvtuhtkjib lf ofhvjutybkbv fyltpbnehb lf , fpfknehb itlutybkj, bc neabc iefihth, bs\ rfdrcfbjybc cfv[hts athlpt dekrfybpvbc ghjlemnt, b wfkrtkcb kbypt, bc cf[bs akbieh yfktmt, ib ud[dlt, f lf of hvjlutybkbv nhf[bfyltpbnehb itlutybkj, bc rhbcnfjkrkfcnehb lf athakbc itwdkbbk neat, bs lf yfobkj, hbd= neajfhubbnt, bs\*

**On the products of Eocene volcanic activity on the Southern Slope of the Greater Caucasus and Georgian block (within the boundaries of Georgia). F. Maisadze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

In the tectonic zones under consideration, products of volcanic activity have been reliably defined only within the Middle Eocene deposits. Within the Georgian block, volcanics are especially widespread in Samegrelo where they are represented by layers of andesitic and basaltic tuffs. In the zone of the Southern Slope of the Greater Caucasus, volcanics are encountered in the flysch formations where they consist of lenses of altered crystalloclastic and ash tuffs of trachyandesitic composition and partially, of tuff-argillites.

На территории Грузии продукты палеогенового, в том числе эоценового вулканизма встречаются довольно редко, за исключением Аджаро-Триалетской складчатой системы и Локско-Карабахской зоны. Их наличие может служить значительным геологическим критерием для решения ряда вопросов палеогеографического и стратиграфического характера. Особенно это касается тех регионов, где отложения фаунистически плохо охарактеризованы и датируются условно. К таковым относятся флишевые образования Южного склона Большого Кавказа.

Наличие продуктов вулканического извержения в рассматриваемых тектонических единицах достоверно установлено лишь в среднеэоценовых отложениях, тогда как на других стратиграфических уровнях эоцена их нет. Ранее существовало мнение о позднеэоценовом вулканизме на Южном склоне Большого Кавказа (П. Гамкрелидзе, 1949; Майсадзе, 1969), о чем более подробно будет изложено ниже.

В пределах **Южного склона Большого Кавказа** рассматриваемые отложения развиты в Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской зонах. Незначительная их часть имеется в Абхазии, а основная - восточнее Уцерского меридиана, в виде узкой полосы, протянутой на восток, до границы с Азербайджаном.

Западные выходы эоценовых отложений развиты в Абхазской подзоне Гагрско-Джавской зоны, которая охватывает горную Абхазию и восточное окончание Адлерской депрессии. Здесь средне- и верхнеэоценовые образования представлены двумя фациями: флишеидной и субплатформенной.

Первая из них развита севернее антиклинали Ахцу-Кацирха, в верхнем течении рр. Псоу и Бзыби. Южная, субплатформенная фация, занимает большую часть Абхазской подзоны, слагая восточное окончание Адлерской депрессии. Литологически она представлена маломощными эпиконтинентальными карбонатными породами (средний эоцен - низы верхнего эоцена) и сравнительно мощной молассоидной фацией предгорного прогиба (верхи верхнего эоцена-олигоцен).

В этих отложениях Абхазской подзоны продукты вулканизма нигде не наблюдаются. Исключение составляет лишь разрез на правом склоне ущ. р. Пшица (левый приток р. Юпшара), где в среднеэоценовых флишеидных отложениях, представленных мергелями, аргиллитами и песчаниками, присутствует прослой светло-зеленых бентонитовых глин, мощн. 5-10 см.

Восточнее Уцерского меридиана, в Местийско-Тианетской зоне средне- и верхнеэоценовые образования развиты в Жинвальско-Гомборской подзоне, где они принимают участие в строении отдельных покровов Южного склона Большого Кавказа.

Основная их часть слагает Садзегурско-Шахветильский покров и представлена флишевыми образованиями квакеврисхевской (нижний и средний эоцен) и ильдоканской (верхний эоцен) свитами.

Среднеэоценовые слои свиты квакеврисхеви сложены песчаниково-алевролитовым флишем с примесью карбонатного материала. Турбидитные образования (карбонатные песчаники, алевролиты, сланцеватые аргиллиты) заметно преобладают над пелагическими отложениями (мергели, известняки).

В разрезе р. Алеура, на этом уровне свиты, нами были найдены прослой кристаллокластических и пепловых туфов трахиандезитового состава, а также туфоаргиллиты (Маисадзе, 1999), что, по нашему мнению, является дополнительным подтверждением среднеэоценового возраста верхней части свиты квакеврисхеви.

Отмеченные вулканиты имеют линзовидную форму мощн. до 2 м (рис.1). В небольшом количестве аналогичные туфы встречаются также в разрезе р. Пшавис Арагви. Присутствие в свите вулканитов впервые было отмечено Н.Б. Вассоевичем (1933) в Чиатурской зоне.

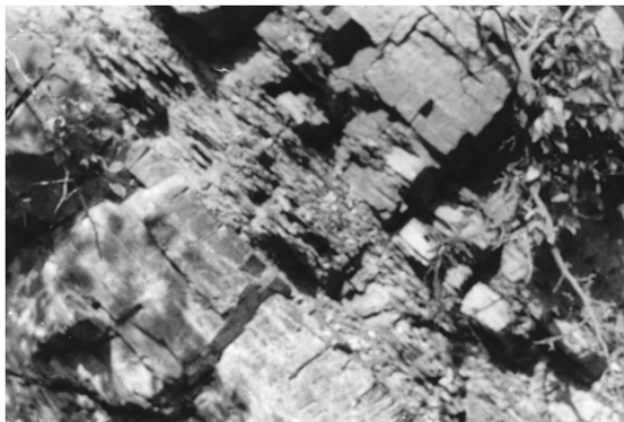


Рис.1. Толща туфов и туфоаргиллитов в среднеэоценовой части квакеврисхевской свиты (р. Алеура)

Наличие вулканических пород в виде прослоев алевролитовых туфов, туфо-мергелей, туфо-песчаников и туффитов (Гатарашвили и др., 1980) было установлено и в среднеэоценовых нормально-осадочных отложениях, развитых южнее флишевых образований, в пределах северного борта Гарекхетинской впадины, в разрезе р. Дврина (левый приток р. Чаилуришеви).

В восточной части Гагрско-Джавской зоны (восточнее р. Риони) в средне- и верхнеэоценовых отложениях продукты вулканизма отсутствуют.

На **Грузинской глыбе** рассматриваемые отложения в основном развиты в Западной зоне погружения, где они окаймляют депрессионные участки в виде узких полос или же обнажаются в антиклинальных структурах.

В абхазской части Грузинской глыбы, в разрезе у с. Ачандара (р. Апста), в нижних фораминиферовых мергелях среднего эоцена присутствует линза измененного туфа мощн. 1-1,2 м.

Наиболее широко вулканогенные породы развиты в среднеэоценовых отложениях Самегрело. Здесь они представлены туфами андезитового и базальтового состава, которые в основном приурочены к южно-мегрельскому поднятию. Мощность этих прослоев и линз



колеблется в пределах 15-70 см. Они встречаются в разрезах р.Чачхури, на обоих крыльях Нокалакевской антиклинали, у с.Гачедили и др. Большая часть туфов заметно изменена (пелитизирована). Сравнительно свежие их представители в виде кристаллокластических туфов присутствуют в южном крыле Нокалакевской антиклинали (рис.2), где кварц и плагиоклаз имеют свойственные им кристаллографические формы и являются, по-видимому, аутигенными образованиями. В отдельных случаях в шлифах туфов обнаружены представители микрофауны (с.Хиди). Примечательно, что эти вулканические образования чередуются с фаунистически хорошо датированными осадочными породами и их среднеэоценовый возраст не вызывает сомнения.



Рис. 2. Роговообманково-биотитовый кристаллокластический туф базальтового состава (с. Нокалакеви). Ник. +, х 47.

Таким образом, характер и форма залегания продуктов среднеэоценового вулканизма в рассматриваемых тектонических зонах свидетельствует о том, что в эпиконтинентальный (на Грузинской глыбе и в Гагрско-Джавской зоне) и флишевый (в Местийско-Тианетской зоне) бассейны вулканический материал поступал в виде пепла и отлагался в основном в маломощные прослои и линзы кристаллокластических и пепловых туфов среднего и основного состава.

По мнению Г.Е.Гуджабидзе (1967), вулканический материал в Самегрело поступал по Потти-Абедатскому и Гегечкорскому глубинным разломам. По нашему же мнению, доставка вулканического пепла происходила с Аджаро-Гриалети, где в среднем эоцене имела место интенсивная вулканическая деятельность. Часть вулканического пепла достигала и флишевых бассейнов Южного склона Большого Кавказа (Майсадзе, 1999).

В верхнеэоценовых образованиях рассматриваемых тектонических зон продукты вулканизма не присутствуют.

Исключение составляют лишь верхнеэоценовые олистостромы Южного склона Большого Кавказа, развитые восточнее Уцерского меридиана. От р.Риони они протягиваются на восток, вдоль фронтальной линии надвига флишевых отложений Местийско-Тианетской зоны.

Надвиг флишевых отложений частично, а местами, возможно, и полностью перекрывают олистостромы. Последние в свою очередь надвинуты с севера на разновозрастные автохтонные нормально-осадочные породы Гагрско-Джавской зоны.

В междуречье Риони и Лиахви олистостромы развиты в северной части Гагрско-Джавской зоны, а восточнее р.Диди Лиахви - в Жинвальско-Гомборской подзоне.

Они сложены в основном из олистолитов мезозойских и, частично, палеогеновых отложений Гагрско-Джавской зоны. Среди них преобладают верхнеюрские рифовые известняки и вулканыты байосской порфириновой серии. К тому же эти олистолиты наиболее крупных размеров (особенно известняки). Начиная от ущ. р.Арагви в подчиненном количестве присутствуют и обломки гранитоидов кристаллического субстрата (Майсадзе, 1994).

В целом, олистостромы тектонически сильно переработаны, что затрудняет определение их первичной природы.

Установлено, что наряду с вулканытами байосской порфириновой серии в строении олистостромов принимают участие и вулканыты более молодого возраста с включениями известняков. Наряду с ними присутствуют окатанные или вовсе не носящие следов переработки обломки вулканогенных пород.

Данное обстоятельство позволило П.Д.Гамкрелидзе (1949) высказать предположение о наличии в олистостромах (глыбовых брекчиях) продуктов позднеэоценового вулканизма.

В тех разрезах, где включения известняков отсутствуют, различить разновозрастные вулканы, из-за их большого сходства, становится невозможным.

В отдельных выходах олистостромов междуречья Риони и Лиахви (правые притоки р.Джеджора, у с.Лесора, р.Халивдон, между сс.Нокгау и Шуа чала, р.Грамула и др.) нами было обнаружено множество вулканогенных пород с включениями верхнеюрских рифовых известняков, указывающих на их постбайосский возраст.

Учитывая вышесказанное, эти вулканы мы также отнесли к продуктам позднеэоценового вулканизма, которые образовались одновременно с олистостромами и являются их составной частью (Майсадзе, 1969), хотя их геологическая позиция внутри последней оставалась не совсем ясной из-за плохой обнаженности и сильной их тектонической переработки.

Детальное петрографическое и химическое изучение этих вулканитов показало, что они представлены вулканокластолитами и эффузивами с резким преобладанием первых, что указывает на центральный тип извержения. Вулканокластолиты представлены агломератовыми туфами и туффитами, а эффузивы - базальтами и оливинными базальтами (рис. 3).

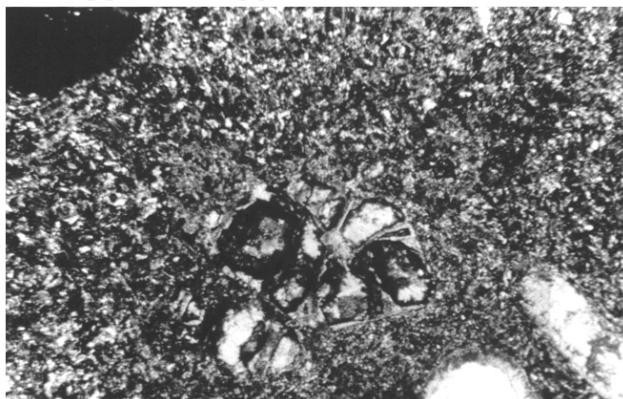


Рис. 3. Оливинный базальт  
(правый приток р.Джеджора у с.Лесора)  
Ник. +, x 17

По своему химизму эти вулканы приближаются к породам естественных вулканических ассоциаций известково-щелочной серии типа Пеле и Йеллоустонского парка. Они близко стоят к средне- и верхнеэоценовым вулканогенным образованиям Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Принимая во внимание отсутствие продуктов позднеэоценового вулканизма на Южном склоне Большого Кавказа, а также приуроченность формирования верхнеэоценовых олистостромов к новопиренейской фазе складчатости и, возможно, к покровообразованию, верхнеэоценовый возраст рассматриваемых вулканитов стал весьма сомнительным и требовал пересмотра - они должны быть древнее. Учитывая нижеизложенные геологические факты, их возраст нами был определен как альбско (?) - сеноманский (Майсадзе, 1987).

Немногочисленные продукты вулканизма, присутствующие в среднеэоценовых образованиях Южного склона Большого Кавказа, являются результатом осаждения пеплового материала, поступившего с Аджаро-Триалети. В пределах же самого Южного склона проявление вулканической деятельности не установлено. Исходя из этого среднеэоценовый возраст вулканитов с включениями известняков был исключен.

Недалеко от распространения рассматриваемых вулканогенных образований, в пределах Ксанско-Аркальского паравтохтона (ксанское тектоническое окно) отмечается присутствие основных вулканитов сеноманского возраста (И.Гамкрелидзе, 1970), которые представлены покровом оливинных базальтов и грубо- и мелкозернистыми туфами и туфобрекчиями (Канчавели, 1978).

По химическому составу эти породы, подобно включенным в олистостромы вулканитам, относятся к известково-щелочному ряду вулканических ассоциаций (Канчавели, 1978). Наряду с этим, в пределах Гагрско-Джавской и Местийско-Гианетской зон отмечаются спорадические выходы вулканитов альбско-сеноманского возраста (Канчавели, 1978).

Исходя из сказанного, вулканические образования с включениями рифовых известняков, скорее всего должны являться продуктами альбско (?) - сеноманского вулканизма, которые содержатся в верхнеэоценовых олистостромах в виде отдельных олистолитов.

Таким образом, по имеющимся данным, можно утверждать, что в пределах Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы достоверно установлено наличие продуктов лишь среднеэоценового вулканизма в виде отдельных прослоев и линз туфов основного и среднего состава. Что же касается продуктов позднеэоценового вулканизма, то их присутствие не подтверждается.

### Литература

- Вассоевич Н.Б. (1933). Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. Тбилиси: Техника да шрома. 74 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1970). Тектоническое окно в ущелье р.Ксани // Сообщ. АН ГССР. Т.59. №3. С. 613-616.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Предварительный отчет верхнерачинской геологической экспедиции // Фонды ГИН АН Грузии. 49 с. (на груз. яз.).
- Гуджабидзе Г.Е. (1967). Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенисцкали (Западная Грузия) // Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 24 с.
- Канчавели А.Л. (1978). Об альб-сеноманском вулканизме в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 59. С. 80-83.
- Майсадзе Ф.Д. (1969). О проявлении вулканизма в верхнеэоценовое время (междуречье Риони и Лиахви) // Сообщ. АН ГССР. 55. № 3. С.32-35 (на груз. яз.).
- Майсадзе Ф.Д. (1987). О возрасте вулканогенно-осадочных образований из верхнеэоценовых олистостромов Южного склона Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР. 126. №3. С.573-575.
- Майсадзе Ф.Д. (1994). О верхнеэоценовых олистостромах Южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 2. № 1. С. 95-102.
- Майсадзе Ф.Д. (1999). Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 111. 214 с.
- Татарашвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. (1980). Новые данные о палеоцен-эоценовых отложениях северного борта Гарекхетинской впадины // Изв. Геол. об-ва Грузии. № 9. С. 132-136.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ВУЛКАНА САМСАР

Б.Д.Тутберидзе

**Гидротермально измененные породы вулкана Самсар. Б.Д.Тутберидзе.** Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе,1, 380028 Тбилиси.

Процесс протекал под воздействием активных гидротермальных кислых сульфатных растворов. В результате образуются опал-алунитовые и алунит-ярозит-селенитовые метасоматиты. По минеральным парагенезисам процесс гидротермального преобразования исходных пород происходил в поверхностных или близповерхностных условиях при низкой температуре и давлении среды. Данные полевых исследований продуктов гидротермального метасоматоза не позволяют установить четкую метасоматическую зональность.

*dekrfy cfvcfabc jblhsthvfkhefl itwdkbbk mfyт,bl ,\ses,thb·t\ b\fdffbidbbkbc cfftkj,bc s,bkbc bc cfftkvobaj eybdthcbntnb\ b\zfdzfdf·bc ufvp\= 7= 380028 s,bkbc\*

*dekrfy cfvcfabc lfwbnt,bc lf vfsb gbhjrkcfnjkbst,bc jblhsthvfkhefl itwdkbc ghjwтcb vblvbyfhtj,lf v;fdt cekafnehb [cyfht,bc fmnbehb ptvjmvlt,bs\ itltufl ajhvbhlt,jlfl jgfk-fkeybnbfyb lf fkeybn-bfhjpbncctkybnbfyb vtnfcjvfnbnt,bl vbythfkehb gfhfutytpbc vb[tldbs cfo'bc b mfyт,bc jblhsthvfkhehb uhlfmvyc ghjwтcb vblvbyfhtj,lf ltlfvbabc ptlfgbhpt fy vfcsty f[kjc= lf,fbk oytdbc lf ntvgtfhfnehb gbhj,t,ib\ vtnfcjvfnbpvc ghjlemnt,bc cfdtkt rkdtdbc vjyfwтvt,b fh b·ktdf vtnfcjvfnehb pjyfkj,bc lfutybc cfieft,fc\*

**Hydrothermally altered rocks of the volcano Samsar. B.Tutberidze.** Tbilisi state University, Chavchavadze av., 1, 380028 Tbilisi.

The process of the hydrothermal alteration of dacites and their pyroclastics of the volcano Samsar developed under the influence of the active acid sulfat fluids. As a result, alunite-opal and selenite-jarosite metasomatites have been formed. According to them the process of the hydrothermal alteration took place on the surface or subsurface levels in the conditions of low temperature and pressure. The data of the field researches do not allow to reveal the picture of the clear metasomatic zonation.

Самсарский вулканический массив занимает центральную часть Самсарского хребта (Джавахетское вулканическое нагорье). Он простирается в субмеридиональном направлении. В плане образует форму асимметричного полукольцевого хребта, состоящего из нескольких, в разной степени эродированных конусов, слившихся основаниями. Из них наиболее крупным является собственно Самсар с абсолютной высотой 3284 м.

Сообщения о морфологии и строении вулкана Самсар содержатся в работах Г.Абиха (1872), Л.Маруашвили (1951), Н.Схиртладзе(1958) и др. По характеру вулканической деятельности Самсар сложная многоактная вулканическая постройка типа стратовулкана, увенчанная морфологически четко выраженной кальдерообразной впадиной. Возрастной диапазон деятельности вулкана относится к позднемиоцен-раннемиоценовому времени. В строении Самсара принимают участие чередующиеся эффузивные и пирокластические образования исключительно дацитового состава. Породообразующими минералами, подвергшимися гидротермальному изменению, являются плагиоклазы (андезин-лабрадорного ряда), пироксены и роговая обманка. Базис пород представлен стекловатой основной массой.

Первые сведения по изучению минералогии гидротермально измененных пород вулкана Самсар были опубликованы нами (Схиртладзе, Тутберидзе, 1980). В настоящей публикации приводятся дополнительные данные, полученные автором при изучении площади гидротермально измененных пород, расположенных на восточном склоне вулкана на абсолютной высоте 3200 м.

В процессе полевых наблюдений над гидротермально измененными породами этой площади нам не удалось обнаружить отчетливо выраженную метасоматическую зональность, хотя по парагенезисам вторичных минеральных новообразований очевидно, что на дневную поверхность, в виде естественных обнажений, выходит лишь самая верхняя зона разгрузки гидротермальных растворов, производящих кислотное выщелачивание. Здесь гидротермальное

преобразование вулканитов носит площадной характер. Гидротермальному изменению подвергались преимущественно пирокластолиты (туфы, туфобрекчии) - породы с высокофильтрационными свойствами, а также пористые и трещинные дацитовые лавы. Наиболее гидротермально измененные участки приурочены к жерловым фациям, что является подтверждением того, что происходила в жерле вулкана разгрузка паро-гидротермальных потоков. Однако нельзя отрицать роли околожерловых трещин и роли тектонических дроблений в доставке гидротермальных растворов на дневную поверхность.

Конечными продуктами процесса гидротермального метасоматоза является осветление и обесцвечивание исходных пород в результате интенсивного выщелачивания из них главных породообразующих и рудных компонентов под воздействием кислых сульфатных растворов. Анализ парагенетических ассоциаций минеральных новообразований позволяет утверждать, что гидротермальное преобразование продуктов вулканических извержений происходит на заключительном этапе деятельности поствулканических процессов на малых глубинах, в поверхностных или близповерхностных условиях. Среди встречаемых новообразований в метасоматитах наиболее распространены алунит и опал. С ними ассоциируют ярозит, селенит и смешаннослоистые минералы хлорит-монтмориллонитового ряда.

О п а л - а л у н и т о в ы е метасоматиты по внешнему виду плотные, светло-серые, белесоватые и темно-серые породы. Некоторые из этих метасоматитов характеризуются чередованием между собой довольно широких полос (рис.).



Рис. Полосчатые метасоматиты из вулкана Самсар

Опал-алунитовые метасоматиты представлены алунитом, кристобаллитом и рентгеноаморфной фазой. В них ярозит и селенит лабораторными исследованиями не были установлены.

А л у н и т является одним из наиболее распространенных среди вторичных минералов. Он представлен преимущественно в виде криптокристаллических агрегатов, выполняя трещинки и пустоты пород. Одиночные кубовидные кристаллы со слабым зональным строением и секториальным угасанием редки. Алунит образует полные (часто частичные) псевдоморфозы по плагиоклазу, встречаются также агрегаты, замещающие стекло базиса вулканитов.

Помимо этого алунит и сопутствующие ему минералы (ярозит, селенит, кристобаллит и смешаннослоистые минералы) представлены в виде корочек и тончайших налетов, покрывающих поверхность неизмененного – совершенно свежего дацита. Здесь кристаллы алунита представлены преимущественно массивными и шаровидными агрегатами. Кристаллы ромбоэдрического габитуса редки. Наличие алунита установлено по оптическим свойствам ( $N_m = 590$ ,  $N_p = 1.575$ ,  $N_m - N_p = 0.025$ ) и подтверждается рентгеноструктурным анализом (главные линии на рентгенограмме: 4.95, 3.51, 2.97(100), 2.20, 1.90, 1.75; аналитик Е.Хучуа, КИМС). На термограмме алунита фиксируются три эндотермических эффекта: первый ( $150^\circ\text{C}$ ) отвечает выделе-

нию сорбционной воды, второй (530 °С) - потере конституционной воды, а третий (730 °С) – выделению SO<sub>3</sub>.

Химические составы гидротермально измененных пород таковы: SiO<sub>2</sub>=60.40, TiO<sub>2</sub>=0.37, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=10.88, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3.05, FeO=0.46, MnO=0, MgO=0.47, CaO=1.09, Na<sub>2</sub>O=2.25, K<sub>2</sub>O=2.80, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.15, SO<sub>3</sub>=6.24, H<sub>2</sub>O=2.50, H<sub>2</sub>O=8.75 (обр.1790<sup>1</sup> из светло-серой и белесоватой полосы); SiO<sub>2</sub>=62.14, TiO<sub>2</sub>=0.42, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=15.81, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.13, FeO=1.15, Mn=0, MgO=1.17, CaO=4.35, Na<sub>2</sub>O=4.58, K<sub>2</sub>O=2.47, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0, SO<sub>3</sub>=1.96, H<sub>2</sub>O=0.45, H<sub>2</sub>O=3.19 (обр.1790<sup>2</sup> из темно-серой полосы). Полученные данные свидетельствуют о том, что процесс опал-алунитового метасоматоза происходит с почти полным выщелачиванием из исходных пород FeO, MgO, CaO; хотя часть SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O сохраняется. Этот процесс отмечается привнесом SO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O. Сопоставляя химические составы белых и светло-серых полос метасоматитов с темно-серыми, можно отметить более высокие содержания FeO, MgO, CaO и низкие значения H<sub>2</sub>O и SO<sub>3</sub> в последних. Этот факт, по всей вероятности, отражает разную степень интенсивности метасоматического преобразования в исходных дацитах. В процессе алунитизации неполный вынос из исходных пород порообразующих и рудных компонентов подтверждается также спектральным полуколичественным анализом: Sb 0.01-0.01, As < 0.1-0.1, Ni 0.0006-0.0006, Co 0.0006-0.0006, Mo 0.0004-0.0004, Zn 0.01-0.01, Cr < 0.001-0.001, Sb < 0.01-0.01, Pb < 0.0006-0.0006, Sn < 0.0001-0.0001, Ga 0.004-0.008, V 0.004-0.005, Cu 0.0001-0.0001, Ag < 0.0001-0.0001, Bi < 0.0006-0.0006, Zr 0.02-0.004, Ga 0.004-0.008, Jn < 0.0006-0.0006, Ti 0.5-0.5, Cd < 0.006-0.006. (обр. 1970<sup>1</sup> и 1970<sup>2</sup> соответственно). Впервые подобный вывод о неполном выносе элементов из исходных пород в процессе алунитизации был сделан С.И.Набоко (1963) при изучении гидротермально измененных пород на примере вулкана Эбеко (Курильская островная дуга).

Я р о з и т тесно ассоциирует с алунитом, кристобаллитом, селенитом и является одним из широко распространенных минералов. Он представлен в виде натечных корок и пленок, развитых на поверхности неизменного – свежего дацита (обр.1971). Изредка встречаются кристаллы ромбоэдрического габитуса. Цвет ярозита желтый, буровато-желтый. В ярозитовых проявлениях наличие минерала было установлено оптическими и рентгеноструктурными исследованиями. Ярозит имеет: N<sub>m</sub>= 1.825, N<sub>p</sub>=1.720, N<sub>m</sub>-N<sub>p</sub>=0.105. Главные линии на рентгенограмме: 5.90, 5.07, 3.03 (100) 2.27, 1.96. Спектральным полуколичественным анализом в ярозитовых проявлениях отмечаются следующие элементы: Ni, Co, Cr, Ti, V, Vo, Zr, Cu, Pb, Ag, As, Sb, Bi, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, Jn.

О п а л под микроскопом - изотропный минерал, образующийся за счет гидротермально-го метасоматоза плагиоклазов и стекловатой основной массы дацитов. Рентгеноструктурными данными в опалах был установлен кристобаллит: 4.06 (100), 2.48, 2.12, 2.02, 1.92, 1.87.

С е л е н и т присутствует в ярозитовых метасоматитах. Под микроскопом обнаружен, в основном, в виде криптокристаллических агрегатов. Наличие минерала установлено также рентгеноструктурным анализом: 7.65 Å, 7.70 Å.

З е л е н ы й минерал присутствует в крайне ничтожных количествах. Он представлен в виде единичных, но хорошо образованных таблитчатых и чешуйчатых агрегатов. Микроскопически он относится к смешаннослоистым минералам хлорит-монтмориллонитового ряда.

Таким образом, изложенная выше характеристика минеральных новообразований свидетельствует о том, что в очагах разгрузки кислых сульфатных растворов основными видами гидротермальной минерализации являются опал-алунитовые и алунит-ярозит-селенитовые метасоматиты.

## Литература

- Абих Г.И. (1872). Группа рядовых вулканов Абула и Самсара на Кавказском перешейке //Иzv. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва. Кн.6.
- Маруашвили Л.И. (1951). Южно-Грузинское вулканическое нагорье (строение, рельеф, история развития).
- Набоко С.И. (1963). Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. С.171.
- Схиртладзе Н.И. (1958). Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. С.333.
- Схиртладзе Н.И., Тутберидзе Б.Д. (1980). О первой находке гематитового и натроалунитового проявления среди новейших вулканитов Джавахетии //Вулканология и сейсмология. №4. С.99-102.



**ЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАФАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА****М.В.Отарашвили****Юрский вулканизм Кафанского рудного узла. М.В.Отарашвили.** Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

Кафанский рудный узел является интересным геологическим объектом. В статье дается его геотектоническая позиция в пределах Кафанской зоны мегаантиклинория Малого Кавказа. В структурном отношении Кафанская зона представляет собой моноклираль, осложненную пологой складчатостью. Она сложена юрскими и меловыми вулканогенными формациями разного состава общей мощностью более 3 км. Дается стратификация среднеюрских вулканогенно-осадочных образований.

*rfafybc vflybfyb rdy-bc behkb dekrfybpbv\ v\jsfhfdbkb\ rfdrcbbc vbythfkehb ytlktekbc bycnbnen\ p\afkbfidbkb 85= 380062 s,bkcb\*

*rfafybc vflybfyb rdy-b fhbc cfbynthtcj utjkjubehb j,btmnb\ cnfnbfib vjwtekbfb vccb utj-ntmnybrehb gjpbwbf vwbht rfdrcbjybc vtuffynbrkbyjhbevc rfafybc pjybc afhukt,ib\ cnhemnehekb sdfkcfphbcbs rfafybc pjyf= hjvtkbw ofhvjlutyc vjyrkbyc= ufhsekt,ekbf lfvhtwb lfyfzt,bs\ bub fut,ekbf behkb lf wfhwkeb c[dfifc[df itlutybkj,bc dekrfyjutyehb ajhvfwb,bs= cfthsjcbv·kfdhbs 3 rv\ vjwtekbfb ief behkb dekrfyjutyeh-lfyfktmb ofhvjyfmvyt,bc cnhfnbabrfwb\*

**The Jurassic volcanicity of the Kafan ore node. M.Otarashvili.** Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi.

The Kafan ore node is an interesting geological object. Its geotectonic position with in the boundary of the Minor Caucasus megaanticlinorium's the Kafan zone is given. The Kafan zone is the monocline. This monocline has been complicate by gentle folding. The Kafan zone has been constituted by Jurassic and Cretaceous volcanogenic formations of different composition with total thickness 3 km. The stratification of volcanogenic-sedimentary rocks is given.

Кафанский рудный узел расположен в восточной части Зангезурской рудной области и по своему геологическому строению и металлогении является одним из наиболее интересных и сложных регионов Малого Кавказа.

На этой территории размещены два сравнительно крупных рудных объекта – Кафанское медно-колчеданное и Шаумянское золотополиметаллическое месторождения, а также ряд рудопроявлений.

По существовавшей схеме тектонического районирования Кавказа исследованная территория рассматривалась в пределах Кафанской зоны мегаантиклинория Малого Кавказа (Паффенгольц, П.Гамкрелидзе, 1959; П.Гамкрелидзе, 1966; Асланян, 1970; П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1975, 1978). Однако по схеме, разработанной за последнее время для V т. Геологии СССР (Кавказ, Крым, Карпаты), она входит в Кафанскую зону складчато-надвигового сооружения Малого Кавказа (И.Гамкрелидзе, 1992). Эта зона вклинивается между Севано-Акеринской офиолитовой зоной и Анкавано-Мегринской антиклинальной зоной. Последнюю от Кафанской зоны разграничивает Зангезурский офиолитовый шов. В северо-восточном направлении рассматриваемая зона, расширяясь, достигает Араксинского поперечного прогиба, а далее, за пределами Армении, прослеживается вдоль северо-западных склонов Иранского Карадага. В северо-западном же направлении она постепенно суживается и выклинивается (рис.1).

В структурном отношении Кафанская структурно-фациальная зона, по А.Т.Асланяну (1970), представляет собой погружающуюся в северо-восточном направлении моноклираль, осложненную пологой складчатостью северо-северо-западного простирания. Сложена она, в основном, юрскими и меловыми вулканогенными формациями разного состава с общей мощностью более чем 3 км. Они совместно с интрузивными комплексами создают вулcano-плутонические ассоциации разной формационной принадлежности. С ними пространственно и генетически связаны различного типа рудные месторождения, преимущественно медно-колчеданные и золотополиметаллические, часто промышленного значения.

В рассматриваемой зоне широко развиты разрывные нарушения в основном субмеридионального и субширотного простирания. Среди них наиболее крупными являются Хуступ-Гира-

тахский и Мец-Магаринский субмеридиональные разломы с вертикальным перемещением от 500 м до 4 км.

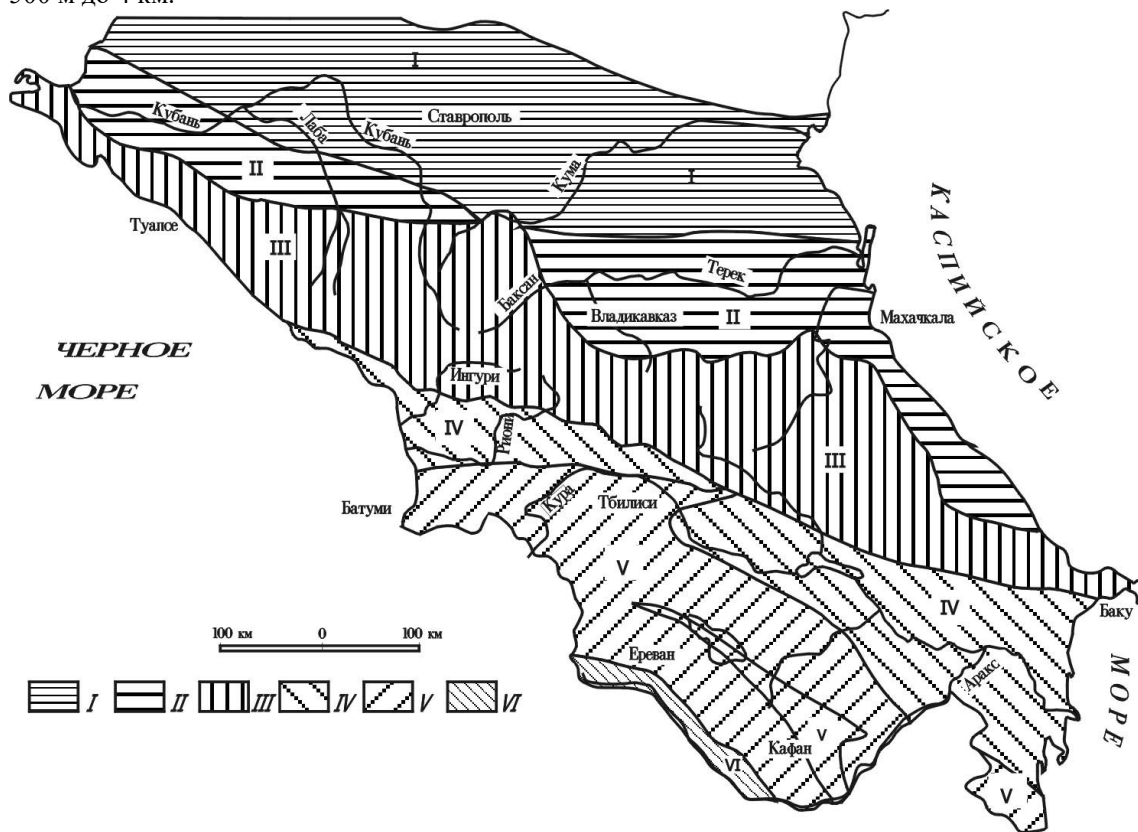


Рис. 1. Схема тектонического расчленения Кавказа по И.П. Гамкрелидзе (1992). С упрощениями. I - Скифская эпигерцинская плита; II - система передовых прогибов Северного Кавказа; III - складчато-покровное сооружение Большого Кавказа; IV - Закавказская межгорная область; V - складчато-надвиговое сооружение Малого Кавказа; VI - Среднеараксинская межгорная впадина

Наиболее приподнятую часть Кафанской структурно-формационной зоны представляет Кафанское рудное поле, которое в структурном отношении является крупной брахиантиклиналью северо-западного простирания с асимметричным строением – пологим ( $15-20^\circ$ ) северо-восточным и крутым ( $70-80^\circ$ ) юго-западным крыльями. Первое из них осложнено вторичной складчатостью. Ядро рассматриваемой складки, сложенное юрскими вулканогенно-осадочными толщами и ассоциирующими с ними экструживно-интрузивными комплексами, представляет собой вулcano-купольное сооружение. Оно характеризуется сложным тектоническим строением при широком развитии разноориентированных разрывных нарушений, главным образом, с вертикальными перемещениями. Кроме линейных, субмеридиональных и субширотных, в основном, близвертикальных разломов, здесь широко развиты также секториально-кольцевые нарушения, дислоцирующие породы юрских и меловых толщ, придавая при этом рассматриваемому участку Кафанской зоны блоково-мозаичное строение.

Некоторые авторы, анализируя структурный план района в совокупности с латеральным распределением магматических образований, заключают, что разломы субширотного простирания не залечиваются магматическим материалом, что в свою очередь свидетельствует о более молодом их возрасте и, наоборот, дайки и удлиненные тела штокообразной формы пространственно приурочены к разломам субмеридионального простирания и, таким образом, являясь магмаподводящими каналами, контролировали юрский и раннемеловой вулканический процесс этого региона.

С целью определения места и условий проявления юрского вулканизма Кафанского рудного поля в развитии вулканического процесса этого времени на Кавказе, нами были проанализированы почти все существующие на сегодняшний день геодинамические модели Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса (И.Гамкрелидзе, 1976, 1982, 1984; Адамия и др., 1977; Адамия, Шавишвили, 1979; Адамия и др., 1982; Мурадян, 1981; Белов и др., 1982; Ло-

мизе, 1986; Казьмин, Сборщиков, 1989 и др.). В большинстве из них территория Кавказа в мезозое рассматривается в качестве структуры западнотихоокеанского типа активной континентальной палеоокраины Восточноевропейской платформы, включавшая зрелые и примитивные островные дуги, внутридуговые рифы, окраинные моря палеосубдукционные зоны и бассейны разной величины с корой океанического типа.

Согласно Ш.А.Адамия и И.Д.Шавишвили (1979), И.П.Гамкрелидзе (1982, 1984) на территории Кавказа в мезозое существовали следующие крупные структурные единицы: южный край Восточноевропейской платформы, окраинное море Предкавказья, Большекавказская островная дуга, окраинное море Большого Кавказа и Понтийско-Закавказская островная дуга. Южная часть Закавказья, расположенная южнее Зангезурского офиолитового шва, представляла собой пассивную северную палеоокраину Иранского микроконтинента.

Юрский вулканизм, сопутствовавший началу альпийского тектоно-магматического цикла, протекал в условиях нарастающего растяжения и деструкции коры Понтийско-Закавказской островной дуги, интенсивного погружения окраинного моря Большого Кавказа, сокращения акватории океана Мезотетис и функционирования палеосубдукционной зоны, падавшей под Понтийско-Закавказскую островную дугу. Согласно Г.Ш.Надареишвили и Т.В.Джанелидзе (1987), с этими процессами в пределах последней в ранней и средней юре было связано формирование двух вулканических поясов общекавказского простирания. Первый из них, окаймляющий с севера островную дугу, образовался в процессе ступенчатого опускания северной части дуги (Гагрско-Джавская зона, Вандамское поднятие, часть Грузинской и Азербайджанской глыб) в сторону осевого трога окраинного моря Большого Кавказа. Второй же вулканический пояс (Сомхито-Карабахская зона), являясь periокеаническим, сформировался над погружавшейся субдукционной зоной. Между ними существовала авулканическая суша, с тенденцией умеренного воздействия (Аджаро-Триалетская зона, Артвинско-Болнисская глыба, часть Среднекуринской впадины). Следовательно, Кафанская зона, являясь частью Сомхито-Карабахской зоны, в юре представляла собой наиболее южную часть periокеанического вулканического пояса, развивавшегося над висячим крылом палеосубдукционной зоны.

Существуют также альтернативные представления о мезозойской истории Сомхито-Карабахской зоны. В частности, ряд исследователей считают, что рассматриваемая зона в ранней и средней юре представляла собой самостоятельную островодужную систему, которая припояснилась к Понтийско-Закавказской островной дуге в конце средней юры (И.Гамкрелидзе, 1976; Абдуллаев, Мустафаев, 1984 и др.).

Кафанский рудный район охватывает вулканогенную брахиантиклинальную зону северо-северо-западного простирания, осложненную складчатыми структурами менее высоких порядков. В большинстве случаев последние преемственно развивались на месте вулканических аппаратов центрального типа, а сама брахиантиклинальная зона унаследовала протяженную вулканическую гряду. Обширный свод и крылья брахиантиклинальной зоны осложнены субмеридиональными синвулканическими нарушениями с близвертикальными углами падения и северо-восточными поствулканическими разрывами (с углами падения от 60 до 80°).

К низам видимой части юрского разреза относят толщу эпидотизированных вулканитов андезибазальтового состава. Эта толща датируется по-разному - либо нижней юрой (Лейе, 1957; Асланян, 1958), либо нижним байосом (Акопян, 1982 и др.). Расчленение вышерасположенных толщ, вмещающих колчеданное оруденение, остается дискуссионным. В схеме стратиграфического расчленения среднеюрских образований, предложенной С.С.Ванюшиным, Ю.А.Лейе, Э.Г.Малхасяном и др., в верхнебайосских отложениях выделяются пять подразделений: 1) нижняя осадочная серия, 2) свита плагиоклазовых порфиритов, 3) свита кварц-плагиоклазовых порфиритов, 4) свита кварцевых порфиритов, 5) верхняя осадочная серия.

В то же время С.О.Ачикгезян и др.(1983), отказываясь от стратификации вулканогенных толщ, рассматривают их как фациальные разности вулканитов, сменяющие друг друга по латерали и вертикали и образующие непрерывный ряд от андезибазальтов до риодацитов.

Одна из последних представленных моделей (Шмидт и др., 1985) предполагает, что формирование среднеюрских толщ связано с единым циклом вулканизма, проявившегося в два этапа, которые названы "кафанским" и "гянджибутским". Каждый из них начинался излиянием основных вулканитов и завершался образованием кремнекислых толщ, названных для краткости - нижней (НКТ) и верхней (ВКТ) кремнекислыми толщами.

Выделение этих двух этапов вулканизма и соответствующих им этапов формирования вулканогенно-осадочных образований подтверждается наличием на значительной площади вулканогенно-осадочного маркирующего горизонта.

В дальнейшем изложении материала мы будем придерживаться модели и классификации толщ, предложенной этими авторами.

Среднеюрская вулканическая формация Кафанского рудного района в пределах исследованной территории подразделяется на два комплекса: кафанский и гянджибутский, которые в свою очередь подразделяются на отдельные толщи (рис. 2).

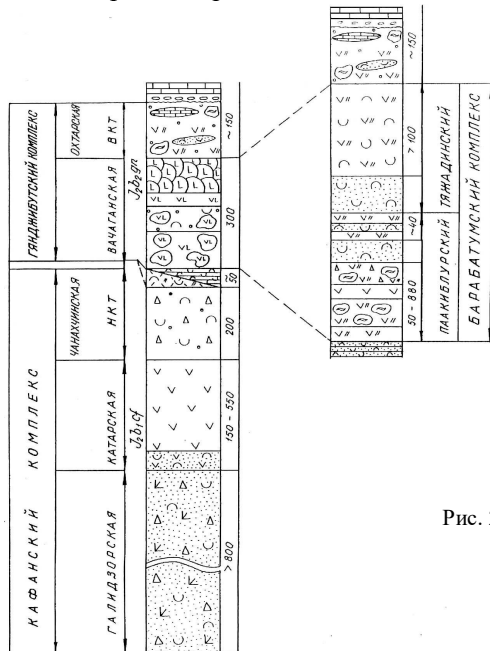


Рис. 2. Сводная литостратиграфическая колонка Кафанского района

Кафанский комплекс сформирован в первый этап вулканизма и характеризуется пестрым фациальным составом вулканитов, представленных следующим набором толщ (снизу вверх):

1) Галидзорская андезибазальтовая толща, обнажающаяся преимущественно в ядре Кафанской антиклинали, характеризуется переслаиванием лав, лавобрекчий и туфов с обломками агломератового размера базальт-андезибазальтового состава, обычно интенсивно эпидотизированных. Мощность толщ более 800 м.

2) Катарская андезитовая толща, развитая достаточно широко, занимает центральную и северо-восточную части Кафанской брахиантиклинали. В районе г.Катар толща начинается со слоистой пачки туфопесчаников и гравелитов, играющей роль маркирующего горизонта. Мощность андезитовой толщ в центральной части антиклинали 500-550 м, а на северо-востоке сокращается до 200-150 м.

3) Чанакчинская нижняя кремнекислая толща (НКТ) широко развита на северо-восточном крыле Кафанской брахиантиклинали и сложена двумя фациальными разновидностями:

а) жерловыми и прижерловыми фациями экструзивных построек, представленными сортированными и несортированными мелко-грубозернистыми туфами, сменяющимися, по мере приближения к эродированным жерлам, породами с обломками агломератового размера. Состав вулканитов от дацит-риолитов до риолитов. Мощность толщ до 200 м;

б) вулканогенно-осадочными образованиями, завершающими разрез кафанского комплекса и представленными породами удаленной вулканической фации кислого состава. Литологически они представлены слоистой вулканомиктовой пачкой мощностью до 50 м, которая развивается преимущественно на юго-восточном фланге Кафанской брахиантиклинали и названа кавартджурским маркирующим горизонтом.

В р-не с.Арфик в разрезе кавартджурского горизонта А.Т.Асланяном (1958), а затем и А.И.Шмидтом и др. (1985) была собрана фауна, датирующая эти отложения как верхнебайосские. Указанные фации нижней кремнекислой толщ (НКТ), впервые выделенные как продуктивный уровень (Шмидт и др., 1985), играют важную роль в локализации медно-колчеданных руд и определяют верхнюю границу оруденения в разрезе вулканитов раннего этапа вулканизма.

Гянджибутский комплекс представлен вулканогенными породами, залегающими стратиграфически выше НКТ первого продуктивного уровня. Вулканиты характеризуются большим разнообразием фаций. В этом комплексе снизу вверх выделяются три толщи.

1) Вачаганская андезибазальтовая толща, сложенная тремя пачками: нижней (лавы и лавобрекчии мегапофировых плагиоклазовых порфиритов базальт-андезибазальтового состава), средней (потоки гиалокластитов с прослоями лав порфировых и афировых андезибазальтов) и верхней (афировые и порфировые базальты, часто шарового сложения). Общая мощн. - до 300м.

2) Барабатурская андезидацитовая толща занимает то же стратиграфическое положение, что и вачаганская, но в отличие от нее пространственно обособлена и развита только в пределах северо-восточного крыла Кафанской антиклинали. В ее разрезе, мощн. более 700 м, выделяются три вулканогенные пачки, разделенные двумя туфогенно-осадочными горизонтами – пакиблурским и тяжадинским. Характер разреза толщи приводится ниже.

Нижняя вулканогенная пачка, мощн. от 50 до 280 м, представлена чередованием лав, лавобрекчий, агломератовых и грубообломочных туфов, мегапофировых кварц-амфиболовых порфиритов дацит-андезитового состава.

Пакиблурский туфогенно-осадочный горизонт перекрывает нижнюю пачку и представлен в нижней своей части грубообломочными брекчиями с туфопесчаным цементом. Выше он сменяется сортированными грубообломочными туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами

Средняя вулканогенная пачка (мощность 10-40 м) в нижней своей части представлена слабофиюидальными лавами мегапорфировых кварц-роговообманковых андезидацитов, которые перекрываются грубообломочными брекчиями с туфогравелитовым цементом, с прослоями туфопесчаников. Разрез средней пачки завершается тяжадинским туфогенно-осадочным горизонтом, представленным чередованием сортированных туфов, мелкогалечных полимиктовых конгломератов, с отдельными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов.

Верхняя вулканогенная пачка представлена грубообломочными туфами и линзами туффитов. Мощность пачки превышает 100 м.

3) Верхняя кремнекислая толща (ВКТ), названная нами охтарской, развита, главным образом, в северо-западной части Кафанской антиклинали, где имеет двучленное строение: нижняя пачка представлена разнообломочными туфами смешанного дацитового и андезидацитового состава с прослоями грубо- и мелкообломочных и агломератовых дацитов, риолитов, с редкими линзами туфопесчаников, туффитов и известняков. Верхняя пачка сложена лавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами краснокаменных, реже серых, зеленых риолитов и риодацитов. Сводная мощность толщи более 150 м.

Более молодые верхнеюрско-нижнемеловые и палеогеновые образования несогласно налегают на среднеюрские отложения. Первые из них представлены переслаиванием лав, брекчиевых лав, гиалокластитов миндалекаменных андезитов и андезидацитов с туфами и игнимбритами андезибазальтового и андезидацитового состава с линзами известняков и известковистых песчаников. Суммарная мощность пород 2400 м.

На них несогласно залегают терригенно-карбонатные и, частью, вулканогенные породы верхнего апта и верхнего мела мощн.  $\approx$ 1400 м. Вулканиты представлены игнимбритами риодацитов, которые переслаиваются с известняками, мергелями, песчаниками и туфопесчаниками.

Вышезалегающие палеогеновые породы представлены туфами андезибазальтового состава, лавами и брекчиевыми лавами андезибазальтового и андезитового состава, а также туфами и игнимбритами андезидацитового состава.

Сходство разрезов среднеюрского цикла рассматриваемого района с расположенными севернее районами Сомхито-Кафанской зоны в Алавердском (Сопко и др., 1985), Шамшадинском (Шмидт и др., 1985) и Кедабекском районах позволяет говорить об устойчивом режиме формирования среднеюрских толщ в Сомхито-Карабахской зоне.

Секущие тела в пределах района представлены дайками габбро и габбро-диоритов, имеющими преимущественно северо-восточное направление. Большим распространением пользуются секущие тела среднекислого и кислого состава (от андезитов до риолитов). Они локализованы преимущественно в северо-западной части района. По возрасту, согласно данным С.О.Ачигезяна, С.А.Зограбяна, Г.Г.Мирзояна и др. (1983), выделяются дайки среднеюрские (от андезита до риолита), верхнеюрско-нижнемеловые (от базальтов до андезибазальтов) и постпалеогеновые (от габбро до риолитов).

## Литература

- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В. (1984). Магматизм и металлогения Азербайджана в свете новых данных //Очерк по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр. С.167-185.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В. (1995). Типы мезозойских серий Локско-Карабахской зоны Малого Кавказа //Тр.Ин-та геологии АН Азербайджана. Баку: Элм. С.15-25.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. (1977). Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа //Геотектоника. №4.С.45-50
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. (1979). Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) //Геотектоника. №1.С.77-84.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. и др. (1982). Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций //Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.13-21.
- Акопян В.Т. и др. (1982). Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения // Изв. АН СССР.Сер. геол. С.70-80
- Асланян А.Т.(1970). Геология СССР. Т.XLIII. АрмССР. Геол. описание. Тектоника. М.: Наука. С.366-395.
- Асланян А.Т. (1958). Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат. 427с.
- Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г. (1983). Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности //Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. №2. С.37-40.
- Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г. (1984). Закономерности размещения и оценка перспектив оруденения Кафанского рудного района //Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. №1. С.57-63.
- Белов А.А. и др. (1982). Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции) //Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.21-30.
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба. 226 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1982). Мобилизм и проблема тектоники Кавказа //Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. С.4-8.
- Гамкрелидзе И.П. (1984). Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. С.105-185.
- Гамкрелидзе И.П. (1989). Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса //Геодинамика Кавказа. М.: Наука. С.28-34
- Гамкрелидзе П.Д.(1966).Основные черты тектонического строения Кавказа //Геотектоника.№3. С.3-13.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1975). Путеводитель экскурсий Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси: Мецниереба. С.4-15.
- Казьмин Б.Г., Сборщиков И.М. (1989). Палеозойские и раннекимерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса //Геодинамика Кавказа. М.: Наука. С.46-54.
- Лейе Ю.А. (1957). О верхнебайосском вулканическом аппарате и связанном с ним проявлении молибденита из Кафанского рудного поля //ДАН АН АрмССР. Т.36. №3. 67с.
- Ломизе М.Г. (1987). Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.М.: Наука. С.21-34.
- Мурадян К. М. (1981). Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР //Проблемы палеовулк. реконстр. и картиров. в связи с вулканоген.рудообразованием. Ч.1. Тез. докл. V Всес. палеовулк.симпозиума. Черкассы.
- Надареишвили Г.Ш, Джанелидзе Т.В. (1987). Мезозойский вулканизм Закавказского срединного массива в связи с геодинамическими обстановками //Тез. докл. на научн. сесс. по проблеме "Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем". Ереван. С.27-29.
- Паффенгольц К.Н., Гамкрелидзе П.Д. (1959). Структурно-тектоническое районирование Кавказа //К.Н. Паффенгольц. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР.
- Сопко П.Ф. и др. (1985). Медно-колчеданные месторождения Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР. С.35-40.
- Шмидт А.И. и др. (1985). Отчет по теме: "Совершенствование методики крупномасштабного прогнозирования колчеданного медно-молибденового золотого оруденения на основе



структурно-формационного анализа перспективных площадей Кафанской рудоносной зоны Армянской ССР”. М.: ЦНИГРИ. С.75-77.

## TYPES AND CONDITIONS OF MESOZOIC VOLCANISM MANIFESTATION OF AZERBAIJAN

M.Mustafayev

**Types and conditions of mesozoic volcanism manifestation of Azerbaijan. M.Mustafayev.** Geological Institute of Azerbaijan Academy of Sciences, G.Javid av., 29a. 370143 Baku.

Manifestations of Mesozoic volcanism were established in folded areas of Azerbaijan during the Early Jurassic-Late Cretaceous in conditions of gradual increase of crust thickness and oxidation of compositions of volcanics. Four types of Mesozoic volcanism were identified: oceanic, island arc, riftogenic and complex. The first one is presented by basaltoids of tholeiitic series marking early (Tfan zone) and late (Lesser Caucasian zone) stages of MesoTethys. Basalts of the given series have an exclusively sodium profile of alkalinity, high  $TiO_2-FeO/MgO=1,5-2,1$  that is the base for distinguishing of formation of sodium basalts in the oceanic type of volcanism. Island arc type of volcanism is the predominant one, its products are spatially linked with volcanites of the oceanic volcanism preceding it. Rift-type volcanism was manifested in Early Jurassic and Late Cretaceous, localized in narrow zones of extensions, formation of which is controlled by deep faults. The complex type of Mesozoic volcanism differentiated by duality according to geodynamic aspects, includes the similar petrological-geochemical and paleogeodynamic features of both island arc-riftogenic and oceanic-island arc volcanism. The distinguished types of Mesozoic volcanism to a certain extent reflect evolution of the earth's crust within Azerbaijan with transformation of the latter from oceanic type into continental one.

*vtppjehb dekrfybpvbc nbgt,b lf ufvdjkybc gbhj,t,b fpth,fb/fyib\ v\vecnfaftdb\ fpth,fb/fybc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubbc bycnbnenb\ /fdflbc ufvp\ 29f= 370143 ,fmj\*

*vtppjehb dekrfybpvbc ufvdjkybc,gbhj,t,b lfutybkbkf fpth,fb/fybc yfjzf jkmt,ib flhtbehek-udbfywfhwek lhjbc vjyfrdtsib vbobc mthmbc sfylfsfyj,bsb ufcmtkt,bc lf dekrfybpvbc ghjlemnt,bc ufvd;fdt,bc gbhj,t,ib\ ufvdj'jaf vtpjehb dekrfybpvbc 4 nbgb\ 1-jrtfyehb= 2-rey-eksfhrfkeh= 3-hbanjutyehb= 4-hsekb\ gbhdtkb ofhvjlutybkbkf njktbnehb cthbbc ,fpfknt,bs= hjvkt,bw vjwbfdc vtpjstnbc bc flhtek (nafybc pjyf) lf udbfy (vwbhtrfdrfcbbc pjyf) tnfgt,c\ fv cthbbc ,fpfknt,b yfnhbevbbybf lf ffcfbfst,c vfqfkb  $TiO_2-FeO/MgO=1.5-2.1$  = hbc cfae-dtkptw ufvdj'jaf dekrfybpvbc jrtfyehb nbgb yfnhbevbbybf ,fpfknt,bc ajhvfwb\ vtnb ufdhwtkk,bs cfhut,kj,c dekrfybpvbc rey-eksfhrfkeh nbgb= hjvktbc ghjlemnt,b cbdhwj,hbdf lfrfdibht,ekbf vbc obyfvjh,tlb jrtfyehb dekrfybpvbc ofhvjyfmvyt,sfy\ hbanjutyehb nbgb ufvdjkyblyf flhtbehek lf udbfywfhwek lhjbc\ kjrfkbpt-,ekbf ufzvbdbc dboh pjyt,ib= hjvktksf ajhvht,b f rjnhjkbhlt,f cbqhvkb hqtdtd,bs\ vtpjehb dekrfybpvbc hsekb nbgb= hjvktbw jhv[hbdb utjlbyfvbehb fcgtmnt,bs ufvdjbxtdf= vjwbfdc hjujhw rey-eksfhrfkeh-hbanjutyehbc= fctdt jrtfyeh-rey-eksfhrfkehbc vcufdc gtnhjkbubeh-utjmbvbeh lf gfkjtutjlbyfvbeh ybiyt,c\ vtpjehb dekrfybpvbc ufvdj'jabkb nbgt,b ufvdj'fnfdc fpth,fb/fybc afhukt,ib vbobc mthmbc tdjkewbfc jrtfyehb nbgblyf rjnybytynehfvlt\*

**Типы и условия проявления мезозойского вулканизма Азербайджана. М.А.Мустафаев.** Институт геологии Академии наук Азербайджана, пр. Г.Джавида, 29А, 370143 Баку.

Проявления мезозойского вулканизма установлены в складчатых областях Азербайджана, в отрезке времени ранняя юра-поздний мел, в условиях постепенного утолщения мощности коры и окисления составов продуктов вулканизма. Установлены 4 типа мезозойского вулканизма: 1-океанический, 2-островодужный, 3-рифтогенный, 4-сложный. 1-ый представлен базальтоидами толентовой серии маркирующей ранний (Тфанская зона) и поздний (Малокавказская зона) этапы Мезотетиса. Базальты данной серии имеют исключительно натриевый профиль щелочности, высокую  $TiO_2-FeO/MgO=1.5-2.1$ , что является основанием для выделения формации натриевых базальтов океанического типа вулканизма. 2-ой является преобладающим типом. Продукты его пространственно сопряжены с вулканидами предшествовавшего ему океанического вулканизма. 3-ий тип проявился в ранней юре и в позднем мелу, локализовался в узких протяженных зонах растяжений, формирование которых контролируются разломами глубокого заложения. 4-ый тип, отличающийся двойственностью по геодинамическим аспектам, включает в себя схожие петролого-геохимические и палеогеодинамические черты как островодужно-рифтогенного, так и океаническо-островодужного вулканизма. Выделенные типы мезозойского вулканизма отражают эволюцию земной коры в пределах Азербайджана с преобразованием от океанического типа в континентальный.

New data on petrology and geochemistry of Mesozoic magmatic rocks of Eastern Caucasus are discussed in paper on the geodynamic base the initial study of which is closely linked with the names of outstanding scientists in the field of magmatic geology (Abdullayev R., Azizbekov Sh., Djanelidze A., Dzosenidze G., Zaridze G., Kashkai M., Kerimov G., Solovkin A., Tvalchrelidze A., Shikhalibeily E. etc). Characteristics of magmatites is based mainly actual upon actual material of the author: 1500 petrogenic components, 500 microelements and nearly 150 rare-earth elements. Nomenclature of rocks is adopted in accordance with recommendations of nomenclature commission of Petro-Committee (Magmatic rocks, 1983.)

### **Geologic-tectonic position and composition of Mesozoic magmatic formations**

Mesozoic magmatism in the East Caucasus manifested itself in different geodynamic conditions in the Early, Middle and Late Jurassic periods: in the Lesser Caucasus (Lock-Karabakh, Gaicha Akeran, Kafan, Araks zones); Middle Kura depression (the Muradkhanly, Jarly, Sorsor, section of the Saatlin superdeep well SG -1) and in the Southern Slope of the Greater Caucasus (Tfan and Vandam zones) - in the Early and Late Cretaceous periods.

The Early Jurassic magmatic formations are insignificantly spread along the Lock-Karabakh structural - formational zone. Their isolated outcrops are known within the Shamkirski rise (Asrikchai river basin), where they are bedded with structural and stratigraphic unconformities on the Paleozoic metamorphic complex and, in its turn, are overlapped transgressively by the Middle Jurassic - Early Cretaceous sedimentary-volcanogenous complex (Gasnov, 1967).

The Early Jurassic volcanites have been determined more completely and reliably in the structure of the Araksin zone and they are exposed along the Daralagez fault, in south-west flank of the Ordubad synclinorium known under the name of "Diabasic porphyrites series" (Azizbekov, 1961). Volcanic areals characterize two most impressive sections: in South-East province or the Daralagez protrusion (territory of Aznabiurt village) and in the region of extreme south-western outcrops of Triassic sediments in the Julfinski protrusion (territory of Negram village). The basalt series (200-800m) with rare interlayers of tuff breccias and tuff gritstones, besides, these two regions, has been also drilled in eastern part of the Nakhichevan depression. In all cases the Early Jurassic volcanites stratigraphically unconformably overlie in the Middle and the Upper Triassic limestones and dolomites and are overlapped conformably by the Middle Jurassic quartz sandstones (Rustamov, 1987).

In the Southern Slope of the Greater Caucasus manifestations of the Early Jurassic volcanism are controlled by deep faults. Volcanic products are projected in the area of the Greater and Lesser Somalit mountains, Dindidag, Gudurdag, Guton mountains, etc., along the Main Caucasian, Zhikhih-Chuga and Kehnamedan-Katsdag tectonic zones, where volcanites (aged 184 m.a.) form series of sodic basalts. Petrofund of the series is represented by basalts and their subvolcanic comagmatites-dolerites and olivine dolerites, the formation of which took place in the period of intensive extension of the earth's crust and its downwarping along the Main Caucasian fault zone.

In the Middle Jurassic time a powerful magmatism manifested itself in three tectonic structures: in the zone of Southern Slope of the Greater Caucasus, in the Middle Kura depression and in the Lesser Caucasus along the Lock-Karabakh zone with maximum of magmatic activity. One can judge about it from the thickness of volcanogenous series (more than 3000 m) and also from the area of their distribution. Each of these tectonic zones is characterized by peculiarities of sedimentation and composition of the products of magmatic activity, forming closely related complexes of a unified volcano-plutonic association. The volcanogenous part of the complex is represented by the Bajocian basalt-rhyolite and Bathonian basalt-andesite-rhyolite series with the homodromous trend of differentiation. Initial stages of volcanism in both cases were accompanied by eruption of sodic basalts and andesite-basalts of a typical island-arc tholeiitic series and later on andesites, dacites, rhyodacites and rhyolites relating both to the tholeiitic and the calc-alkaline series of the sodic and potassium-sodic family. The plutonic part of the complex is separated into two series: the Upper Bajocian plagiogranite (Atabek, Gilanbir and Mehrab massifs) and Bathonian gabbro-plagiogranite (Biuliulduz massif from the series of the Shalva-Lachin group of compound intrusives). Magmatic series of the Bathonian age in the Karabakh block are connected with the Lesser Caucasian ophiolitic belt where the rocks of highly magnesian andesites of the boninite series have been determined (Ostroumova, 1986).

Modern structure of the Lock-Karabakh zone is characterized by block structure which is determined by the presence of two main fault systems: north-west (longitudinal) and north-east (transversal) controlling the Middle Jurassic magmatism. Centres of volcanic activity in most cases are confined to zones of intersection of these regional faults. The Middle Jurassic volcanites in the central part of the Shamkir rise overlap transgressively the washed out surface of the Early Jurassic-Aalenian terrigenous-sedimentary complexes (Gasnov, 1967).

In the Kiurdamir-Saatli buried rise of the Middle Kura depression, the rocks of the Middle Jurassic complex are stripped by a superdeep well-SG-1. In the volcanogenous part of the section prevail volcanoclastic rocks making 64% of the whole section, the rock of the lava facies constitute 33% and intrusive formations only 3%. At a depth in the interval of 3540-6100 m prevail volcanites of a basaltic composition; 6100-7000m - andesite-basalt composition; 7000-8324m - of andesite and dacite composition. Most researchers classify these volcanites under the Jurassic system (Saatly superdeep, CF-1, 2000).

In the Southern Slope of the Greater Caucasus the Middle Jurassic volcanogenous complex is represented by a continuous series of rocks from basalt to rhyolite, mainly in subvolcanic facies. The rocks of the complex are related to the basalt-andesite series and according to the absolute K-Ar dating the period of their formation is 166 Ma. They were intruded after the Early Jurassic folding along ruptured structured and long-living regional faults of the Kehnamedan-Katsdag tectonic zone and are wide-spread in the zones of conjugation of sublatitudinal and north-western faults and are developed in the region of the Katsdag field, in Mazymchai river head etc.

Plutonic comagmatites of the above volcanogenous series are represented by a wide spectrum of rocks from gabbro to plagiogranites in a form of stocks and dykes and are controlled by sublatitudinal regional faults. On the whole in the Upper Bajocian time a differentiated series of rocks of the gabbro-plagiogranite family was formed there (Mustafayev G., 1977).

In the Late Jurassic-Early Cretaceous volcanism manifested itself most intensively along the Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus, where the thick (more than 1500 m) complex of volcanogenous-sedimentary rocks is developed both in positive and negative structures. In the Kimmeridgian time rocks of three volcanic complexes were formed here: basalt-andesite-dacitic along north-east frame of the Shamkir rise and in south-western slope of the Agdam rise; basalt-andesite-basalt in the structure of the Agdjakend and Dashkesan synclinoria; microbasalt-trachyandesite-trachydacite - in south-eastern plunge of the Mrovdag anticlinorium (along the Elbeckdash copper-zinc field). Despite a partial separation of areas where rocks of the first two complexes are spread, the beginning of their manifestation in the field of basalts is overlapped in time and are often combined in space and further, for some time, they developed synchronously in homodromous sequence.

The microbasalt-trachyandesite-trachydacite complex is completely separated in space from the first two complexes and is characterized by a contrast differentiation, small amount of titanium ( $\text{TiO}_2 > 0,8\%$ ), high potassic alkalinity of rocks ( $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ ), that resulted in appearance of subalkaline microbasalts, latites, quartz latites, trachyandesites and trachydacites.

In North-Western plunge of the Shamkir rise on the territory of Agdam village numerous sub-horizontal lava flows of the Valanginian age (total thickness about 150-200m), compose an isolated field, most of which is represented here by subalkaline rocks of an acid composition (acid trachyandesites, trachydacites) forming trachyandesite-trachydacite complex. A special features about the volcanic field is its arrangement along the faults of north-west orientation in sites of their intersection with submeridional faults.

In the Early Cretaceous the most intensive volcanic activity renewed in the Tithonian-Valanginian time along the Kafan rise. The volcanogenous complex is represented here by different tuffs and tuff breccias, alternating with flows of basalts, andesite-basalts and andesites. The thickness of the complex is up to 1000-1200 m.

The presence of products of the Late Jurassic-Early Cretaceous volcanism has been also identified by deep prospecting boreholes within the Jarly and the Sorsor structures of the Kurdamir – Saatli buried rise of the Lower Kura depression. Exposed parts of these sections are composed of the association of rocks of a weakly differentiated series: subalkaline basalts, andesite-basalts; andesites both of normal and subalkaline series are met rarely. According to types of predominant rocks the Late Jurassic volcanites unite here subalkaline-basalt-andesite-basalt series.

Plutonic rocks of the Late Jurassic-Early Cretaceous periods form gabbro-tholeiite and gabbro-granite series of the potassic-sodic type (Mustafayev G., 1977). Most of their accumulations are observed in the Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus where they are located mainly in uplifts and to lesser extent in troughs and in zones of transition from troughs to uplifts. Among the most imposing intrusive massifs are the Shamkir, Kedabek, Dashkesan, Koshkardag and many others. The peculiar feature of the above massifs is their multistaged and sometimes zonal structure. In zonal massifs the central part usually is composed by quartz diorites and granodiorites and the marginal parts by gabbro and gabbro diorites. In polyphase massifs gabbro, gabbro-diorites and diorites intruded into the first phase; quartz-diorites, tonalites and granodiorites - into the second one and dikes of various composition - into the final one. Intrusion of intrusive massifs is controlled by deep, regional and interformational faults.

The East Caucasus in the Early Cretaceous time of the Alpine stage suffered radical changes in the structure in all areas. In the Lesser Caucasus grows activity of inherited troughs forming superimposed cross structures originated between the Jurassic blocks. In the Lock-Karabakh zone were formed mainly subalkaline and to lesser extent alkaline rocks in a close association with rocks of the calc-alkali series forming intermittent belt stretched south-east to the Gochass synclinorium. Besides the Lock-Karabakh zone Upper Cretaceous volcanites are spread in the Ordubad synclinorium of the Araz zone and in the ophiolitic belt of the Gaicha-Akerin zone of the Lesser Caucasus and also in the Vandam zone of the Southern Slope of the Greater Caucasus and their low thickness is stripped by wells in the Middle Kura depression.

In the Lock-Karabakh zone Upper Cretaceous volcanites were determined in the Kazakh, Agjakend and Khodjavend troughs. Manifestation of the Coniacian-Santonian volcanism was identified in the structure of Kazakh trough where prevail lavas and pyroclasts of basic and intermediate composition. Acid varieties (dacites and rhyolites) are locally spread and are represented mainly by subvolcanic stock extrusives. On the whole in the Coniacian-Santonian age here was formed a thick and successively differentiated basalt-andesite-rhyolite series. For the sedimentary-volcanogenous complex of the Agjakend trough is typical an antidromous sequence of volcanites accumulation. In the Coniacian and Santonian ages here was formed a contrast-differential rhyolite-basalt series. In the Santonian along the Khodjavend trough was formed a leucite basanite-tephrite (Karyakin, 1989) or limburgite-epileucitic tephrite-trachybasalt-trachyandesite-basalt-trachyandesite series (Avdeev et al., 1989). We determined rocks of three trends within the structure with different levels of alkalinity: calc-alkaline, subalkaline and slightly alkaline composing the alkaline basalt-trachybasalt series.

Intensive manifestation of the Late Cretaceous volcanism was determined also in the Miskhano-Kafan zone in the Gochass trough. The latter with its south-west flank adjoins the Kafan rise and is contiguous to the Gaicha-Akera zone along the Lachin-Bashlibel fault in the north-east. The volcanogenous complex forms a narrow and extended synclinal structure of a persistent north-west trend. The time of formation of the volcanogenous series correspond to the Late Senonian and, to be more exact, to the Maastrichtian (Ostrumova et al., 1991).

The time of manifestation of the late Cenonian volcanism in the Gochass trough corresponds to the initial stage of the collisional stage of the Lesser Caucasus evolution. Detailed research made it possible (Ostrumova et al., 1991) to identify in the composition of volcanic formations of the Gochass trough products of two petrochemical series: substantially sodic alkaline olivine-basalt formed in conditions of a local extension and mainly calc-sodic subalkaline basalt-andesite-trachytic, formed in conditions of local contraction. Taking into account the quantitative relation of indicator types of rocks, we consider the whole aggregation of rocks as component of the united alkaline olivine-basalt-trachytic series.

Formation of the Late Senonian volcanogenous complex in the Gochaga and Gadrut troughs is genetically linked with tectonic movements resulted in the dissection of a fragment of the paleoisland arc (the Lock-Kafan zone) into 2 parts (Karyakin, 1989): the Lock-Karabakh and the Kafan subzones. Basalts in these troughs are related to volcanic association of the intermediate type and are comparable rather with basalts of oceanic islands and continental rifts.

Manifestation of the Late Cretaceous volcanism is recorded in the Gaicha-Ackerine zone with a volcanogenous-terrigenous complex, known as Kylychinski (Sokolov, 1977), in the ophiolitic association, transgressively lying on ophiolitic covers. Volcanites of the given complex form two petroche-

mical types of rocks (Zakariadze, 1982): associations of high-titanium alkaline basalts and low potassic basalts, of which the first one is highly typical for intraoceanic islands and the second one is comparable with volcanic series primitive island arcs.

Upper Cretaceous volcanites are stripped by prospecting boreholes in the Kurdamir - Saatli buried rise of the Middle Kura depression. Here associations of rocks are characterized by increased alkalinity. We divide these associations into the alkaline-basalt-trachytic (leucitic melaphonolites and alkaline trachytes) and the shoshonite-latitude (subalkaline basalts and leucobasalts, trachyandesitebasalts, latites, trachyandesites, quartz latites and trachytes) complexes, forming the alkaline-basalt-trachyandesite series.

The Upper Cretaceous volcanogenous complex was also identified on the Southern Slope of the Greater Caucasus, in the structure of the Vandam zone, where volcanites are subdivided into the subalkaline-andesite-basalt and trachybasalt complexes. The subalkaline andesite-basalt complex is composed of sequentially alternating leucobasalts, olivine basalts and andesites with a subordinate role of trachybasalts and trachyandesite basalts, the formation of which, judging by the geological position and data of the absolute age determined by K-Ar method ( $100 \pm 2$  m.a.), took place in the Albian-Senomanian time in a homodromous sequence - from early leucobasalt and subalkaline olivine leucobasalts to later trachybasalts, trachyandesite-basalts and andesites. The trachybasalt complex is represented by subalkaline olivine basalts, trachybasalts, trachyandesite-basalts, shoshonites and latites, the final formation of which according to data of determination of the absolute age ( $67 \pm 2$  ma) took place in the Late Senonian. Rocks of both complexes are related to the shoshonite-latic series.

The Upper Cretaceous volcanogenous series is also identified in the south-west flank of the Ordubad synclinorium of the Araz zone, which were related symbolically to the Albian (Azizbekov, 1961; Karyakin, 1989) and according to new macro- and micro-paleontological data (Rustamov, 1987) they relate to the Turonian-Lower Coniacian. Volcanism manifested itself in the subaerial environment in the marginal zone of the Vedih-Zangezur branch of the Lesser Caucasian Mesotethys (Rustamov, 1987). Here Upper Cretaceous volcanites, according to data by Karyakin (1989) make a sequentially weakly differentiated basalt-trachyandesite series, and according to data by Abdulayev (1991) - a contrast trachybasalt - rhyolite one.

### Petrology and geochemistry

The characteristics of Early Jurassic volcanites is given following the example of 2 regions, where they are spread widely and have been identified authentically. In the Araz zone Early Jurassic volcanites form weakly differentiated, ( $\text{SiO}_2=42,6-52,2\%$ ), low and moderately aluminiferous ( $\text{Al}=0,3-0,8\%$ ) and high titanium ( $\text{TiO}_2=1,1-3,6\%$ ) basalt series. The volcanites occupy intermediate position between alkaline and subalkaline compositions (Fig.1,A,B) and almost completely correspond to picrite basalts and basalts (Kokos, 1982). Lower Jurassic basalts are close to intraplatform basalts and, to be more exact, - to continental basalts of riftogenous structures (Fig. 2). The diagram  $\text{SiO}_2\text{-FeO}'/\text{MgO}$  (Fig.3) demonstrates a narrow interval of fractionation that corresponds to silica, and a broad one that corresponds to ferrum. It also demonstrates the correspondence of basalts to the tholeiitic series. Proceeding from the relation  $\text{TiO}_2 - \text{FeO}'/\text{MgO}$  (fig.4) one can clearly identify a progressive accumulation of Ti in a residual melt, which is a characteristic of tholeiitic series (Miyashiro, Shido, 1975).

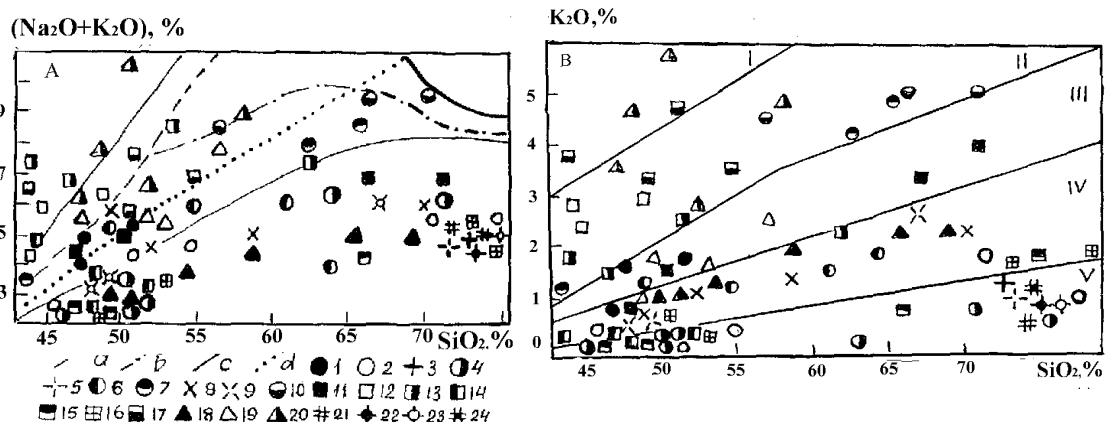




Fig. 1. Classification of early Alpine magmatic rocks of the East Caucasus according to the amount of alkali.

A. a - lower margin of distribution of the alkaline rocks, containing feldspathoids; b - lower margin of the area of distribution of feldspathoid alkaline rocks, containing alkaline pyroxenes and amphiboles; c - area of distribution of subalkaline rocks; d - separating line of volcanites of the alkaline and subalkaline series according to T.Baragar. Average composition of the main rock types of magmatic formations and complexes: Lesser Caucasus: 1-J<sub>1</sub> - basaltic; 2-3-J<sub>2</sub>bj<sub>1,2</sub> - basalt-andesite-ryolite (2) and plagiogranite (3); 4-5-J<sub>2</sub>bt-basalt-andesite-ryolite (4) and gabbro-plagiogranite (5); 6-9-J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>-basalt-andesite-dacite (6), microbasalte-trachyandesite-trachydacite (7), gabbro-monaltic (8) and gabbro-granitic (9); 10-K-trachyandesite-trachydacite; 11-13-K<sub>2</sub>-basalte-andesite-ryolitit (11), trachybasalte (12) and alkali-basalte-trachyandesite (13). II. Greater Caucasus: 14-J<sub>1</sub>-basaltic; 15-16-J<sub>2</sub>bj<sub>1,2</sub>-basalte-andesite-ryolitit (15) and gabbro-plagiogranite (16); 17-K<sub>2</sub>-trachybasalt. III. Kura depression: 18-J<sub>2</sub>-basalt-andesite-ryolite; 19-J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>-basalte-andesite-dacite; 20-K<sub>2</sub>-basalte-alkali-basalt-trachytic. 21-24-plagiogranites: tholeiitic series (21), Kundustuyul (22) and Mainsk (23) complexes and the Eastern Caucasus (24).

B. I - V - areas of compositions of series of rocks (according to Pecerillo, Taylor 1976): I - alkaline; II - subalkaline; III - high potassic calc-alkali; IV - calc-alkali; V - low potassic tholeiitic series. The rest of the legend here and in Fig.1 are the same.

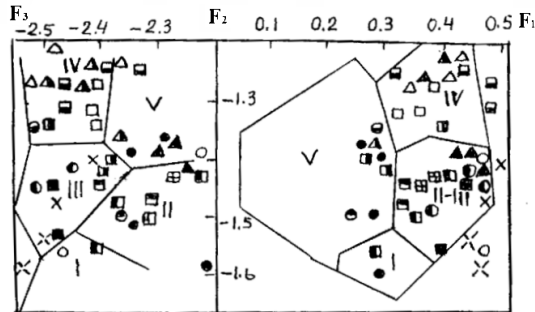


Fig.2. Diagnostic diagram by J.Pearce (Pearce, Morry 1979) for early Alpine magmatic rocks of the east Caucasus.

I - basalts of mid oceanic ridges; II - low potassic tholeiites of subduction zones; III - calc-alkali basalts of subduction zones; IV - shoshonites of subduction zones; V - ntraplatform basalts of riftogenous structures. F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> - discriminating functions. For the rest of legend see Fig.1.

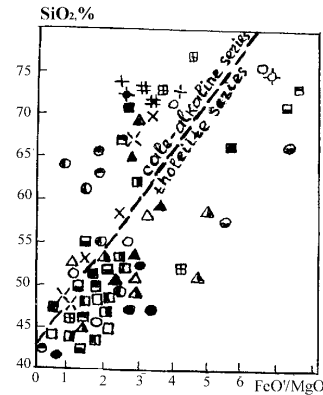


Fig.3. Diagram SiO<sub>2</sub> - FeO'/MgO for early Alpine magmatic rocks of the east Caucasus.

Dotted line shows margins between tholeiitic and calc-alkali series. The rest of legend here and in the Fig.1 are the same.

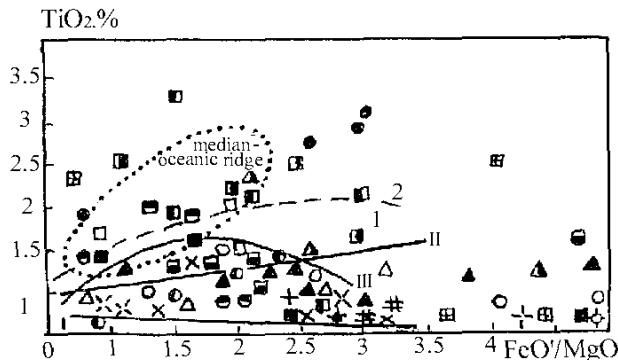


Fig.4. Diagram TiO<sub>2</sub> - FeO'/MgO for early Alpine magmatic rocks of the east Caucasus. Areas of with fractionation trend:

I - calc-alkali; II - intermediate calc-alkali; III - tholeiitic. Dotted line shows separating line according to Bibien et al. (1980). 1 - low titanium and 2 - high titanium series. FeO'=FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The rest of legend here and in Fig.1 are the same.

In the Southern Slope of the Greater Caucasus the Early Jurassic complex includes basalts and dolerites of the low potassic (K<sub>2</sub>O=0,2-0,5%) and high sodic (Na<sub>2</sub>O=1,4-4,7%) alkalinity. According to Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O relation (3-26) they are related to the non-differential series of sodic basalts and contain normative quartz and hypersthene. That is why they are related to the quartz tholeiites. Analysis of normative compositions of the studied basalts in the system of Q-Ab-An and Q-Ab-Oz shows their crystallization in the interval of high temperatures and enrichment of the leucocratic part of rocks with albite. Differentiation of Early Jurassic basalts took place according to tholeiitic type (Fig. 1, B, 3) with obvious tendency of enrichment of the melt with iron. According to the amount of TiO<sub>2</sub> (1,4 - 1,5%) figurative points of most studied basalts are concentrated near the margin of low-and high titanium basalts (Fig.4), and in the diagram SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (Fig.1, A) they reveal similarity with high aluminiferous basalts and are completely correlated to microbasalts and basalts. Early Jurassic basalts in the southern slope of the Greater Caucasus occupy in the discrimination diagrams a field of tholeiites of ensimatic island arcs (Fig.2).

For Middle Jurassic complexes of the East Caucasus rocks of basalt-andesite-dacite-ryolite series are typical. Thus, Middle Jurassic rocks in the Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus is

characterized in the Bajocian by a bimodal ( $\text{SiO}_2=47-74\%$ ) distribution of silica. In some portion of volcanites one can observe absence or weak accumulation of iron with the growth of amount of silica, and for another portion - this accumulation is strongly manifested. The first group includes calc-alkali and the second one - tholeiitic series, consisting of one and the same rocks of the basalt-rhyolite series. In the Karabakh block together with rocks of tholeiitic series are also known andesites of the boninite series with great amount of magnesia. Close association of tholeiitic basalt and boninites testifies to the fact that in the Bathonian rocks of these series were formed near a continental slope in a zone of transition from the oceanic to the island arc geodynamic conditions. In other regions rocks of tholeiitic series were spread predominantly. Analysis of the available material has shown that they are derived from the tholeiitic-basalt magma with low amount of water and their formation occurred in prevailing geodynamic conditions of extension along deep-seated faults in the frontal zone of the Lock-Karabakh island arc on the crust of the transitional type. On diagrams (Fig. 1,3,4,) the trend of alteration in composition of most of volcanites corresponds to that one of tholeiitic basalts. Figurative points of Middle Jurassic rocks on the diagram by J.Pears (Fig.2) are in the field of island arc tholeiitic and calc-alkali basalts. This fact is confirmed by their geochemical peculiarities. Thus, following the example of REE conduct it has been determined that in all Middle Jurassic volcanites the group of REE has a close character of distribution, and alteration of REE concentrations in rocks takes place mainly at the expense of various accumulations of light lanthanoids. Values of La/Yb relation vary from 1,3 to 8,0 there and this is generally typical of island arc volcanites.

In the Middle Jurassic in the Lock-Karabakh zone in the process of predominant extension along the deep-seated faults besides volcanites of the basalt-rhyolite series, plutonic rocks of the gabbro-plagiogranitic complex of the crust of transitional island arc type (Kuznetsov, 1964) were also formed. Middle Jurassic granitoid intrusives are divided onto 2 series: the Upper Bajocian plagiogranitic and the Bathonian gabbro-plagiogranitic one. There is no considerable difference between chemism of rocks of these two series and that is why their petrogeochemical peculiarities are being considered as an integral Middle Jurassic gabbro-plagiogranitic complex, which includes plagiogranites, gabbroids, syenite-diorites and granites with the prevalence of plagiogranites (80%).

On the diagram alkaline-silica (Fig.1, A) figurative points of compositions of plagiogranites lay below the separating line by T.Irving and V.Baragar - in the area of subalkaline rocks; and according to the H. Kuno's research they may be compared with tholeiitic series of island arcs and this is also proved correct by the diagram  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  (Fig.1, B). According to distribution of figurative points on diagrams  $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$  (Fig. 3,4) for plagiogranites, the calc-alkali trend of differentiation has been determined.

Plagiogranites of the Lock-Karabakh zone are characterized by a considerable prevalence of sodium over potassium ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2-6$ ), low concentrations of lithophylic elements ( $\text{Rb}=5-9$  gr/tn;  $\text{Sr}=80-150$  gr/tn,  $\text{Rb}/\text{Sr}=0,058$ ) and are well comparable with plagiogranites of Kuudustuyulski complex of the Kuznetski Alatau and the Mainski complex of the west Sayan which are typical representatives of the tholeiitic series. According to E.I.Popolitov et al. (1973) rise of such type of plagiogranites is a result of deoxidation of basaltic melts under the influence of abyssal fluids rich in  $\text{SiO}_2$ , Na,  $\text{H}_2\text{O}$  and they are exactly the fluids to rise out of zones of subduction in geodynamic conditions of island arcs. Dual character of rocks according to some petrochemical parameters (alternately they belong to the tholeiitic and calc-alkali series) testifies to complex geodynamic conditions of manifestation of the Middle Jurassic magmatism, rapid change of conditions of magmagenation out of large depths, corresponding to the mantle level or out of lower portions of the basaltic layer to a higher level close to the granitic layer. Thus, peculiarities of chemism of Middle Jurassic rocks of volcano-and plutonic associations in the Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus make it possible to classify it under typical series of recent island arcs formed in the zone of transition from the oceanic to the island arc conditions.

In the Middle Kura depression Middle Jurassic volcanites are stripped by the Saatli superdeep well - SG-1 in the Kurdamir-Saatli buried rise. Petrofund of these series consists of rocks of different composition: from microbasalts to rhyolites inclusive, with all the transitional types of rocks, which according to their petrochemical peculiarities are identical to analogous rocks of the same age of the Lesser Caucasus. Compositional areas of all the Middle Jurassic rocks on the given diagrams (Fig. 1, 2,3,4,5) take the same position. This testifies to their formation in one and the same island arc geodynamic conditions.

On the Southern Slope of the Greater Caucasus Middle Jurassic magmatic rocks form the basalt-andesite-rhyolite and the gabbro-plagiogranitic series. Basalts and gabbro are characterized by great amount of  $\text{TiO}_2$  (1,4-1,5%, with  $\text{FeO}'/\text{MgO}=1,3-1,6$  and  $1,8-2,0\%$  with  $\text{FeO}'/\text{MgO}=1,1-4,1$ , fig.4), defining their belonging to the series of high titanium rocks. By  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ,  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2-\text{FeO}'/\text{MgO}$  relations they are compared with rocks of the tholeiitic series (Fig.1,3). On diagrams (Fig.2) basalts and gabbroids occupy the area of island arc tholeiites and calc-alkaline basalts. Acid members both of volcanogenous and intrusive series are also comparable mainly with rocks of the tholeiitic series.

The Late Jurassic-Early Cretaceous complex in the Lock-Karabakh zone fall into 4 volcanogenous complexes which are considered following the example of three petrochemical series: the basalt-andesite-dacite, picrobasalt-trachydacite and trachyandesite-trachydacite one. Formation of rocks of the first two series corresponds to Kimmeridgian and the third one to Valanginian. Basalts of volcanogenous series are characterized by low amount of  $\text{TiO}_2$  (0,8-1,2%) with  $\text{FeO}'/\text{MgO}=0,7-2,6$  (Fig.4), determining their belonging to low titanium series, and according to the type of the potassic alkalinity they are moderate and high potassic ones (Fig.1, B). According to  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{TiO}_2-\text{FeO}'/\text{MgO}$  (Fig.1, B,4) relations the basalt-andesite-dacite series is comparable with calc-alkaline series of island arcs. On the diagram silica-total alkalinity the figurative points of rock of the picrobasalts-trachydacitic and trachyandesite-trachydacitic series lay below the separating line by T.Irving and V.Baragar -in the area of sub-alkaline rocks. High amount of  $\text{K}_2\text{O}$  (3,5-4,9%) and values of  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,8-1,2) relation make it possible to classify them under the shoshonite-latitude series with sharply reduced shoshonite component. On the diagram  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  (Fig.1,B) points of rocks of these series also lie in the area of the shoshonite-latitude series. On the diagnostic diagrams (Fig.2) most of rocks of the studied series also lie in the area of island arcs, whereas more alkaline basaltoids are gradually displaced to the area of intraplatform basalts.

Value of La/Yb relation is different both for individual volcanites and for the whole series characterizing material evolution of each of them. Value of La/Yb relation in calc-alkaliner basaltoids of the basalt-andesite-dacite series is lower (7-12), than in volcanites of the picrobasalt-trachydacite (14-18) and trachyandesite-trachydacite (16-24) series. Rocks of all aforesaid series manifest general tendency to the growth of values of La/Yb relation with the growth of amount of potassium there. Aforesaid data point out changeability of their petrogeochemical parameters and alternating belonging to formations of paleo island arc and riftogenous structures. Such dual character of evolution of melts may point out existence of various geodynamic conditions during the formation of Late Jurassic-Early Cretaceous volcanites.

Plutonic rocks are divided into the gabbro-tonalite and gabbro-granitic series. Coefficients of fractionation, ferruginosity and amount of magnesia in rocks of the gabbro-tonalite series do not change from gabbro to granodiorite, and in rocks of the gabbro-granitic series coefficient of fractionation normally grows from basic to acid, correlating with amount of silica; accordingly sharply falls amount of magnesia in rocks. Basic rocks of the gabbro-tonalite series are related to the sodic and the rocks of the gabbro-granitic series - to the potassic-sodic one. Granitoids of these series are compared with granitoids of the andesite and calc-alkaline series of folded areas. According to the amount of lithophylic rare elements and also according to the relation of main components -  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}/\text{Rb}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,  $(\text{Ba}+\text{Sr})/(\text{Rb}+\text{Li})$ ,  $\text{Ba}/\text{Sr}$  etc. the studied granitoids are close to granitoids of the andesite series of hypabyssal facies of depth.

In the Middle Kura depression Late Jurassic-Early Cretaceous volcanites are stripped by numerous prospecting boreholes under a thick series (0,3-3,5km) of molassic beds, where the lower portion of the section is represented by basalts, andesitebasalts and rarely by andesites and the upper one - by volcanogenous sedimentary rocks. The studied volcanites are related mainly to the subalkaline basalt-andesite-basalt series and are characterized by a stable potassic-sodic type of alkalinity. Amount of  $\text{SiO}_2$  there varies from 47 to 60%. Their specific features are as follows: relatively high amount of alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3=15-18\%$ ), potassium and sodium ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4-7\%$ ) and low amount of magnesia ( $\text{MgO}=1-5\%$ ) and titanium ( $\text{TiO}_2=0,4-1,0\%$ ). On the diagnostic diagrams points of compositions of subalkaline basalts and andesite-basalts occupy the area of shoshonites or, in other words, the area of volcanites in rears of mature island arcs (Fig.2).

In the Kazakh and Agjakend troughs of the Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus volcanites of Upper Jurassic complexes are related to calc-alkali series, the formation of which took place

in conditions of gradual accretion of the granitic substratum, and this is traced with the growth of potassic alkalinity in acid rocks.

However, in the Kazakh trough the Upper Cretaceous volcanites form a homodromous sequentially differentiated basalt-andesite-rhyolite series, and in the Agjakend trough they form antidromous contrasting-differentiated rhyolite-basalt series. Comparison of main peculiarities of the volcanite composition has shown that according to some features complexes of rocks of the Kazakh and Agjakend troughs are very much alike and apparently were formed in the same geodynamic conditions. Among these features are: synchronous flow of calc-alkaline and subalkaline lavas, wide variations of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  etc. amount; low amount of  $\text{TiO}_2$  (see fig.5) and relatively high amount of  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig.2). On the diagram silica-total alkalinity the basalt group of rocks lie in the area of subalkaline series, and the acid one - in the area of the normal series of rocks. On the diagnostic diagrams basalts of their structures are closely connected with each other and are related to calc-alkaline basalts of island arcs with the sialic base (See fig.3). Having similar petrochemical parameters they differ from Middle Jurassic and Late Jurassic-Early Cretaceous series in a higher amount of potassic alkalinity and according to Kuno's classification they may be related to high aluminiferous series of recent island arcs.

Volcanites of the same age in the Khodjavend trough of the Lesser Caucasus and in the Vandam zone of the Greater Caucasus form a weakly differentiated ( $\text{SiO}_2=40-50\%$  and  $45-57\%$ ) basaltoid complex, which includes the alkaline basalt-trachybasalt (in the Khodjavend trough) and shoshonite-laticitic (in the Vandam zone) series. Rocks of the alkaline basalt-trachybasalt series are represented by subalkaline olivine basalts, trachybasalts, shoshonites, tephrites and leucitic tephrites. According to the chemical composition among the rocks of the shoshonite-laticitic series of the Vandam zone one can distinguish between shoshonites ( $46\leq\text{SiO}_2\leq 53\%$ ) and latites ( $53\leq\text{SiO}_2\leq 57\%$ ), in which potassium prevails over sodium: potassic shoshonites ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1-2$ ) and leucocratic ( $f^*=11-21$ ), moderate - and high aluminiferous ( $al'=0,8-1$  and  $2,1-2,4$ ). Latites are characterized by amount of silica 53 to 57% at amount of alkali 5-9%. According to the type of alkalinity they belong to the potassic-sodic ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,7-1$ ) and potassic ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1-2$ ) series. They are high aluminiferous ( $al'=1,4-2$ ) and leucocratic ( $f^*=10-14$ ). Peculiarities of chemism of these 2 series clearly characterize the given diagrams (see fig.1,2, 5). On the diagnostic diagrams (see fig.3) the studied rocks of the Khodjavend and the Vandam structures are in a close relation, displaying similarity with volcanites in rears of the mature island arcs and in zones of the continental collision.

Upper Cretaceous volcanites of the Gochazski trough of the Lesser Caucasus and the Kurdamir - Saatli buried rise in the Middle Kura depression are related to the alkali-basaltoid complex, among which one can clearly distinguish between 2 series: the alkaliolivine-basalt-trachytic (in the Gochass trough) and the alkali-basalt-trachyandesite (in the Kurdamir-Saatly buried rise) one. Upper Cretaceous volcanites of both structures are represented by rather peculiar weakly differentiated and complex series. Among the rocks of there series one can find low- and high-aluminiferous, low- and high titanium (see fig.5), moderate and high alkaline (see fig.1, 2) basalt varieties. According to A.Ostroumova et al. (1991) in the composition of volcanic formations of the Gochass trough there exist products of 2 petrogeochemical series: "short" alkaliolivine-basaltic and "long" subalkaline basalt-andesite-trachytic one, the formation of which is linked with riftogenous geodynamic conditions.

Upper Cretaceous volcanites of the Middle Kura depression are represented by subalkaline olivine - and leucobasalts, trachybasalts, shoshonites, leucitic melaphonolites, trachyandesite-basalts, latites, alkaline trachytes, quartz latites etc. Upper Cretaceous volcanites of both structures on the diagnostic diagrams (see fig.3) display close petrochemical peculiarities. Analysis of the mentioned diagram makes an impression that in the composition of Upper Cretaceous complexes of each structure separately, one can distinguish between rocks of 2 trends of differentiation. Some of them are compared with riftogenous basalts and the others - either with shoshonites of convergent margins or spheric platforms, i.e. by volcanites in rears of mature island arcs.

The Upper Cretaceous volcanogenous complex is also widely spread in the Lesser Caucasian ophiolitic belt, where volcanites of the given complex form 2 petrochemical type of rocks (Zakariadze, 1982): associations of high titanium alkaline basalts and low potassic basalts. The first association is quite typical of intraoceanic islands and the second one - is comparable with volcanic series of primitive island arcs. We would like to underline that there are a lot of publications about volcanites of the

Lesser Caucasian ophiolitic belt. However, such questions as the age of volcanites, geodynamic conditions of their formation etc. are still debatable.

In conclusion it is necessary to note that the chemical analyses results have not been given in the paper as they were published in the author's previous works (Abdullayev, Mustafayev, 1988; 1995; Akhundov, Mustafayev, 1983; Mustafayev, 2000).

### Conclusion

Throughout the East Caucasus the Early Alpine (Mesozoic) volcanogenic and plutonic rocks by the prevailing lithofacial composition and age are divided into the Early-Middle Jurassic, Late Jurassic-Early Cretaceous and Late Cretaceous magmatic complexes where the tholeiitic, calc-alkalic, sub-alkalic and alkaline series are identified on the base of the aggregation of geologic, petrographic and mineralogic-geochemical features.

Identification of previous geodynamic environments of the Mesozoic magmatism manifestation in the East Caucasus on the base of the new geological-petrological data for the first time allowed to identify 4 types of volcanism for the Mesozoic in Azerbaijan: oceanic, island-arc, riftogenic and complex.

The complex type by its geodynamic aspects is dual and includes similar petrologic-geochemical and geodynamic features both island-arc and riftogenic and oceanic-island-arc volcanism. For the first time island-arc geodynamic environments for the Mesozoic magmatic deposits in Azerbaijan were divided into the ensialitic and ensimatic types with indicating magmatic complexes.

### References

- Abdullayev R., Mustafayev M. et al. (1988). Mesozoic magmatic formations of the Lesser Caucasus and endogenic mineralizations related with them (in Russian). B.: Elm. 158 p.
- Abdullayev R., Mustafayev M. et al. (1991). Petrology of the magmatic complexes of the Greater Caucasus southern slope (Vandamian zone) (in Russian). B.: Elm/ 200 p.
- Abdullayev R., Mustafayev M. (1995). Types of the Mesozoic volcanic series of Lock-Karabakh zone of the Lesser Caucasus (in Russian). Proceedings of GIA. B.: Elm. 25. P.14-25.
- Akhundov F., Mustafayev M. (1983) Petrochemical peculiarities of the Upper Cretaceous volcanic formations of the Lesser Caucasus (in Russian) //Problems of Azerbaijan magmatism. B.: Elm. P.35-59.
- Avdeyev A., Ostroumova A., Zenter I., Shafiyev H. (1989). Epileizitic tefites of the Upper Cretaceous volcanic complex of Martuni synclinorium (South Karabakh) (in Russian) //Bulletin. V. 64. Iss..3.
- Azizbekov Sh. (1961). Geology of Nakhchivan ASSR (in Russian). M.: Gosgeoltekhizdat. 500 p.
- Bebien J., Ohnenestetter D., Ohnenestetter M., Vergely P. (1980). Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent system //Ofioliti. V.2. P.129-187.
- Gasanov T. (1967) Lower Jurassic of Azerbaijan (Lesser Caucasus) (in Russian). B.: Publishing of Azerbaijan Academy of Sciences. 198 p.
- Karyakin Yu. (1989) Geodynamics of formation of the Lesser Caucasus volcanic complexes (in Russian). M.: Nauka. P.151.
- Kokos K., Bell J., Pankherst R. (1982) Interpretation of the igneous rocks (in Russian). M.: Nauka. 214 p.
- Magmatic rocks. (1983). Classification. Nomenclature. Petrography (in Russian). M.: Nauka. Chapt. 1, 2.
- Miyashiro A., Shido F. (1975). Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel //Amer. J. Sci. V..275. P.265-277.
- Mustafayev G. (1977). Mesozoic granitoids of Azerbaijan and peculiarities of their metallogeny (in Russian). B.: Elm. 234 p.
- Mustafayev M. (2000). Mesozoic volcanism of Azerbaijan and paleogeodynamic settings of formation (in Russian) //Proceedings the Science of Earth. 1. P.27-33.

- Ostroumova A., Zenter I. (1986). Analogy of rocks of mariannite-boninite series at the Jurassic volcanites of Karabakh ridge (Lesser Caucasus) (in Russian). M.: Papers of Academy of Sciences of USSR. V.290. 2. P.441-445.
- Ostroumova A., Zenter I. et al. (1991). Late Cretaceous volcanic series of Gochass trough (Lesser Caucasus) (in Russian)// Soviet Geology. 7. P.65-72.
- Pearce J., Norry N. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zn, Y and Nd variations in volcanic rocks //Contrib. Minerals and Petrol. V. 69. P.33.
- Percerillo A., Teylor S. (1976). Geochemistry of eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastanomy Aress Northern Turkey //Contribs Minerals and Petrol. V.58. P.63-81.
- Popolitov E., Filosofova et al. (1973). Geochemical peculiarities and genesis of the plagiogranitic intrusions of the West-Sayan eugeosynclinal zone (in Russian)//Geochemistry. 11. P.1363-1642.
- Rustamov M. (1987). Magmatic formations of Araks zone and tasks of further researches (in Russian). Problems of geological petrology of Azerbaijan. B.: Elm. P.44-64.
- Saatly super-deep. Studies of deep structure of Kura intermontane depression according to materials of drilling of Saatly super-deep well CF-1 (2000) (in Russian). B.: Nafta-Press. P.288.
- Sokolov S. (1977). Olistrostromic series and ophiolitic covers of the Lesser Caucasus (in Russian). M.: Nauka. P.94.
- Zakariadze G., Knipper A. et al. (1982) The experience of correlation of the Mesozoic volcanism of the Lesser Caucasus ophiolitic belt and zones of its framing (in Russian). Problems of the Caucasus geodynamics. M.: Nauka. P.117-121.



## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ГРУЗИИ

**И.П.Гамкрелидзе, О.З.Дудаури, Г.Ш.Надареишвили,  
Н.И.Схиртладзе, Б.Д.Тутберидзе, Д.М.Шенгелиа**

Геодинамическая типизация докембрийско-фанерозойского магматизма Грузии. И.П.Гамкрелидзе<sup>1</sup>, О.З.Дудаури<sup>1</sup>, Г.Ш.Надареишвили<sup>1</sup>, Н.И.Схиртладзе<sup>2</sup>, Б.Д.Тутберидзе<sup>2</sup>, Д.М.Шенгелиа<sup>1</sup>. <sup>1</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси. <sup>2</sup>Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси.

На основании вещественного состава и петрохимической специфики докембрийских и фанерозойских магматических комплексов Грузии выделены четыре основных геодинамических типа магматизма: океанский, субдукционный, внутриплитный и коллизионный.

*cfmfhsdtkjc rfv,hbekbcobyf-afythjpkjb vfuvfnbpvbc utjlbyfvbrehb nbgbpfwbf\ t\ufv'htkb-t'= j\lefeh' = u\yflfhtbidbb' = y\c[bhnkf-t'= ,\ses,thb-t'= \ityutkb'\ 'cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb \fktmcb-bc m\ 1/9= 380093 s,bkbc= 's,bkbc cfftkvobaj eybdthcbntnb\ b\zfdzdf-bc ufvp\ 1= 380028 s,bkcb\*

*cfmfhsdtkjc rfv,hbekbcobyf lf afythjpkjb vfuehb rjvgktmct,bc ybdsbthb itlutybkj,bcf lf gtnhjmbvbehb cgtwbabrbc vb[tldbs ufvj'jabkbf vfuvfnbpvbc js[b ·bhbsflb utjlbyfvbehb nbgbl jrt-fyehb= ce,lemwbehb= ibufabkfyehb lf rjkbpbekh\*

Geodynamic tipification of Precambrian-Phanerozoic magmatism of Georgia. I.Gamkrelidze<sup>1</sup>, O.Dudauri<sup>1</sup>, G.Nadareishvili<sup>1</sup>, N.Skhirtladze<sup>2</sup>, B.Tutberidze<sup>2</sup>, L.Shengelia<sup>1</sup>. <sup>1</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi. <sup>2</sup>Tbilisi State University, I.Chavchavadze aven. 1, 380028 Tbilisi.

On the basis of matter contents and petrochemical specificity of Precambrian and Phanerozoic magmatic complexes of Georgia four principal geodynamic types of effusive and intrusion magmatism are distinguished. In particular these are: oceanic, subduction, intraplate and collisional types.

Проблема генетической типизации продуктов магматизма всегда была весьма актуальной. В последнее время, в связи с возникновением в значительной мере универсальной глобальной концепции тектоники литосферных плит, подтвержденной множеством разнохарактерных геологических и геофизических данных, назрел вопрос о новом шаге в этой области. Авторами статьи, на основании рассмотрения особенностей вещественного состава и петрохимической специфики докембрийских и фанерозойских магматических комплексов Грузии, с учетом их геологической позиции, предпринята попытка геодинамической типизации эффузивного и интрузивного магматизма этого времени.

Выделены четыре основных геодинамических типа докембрийско-фанерозойского магматизма: океанский, субдукционный, внутриплитный и коллизионный. Из-за ограниченного объема статьи здесь приведена лишь краткая их характеристика.

### Магматизм океанского типа

Магматизм океанского типа в пределах Грузии был связан с разными типами структур океана Прототетис-Палеотетис. Он представлен в изолированных выступах доальпийского фундамента Черноморско-Центральнокавказского (Дзирульский и Храмский массивы), Бейбурт-Севанского (Локский массив) и Большекавказского (Перевальная подзона зоны Главного хребта)аккреционных террейнов (Gamkrelidze, 1997).

### Докембрийские метабазиты и ультрабазиты

*Зона Главного хребта Большого Кавказа.* Геолого-петрохимические данные указывают на то, что клычская “свита” докембрийской (?) буульгенской “серии” Перевальной подзоны зоны Главного хребта представляет собой часть офиолитового разреза. По содержаниям и спектрам распределения редких земель и по изотопии стронция исходный состав амфиболитов

этой "свиты" соответствует толеитовым базальтам срединно-океанских хребтов типа N-MORB (Гурбанов и др., 1995). Исходя из этого, а также присутствия на границе – клычкой "свиты" и нижележащей – гвандринской свиты серпентинитов, нам представляется вполне естественным допустить догерцинское тектоническое перекрывание клычковой "свитой" гвандринской, что впервые было отмечено Г.И.Барановым и С.М.Кропачевым. В клычковой тектонической пластине проявлен андалузит-силлиманитовый барический тип регионального метаморфизма: ставролитовой и высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации позднебайкальского (раннекаледонского ?) возраста и фации биотит-мусковитовых гнейсов герцинского возраста.

*Дзирульский кристаллический массив.* В Дзирульском массиве океанский тип магматизма представлен докембрийскими серпентинитами и метагаббро-амфиболитами, которые на основании петролого-петрохимических исследований были отнесены к офиолитовой ассоциации – ко второму и третьему слоям океанской коры (И.Гамкрелидзе и др., 1981). Они тесно ассоциируются с палеозойским т.н. Чорчана-Уцлевским метавулканогенно-осадочным аллохтонным комплексом метаморфитов зеленосланцевой фации, а также с метабазами первой генерации (докварцево-диоритовогнейсовые метагаббро) (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001), являющимися реликтами докембрийского меланократового фундамента (Заридзе, Татришвили, 1953; I.Gamkrelidze, Shengelia, 1998). По данным Г.С.Закариадзе и др. (1998), серпентиниты соответствуют океанским клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам и рассматриваются как реститы от выплавления толеитовых базальтов, а метабазиты отвечают толеитовым базальтам типа N- и T-MORB, с Sm-Nd изотопным возрастом  $810 \pm 100$  млн.лет. Они испытали догерцинский региональный метаморфизм умеренного давления в условиях эпидот-амфиболитовой фации и герцинский низкого давления зеленосланцевой фации. В метабазитах первой генерации автохтонного комплекса проявлен полициклический региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового барического типа: гренвильский (?) в условиях фаций биотит-силлиманит-калишпатовой и низкотемпературной ступени гранат-кордиерит-ортоклазовой, позднебайкальский (или раннекаледонский) – высокотемпературный диафторез в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и герцинский – ретроградный в условиях зеленосланцевой фации.

*Храмский кристаллический массив.* Магматиты океанского типа на Храмском массиве входят в состав т.н. Чочианского аллохтонного комплекса и представлены небольшим фрагментом докембрийской (?) серпентинит-метагаббровой ассоциации. По петрогеохимическим параметрам серпентиниты отвечают гарцбургит-лерцолитам океанских областей, а оливиновые метагаббро очень близки к породам базальтового ряда океанских хребтов (Хуцишвили 1993). Эта базит-ультрабазитовая ассоциация рассматривается как фрагмент древней океанской коры, составляющей ее третий слой.

*Локский кристаллический массив.* В Локском массиве океанский магматизм представлен докембрийской (?) офиолитовой ассоциацией и т.н. "океанскими гранитами" (I.Gamkrelidze et al., 1999). Метаофиолиты, представленные метабазитовым комплексом (метагаббро, метагаббро-диабазы, метадиабазы, амфиболовые сланцы), входят в состав герцинского тектонического покрова, слагая в нем т.н. Нижнегорасцкальскую тектоническую пластину. Она охватывает верхнюю некумулятивную часть габбрового составляющего третьего слоя и вышеледующую часть комплекса диабазовых даек второго слоя океанской коры. Протолиты метабазитов офиолитового комплекса Локского массива принадлежат к петрохимическому типу толеитовой серии базальтов. Родоначальная магма этих мафитов имеет особенности состава E-MORB (возможно, P или T-MORB), по петрогеохимическим параметрам приближаясь к внутриплитным базальтам. Степень догерцинского одноактного регионального метаморфизма базитов офиолитовой пластины отвечает самой низкой ступени зеленосланцевой фации. Приуроченные к метаофиолитовой аллохтонной пластине Локского массива т.н. "океанские граниты"- лейкократовые дайки и жилы гипабиссальной глубинности, по составу варьируют от кварцево-диоритовых порфиров до гранодиорит-порфиров. По петрографическим параметрам они имеют смешанные характеристики: в частности, ряд признаков сближают их с гранитоидами типа I энсиматических островных дуг, обязанных своим возникновением процессу субдукции с плавлением пододвигаемой океанской коры и перекрывающего ее клина литосферной мантии во внутриокеанских условиях. По другим характеристикам они сходны с океанскими гранитоидами, образующимися из частично деплетированной мантии в осевых

зонах спрединга. Вероятнее всего, их формирование происходило в условиях спрединга, связанного с областями проявления мантийных струй, скорее всего типа исландской.

#### Плинсбах-нижнетоарская вулканическая серия

На южном склоне Большого Кавказа развита вулканическая серия натриевых базальтов плинсбахско-раннетоарского возраста. Вулканисты этого периода представлены базальтовыми покровами, переслаивающимися с аспидными сланцами лейаса. Доминируют пиллоу-лавы, встречаются пиллоу-брекчии и гиалокластиты. По валовому составу и по трендам дифференциации они близки, но не идентичны толеитам MORB (Лордкипанидзе, 1980).

#### Аален-байосские вулканические серии

В аалене-байосе вулканическая деятельность охватывает обширную территорию в пределах Большого Кавказа. К вулканическим центрам этого возраста относятся базальтовые лавы и вулканокластиты хребта Чутхаро и вулканическая серия Чаухи (Дзоценидзе, 1948). Лавы названных вулканов близки к срединно-океанским толеитам (Лордкипанидзе, 1980).

Что касается диабазовых силлов и даек, залегающих в аспидно-сланцевой толще лейаса-байоса и в кристаллическом ядре Главного хребта, то большая их часть по составу отвечает толеитам и переходным базальтам.

#### Магматизм субдукционного типа

Магматизм субдукционного типа на территории Грузии, как и в целом на Кавказе, проявлен в различных террейнах и субтеррейнах, представлявших в геологическом прошлом энсиматические и энсиалические островные дуги, окраинные моря и интрадуговые структуры рифтового типа.

#### **Эффузивный магматизм субдукционного типа**

Докембрийские, ниже- и среднепалеозойские плагиоамфиболиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы (первично-вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы и согласные тела основных и среднекислых магматитов)

Все эти метаморфизированные образования по петрохимическому составу соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам нормально-щелочной серии.

*Зона Главного хребта Большого Кавказа. В Перевальной подзоне* эти породы развиты в позднепротерозойской (?) гвандринской и нижнепалеозойской (?) ладевальской свитах буульгенского комплекса и в ниже-среднепалеозойском Лабинском метаморфическом комплексе. В гвандринской свите они представлены полосчатыми плагиоамфиболитами и амфиболитами, варьирующими по петрохимическому составу от базальтов до андезитов, аналогичных андезито-базальтам сходящихся краев литосферных плит (Гурбанов и др., 1995). Эти докембрийские породы испытали региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового барического типа: позднебайкальский (раннекаледонский?) в условиях ставролитовой фации и гранатовой субфации и герцинский – в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов. Нижнепалеозойские хлорит-амфиболовые сланцы и амфиболиты ладевальской свиты подверглись герцинскому региональному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа наименьшей глубинности в условиях гранатовой и андалузит-биотит-хлорит-мусковитовой субфаций.

Амфиболовые сланцы ниже-среднепалеозойской Лаштракской тектонической пластины Лабинского метаморфического комплекса в бретонской фазе подверглись региональному метаморфизму в условиях гранатовой субфации, а более высокобарический региональный метаморфизм, в условиях ставролитовой фации, они испытали в судетскую фазу герцинского тектогенеза. Метавулканогенные породы ниже-среднепалеозойской Аджарской, нижнепалеозойской Мамхурцевской и нижнепалеозойско-докембрийской Дамхурцевской тектонических пластин, скорее всего, испытали одноактный герцинский региональный метаморфизм в условиях ставролит-биотит-кианитовой и силлиманит-ставролитовой субфации.

Плагиоамфиболиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы *Эльбрусской подзоны* входят в состав протерозойского гнейсово-мигматитового комплекса автохтонной инфраструктуры и доордовикских исходных пород Макерского тектонического покрова. В составе инфраструкт-

уры они испытали полициклический региональный метаморфизм низкого давления: байкальский – в условиях биотит-калишпат–силлиманитовой фации, раннекаледонский – в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и герцинский (бретонский) - вновь в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и судетский – в условиях зеленосланцевой фации (Шенгелиа, 2000). В Магерском тектоническом покрове проявлен каледонский и бретонский проградный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового барического типа в интервале от добиотитовой до силлиманит-биотит-мусковитовой субфаций и судетский ретроградный - в условиях зеленосланцевой фации (Шенгелиа, 2000).

*Дзирульский кристаллический массив.* Докембрийские плагиоамфиболиты, амфиболиты, амфиболовые сланцы и плагиомигматиты с амфиболитовым реститом (метабазиты второй генерации; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999) входят в состав автохтонного гнейсово-мigmatитового комплекса Дзирульского массива. Они представляют собой плагиоклазовые амфиболиты, образовавшиеся за счет древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В этих породах установлен полициклический региональный метаморфизм низкого барического типа (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999). Наиболее ранний, – видимо, гренвильский по возрасту региональный метаморфизм протекал в условиях фаций биотит-силлиманит-калишпатовой и низкотемпературной ступени гранат-кордиерит-ортоклазовой. Второй цикл регионального метаморфизма – позднебайкальский или раннекаледонский - представлен высокотемпературными диафторитами биотит-мусковитовых гнейсов. Третий цикл ретроградного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации связан с судетской фазой тектогенеза. Аналогами рассматриваемых докембрийских амфиболитов и амфиболовых сланцев нам представляются породы, наблюдающиеся в Ацгарском тектоническом клине в Горной Абхазии, в пределах южного склона Большого Кавказа.

В Чорчана-Уцлевском аллохтонном комплексе актинолитовые, эпидот-амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы и метадиабазы среднепалеозойского возраста входят в состав Нинисской тектонической пластины (Гамкрелидзе и др., 1981). Герцинский одноактный региональный метаморфизм этих пород протекал в интервале хлоритовой и биотитовой субфаций.

*Локский кристаллический массив.* В Локском массиве эффузивный магматизм субдукционного типа – первично вулканогенные и согласные пластообразные тела основных и среднекислых пород представлены в нижнепалеозойских тектонических пластинах. В Сафарлойской тектонической пластине наблюдаются актинолит-хлорит-альбитовые сланцы зеленосланцевой фации. В Мошеванской пластине развиты плагиоклаз-амфиболовые сланцы фации биотит-мусковитовых гнейсов, а в состав Джандарской пластины входят хлоритовые, актинолитовые и эпидотовые сланцы и ортоамфиболиты зеленосланцевой фации. Региональный метаморфизм метаморфического комплекса аллохтонных пластин Локского массива относится к низкому барическому типу (Гамкрелидзе и др., 1999).

#### Верхнепалеозойские кислые нормально-щелочные вулканиты (чиатурские кварц-порфиры, храмская и чешорская свиты)

Верхнепалеозойские кислые лавы и пирокласты занимают значительную площадь на перифериях Дзирульского и Храмского массивов. Эти образования, 900-1000 м мощн., распространены на северо-западной периферии Дзирульского массива - в Чиатурском районе, в ущ. р.Квирила и ее притоков, залегают на породах древнего субстрата, а сверху перекрыты терригенными отложениями нижнего лейаса. Ранее они описывались под названием чиатурских кварц-порфиров (Дзоценидзе, 1964; Схиртладзе, 1964). В последнее время этот комплекс именуют чиатурской свитой, а ее аналоги на восточной периферии массива - чешорской свитой.

Чиатурская свита представлена слабодислоцированным комплексом лав и пирокластолитов с секущими жилами гранит-аплитов и лампрофиров. Выделяются разновидности с фенокристаллами кварца, альбита и калишпата. Присутствуют также биотит и роговая обманка. На основании характерных структур и минерального состава эти породы описывались как кварцпорфиры или же альбитофиры. По современной классификации они соответствуют нормально-щелочным риолитам, что подтверждается их петрохимическими особенностями.

Комплекс кислых вулканитов, развитых на восточной периферии Дзирульского массива (чешорская свита), в полосе Чорчана-Уцлеви, залегает на разных тектонических пластинах филлитов нижне-среднепалеозойского возраста и входит в состав позднепалеозойского неоавтохтонного комплекса (Гамкрелидзе и др., 1981), что в последнее время подтверждено определением их изотопного возраста Rb/Sr методом – 298 млн.лет (по валовой пробе) (Дудаури и др., 1995). Породы чешорской свиты представлены слабоизмененными, главным образом, динамометаморфизованными риолитовыми туфами.

Комплекс кислых вулканитов, подразделяющийся на три горизонта (Схиртладзе, 1960), развит также на перифериях Храмского массива. Нижний представлен кварц-порфирами мощностью 600-800 м, средний - вторичными кварцитами, а верхний – слоистыми туфами и туфобрекчиями (600-700 м), к которым приурочены прослои углистых сланцев и аргиллитов, а также линзы мраморизованных известняков. Комплекс сечется жилами микрогранита и диабаз-порфирита. Содержащаяся в породах верхнего горизонта флора и фауна датируют вмещающие отложения поздним карбоном. Что касается кварц-порфиров нижнего горизонта, обнаруживающих много общего с вулканитами чиатурской свиты, то они также представлены нормально-щелочными породами риолитового состава.

Синхронные породы аналогичного состава установлены также в басс. р.Арагви в окрестностях с.Пхундави (Схиртладзе, Мревлишвили, 1981).

Итак, верхнепалеозойские кислые вулканиты – лавы и пирокластолиты, связанные с древними кристаллическими массивами Грузии по петрохимическим особенностям ( $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ), соответствуют нормально-щелочным и реже низко-щелочным риолитам и риодацитам калиево-натриевой серии.

#### Нижнеюрские вулканические серии

В пределах Большого Кавказа, на Центральноабхазском поднятии развита дифференцированная известково-щелочная базальт-андезит-риолитовая серия с антидромным ходом дифференциации. Она охватывает интервал времени синемюр-низы домера. Многочисленные субвулканические тела риолитов и риодацитов, залегающие в терригенных отложениях лашипсинской свиты кверху постепенно переходят в толщу эффузивных пород риолитового и дацитового состава (150-200 м). Выше, у озера Санчаро следует толща (400-500 м), сложенная пирокластическими породами базальтового и андезибазальтового состава.

На востоке, в Кахети нижнеюрские вулканиты сравнительно небольшой мощности (50-200 м), охватывая по возрасту лишь синемюр, представлены преимущественно эксплозивной фацией кислого состава.

Нижнеюрские вулканиты Большого Кавказа по петро- и геохимическим особенностям соответствуют низкотитанистой, нормально-щелочной известково-щелочной серии (Ломизе, 1969; Беридзе, 1983).

В пределах Дзирульского выступа, согласно Г.С.Дзоценидзе (1948), Г.С.Дзоценидзе, Н.И.Схиртладзе (1949), А.Л.Канчавели (1970) продуктом вулканизма раннеюрского времени является континентальная вулканогенная толща (1000 м), сложенная в основном терригенными отложениями, вмещающими пепловые туфы риолитового состава (20-80%). Среди них редко встречаются также покровы риолитов и базальтов. Они широко развиты также на восточном погружении выступа.

Вулканиты Дзирульского выступа соответствуют оливиновым базальтам и риолитам и создают бимодальную, калиево-натриевую, известково-щелочную серию, основные члены которой по завышенному содержанию щелочей тяготеют к субщелочным базальтам внутриплитного типа, в то время как в некоторых кислых разновидностях завышено содержание калия, что придает всей серии шошонитовую природу (Джанелидзе, Надареишвили, 1999).

Вулканические породы раннеюрского возраста известны и на Малом Кавказе. В частности, на восточной периферии Локского выступа бурением под зоогенными известняками тоара-раннего аалена вскрыта мощная пачка риолитовых туфов с риолитовым покровом. В пачке встречаются пласты базальтов и диабаз-порфиров.

#### Среднеюрские вулканические серии

К среднеюрским вулканическим сериям в пределах Большого Кавказа (в Гагрско-Джавской зоне) относится хорошо известная байосская порфириновая серия, имеющая среднюю мощность порядка 3 км. Она в основном сложена натриевыми базальтами (спилитами) андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами (кварцевыми кератофирами), гиперстеновыми и роговообманковыми базальтами, диабазами и биотитовыми трахиандезитами (Джанелидзе, 1982). В целом байосские вулканические породы Гагрско-Джавской зоны объединяются в базальт-андезит-риолитовую серию.

Южнее, в пределах Закавказской межгорной области продуктом вулканизма этого времени является вулканогенно-осадочная толща, мощность которой с юга на север возрастает. Согласно Г.С.Дзоценидзе (1948), она сложена вулканитами, состав которых соответствует базальтам, андезибазальтам, андезитами, дацитами и риолитам. На восточной периферии Дзирульского массива среди этих пород присутствуют покровы трахитов (Т.Джанелидзе, 1982), а еще восточнее, в зоне восточного погружения Грузинской глыбы бурением вскрыта толща мощн. до 400 м лавовых покровов и туфов кварцевых лейкобазальтов и кварцевых андезитов.

Байосские вулканиты Дзирульского массива и его флангов так же, как и породы Гагрско-Джавской зоны, представляют собой низкотитанистую, нормально-щелочную (с калиево-натриевой щелочностью) непрерывную, с гомодромным ходом дифференциации известково-щелочную базальт-андезит-риолитовую серию, характерную для зрелых островных дуг и континентальных окраин.

Для байосской вулканической серии как Гагрско-Джавской зоны, так и Грузинской глыбы характерна продольная петрохимическая зональность, выразившаяся в появлении высококалийных шощонитовых серий в блоках с тенденцией умеренного воздымания на фоне общего погружения области (Центральноабхазское поднятие, Дзирульский массив), в пределах которых в верхах серии появляются трахиандезиты, трахиты и трахириолиты.

На восточной периферии Локского массива в аалене-байосе формировалась мощная (2,5 км) вулканогенно-осадочная толща. Она сформировалась в условиях мелководного моря и в основном представлена породами вулканокластической фации при незначительном развитии лавовых покровов и дайковых комплексов. По Д.М.Купарадзе (1990) вулканиты представлены натриевыми и нормально-щелочными базальтами, пикрит-базальтами и пикрит-диабазами, андезибазальтами, андезитами, бонинитами, андезидацитами и дацитами, которые, создавая непрерывный гомодромно дифференцированный ряд, объединяются в различные петрохимические серии. Выделяются толеитовая, известково-щелочная и субщелочная серии, среди которых доминируют породы толеитовой серии. В последних различаются как островодужные с низким содержанием  $TiO_2$ , так и океанские высокотитанистые разности.

Следовательно, по петро-геохимическим особенностям в пределах Локского выступа встречаются вулканические породы, характерные как для примитивных, так и для зрелых островных дуг. Среди последних редко присутствуют также высокотитанистые, с завышенной щелочностью, породы внутриплитного типа.

К среднеюрским вулканитам субдукционного типа относятся также лавовые покровы и маломощные пачки туфов известково-щелочных калиево-натриевых базальтов и андезитов в листоватых сланцах и угленосных отложениях батского возраста Ткибули-Дзмуисского и Кутаси-Гелатского районов.

На юге, в пределах Локского выступа вулканизм батского возраста представлен в основном базальтами. Более кислые породы - андезиты, дациты и плагиориолиты - встречаются реже в верхах толщи в виде тонких слоев и пачек туфов (Купарадзе, Беридзе, 1989). По петро- и геохимическим особенностям они сходны с породами известково-щелочной серии байоса и создают последовательно дифференцированный гомодромный ряд базальт-андезит-риолит, характерный для зрелых островных дуг и континентальных окраин.

#### Позднеюрские вулканические серии

К вулканитам субдукционного типа относятся вулканические образования Локского массива, представленные последовательно дифференцированным, нормально-щелочным базальт-андезит-риолитовым рядом, в котором встречаются также породы с повышенным содержанием  $Ti$  и низким содержанием  $K$ , что сближает их с островодужными толеитовыми



сериями. Наряду с ними присутствуют также субщелочные породы, придающие всей верхнеюрской серии шошонитовую природу. Детальному описанию этих образований посвящена специальная статья Г.Ш.Надареишвили в данном сборнике.

### Меловые вулканические серии

Меловой вулканизм, проявившийся с той или иной интенсивностью во всех частях Грузии, протекал в условиях, сменявших друг друга процессов рьястяжения и сжатия земной коры. В этих условиях образовались три вулканические серии, среди которых к субдукционному типу принадлежат известково-щелочная базальт-андезит-риолитовая и субщелочная шошонитовая трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая серии (Г.Надареишвили, 1999). Первая из них подразделяется на отдельные комплексы, которые замещают друг друга по латерали и вертикали, а часто встречаются совместно. Возрастной интервал вулканизма охватывает апт-маастрихт. При этом отдельные комплексы по возрасту различаются, но не выходят за пределы этого возрастного интервала.

На Большом Кавказе вулканизм этого времени проявился локально на фоне флишевой седиментации в альб-сеномане. В западном флишевом трюге, в пределах Абхазии встречаются туфы, туффиты, реже – лавовые покровы базальтов (75 м), залегающих в флишевых отложениях. В восточном флишевом бассейне в ущ. рр. Ксани, Меджуда, Аркала, Арагви и Турдо в отложениях альб-сеномана залегают туфы, реже лавовые покровы и силлы (80-160 м) базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов, с доминирующей ролью роговообманковых андезитов (Чечелашвили, 1969; Варсимашвили, 1978; Канчавели, 1978). Кроме того, в тектоническом окне р.Ксани, в сеноманских отложениях (И.Гамкрелидзе, 1970) залегают лавы и вулканокластолиты оливиновых трахибазальтов (Г.Надареишвили, 1987).

На Грузинской глыбе рассматриваемая серия представлена базальт-андезитовым комплексом. Он развит на южной периферии Дзирульского массива (850 м), вскрыт бурением в зоне восточного погружения Грузинской глыбы (скв. Агара-1, мощность - 600 м) и в причерноморской части Колхиды (скв. Леса-1, мощность – 600-1000 м). Его отдельные фрагменты отмечаются также в Кутаисском районе. Возраст комплекса соответствует апт-сеноману, хотя местами он охватывает лишь альб-сеноман (абсолютный возраст К/Аг методом определен как  $110 \pm 6$  млн.лет), местами же – альб-нижний турон (Г.Надареишвили, 1987).

В рассматриваемом комплексе ведущая роль принадлежит породам андезитового и андезибазальтового состава, базальты встречаются реже. Исключением является восточное погружение Грузинской глыбы, где среди вскрытых бурением вулканитов доминируют роговообманковые базальты и андезиты, среди которых встречаются биотитовые кварцсодержащие разновидности (Г.Надареишвили, 1999).

Субвулканическими образованиями комплекса являются лакколлиты, силлы и дайки диоритов, среди которых так же, как в вулканитах, выделяются авгитовые и авгит-роговообманковые разновидности. Абсолютный возраст этих пород  $116 \pm 10$  млн.лет, что соответствует альбу.

Базальт-андезит-риолитовая серия широко развита в Аджаро-Триалетской зоне. Вулканизм здесь пространственно был приурочен к двум поперечным поднятиям. Первое из них соответствует области пересечения этой зоны с Главным Транскавказским поперечным поднятием, второе же, выраженное менее четко, расположено в западной причерноморской части зоны.

Извержения были локализованы в узких грабенообразных трюгах субмеридионального простирания, развитых в зонах растяжения, которые трассируются дайковыми комплексами этого же направления. Возраст последних соответствует альбу.

В рассматриваемой зоне вулканизм охватывает апт-ранний маастрихт.

Таким образом, в базальт-андезит-риолитовой серии Аджаро-Триалетской зоны выделяются два комплекса. Первый из них развит в зонах глубинных разломов, отделяющих рассматриваемую зону от Грузинской глыбы - на севере и Артвинско-Болнисской – на юге. Он представлен укороченным рядом пород – базальт-андезибазальт, который редко выявляет тенденцию к контрастной дифференциации. Они, являясь низкокалиевыми и низкотитанистыми, но

накопляя железо и элементы этой группы (Ti, Cr, Ni, V) в процессе дифференциации, тяготеют к толеитовым сериям островодужного типа. В остальных же частях рассматриваемой зоны развита последовательно дифференцированная серия базальт-андезит-риолит, в которой на границе зон, разграниченных глубинными разломами, резко возрастает роль базальтоидов. Среди пород этой серии встречаются разновидности как нормальной, так и завышенной щелочности, но в основном с калиево-натриевой щелочностью. Повышение щелочности в верхах этой, в целом известково-щелочной, серии пород за счет  $K_2O$  придает ей шошонитовую природу.

Базальт-андезит-риолитовая серия сеноман-сантонского возраста широко развита также на Артвинско-Болнисской глыбе. Вулканическая деятельность в этом регионе контролируется системой сквозькоровых разломов, которые трассируются многочисленными северо-восточного и северо-западного простирания дайками и дайковыми комплексами, экструзивами и субвулканическими телами с K/Ag возрастом 71-111 млн.лет (Дудаури и др., 1990 и др.), представлявшими собой корневые зоны меловых вулканов (Г.Надареишвили, 1999).

В строении серии, наряду со шлаковыми, пемзовыми и пепловыми туфами, теффроидами, туффитами, силицитами, вулканомиктовыми породами и известняками, широко развиты, переслаиваясь с ними, а часто замещая их по латерали, игнимбриты, спекшиеся туфы, туфолавы, агглютинаты, краснокаменно измененные лавы, экструзивно-эффузивные и экструзивно-эксплозивные тела, наземное происхождение которых не вызывает сомнения (Г.Надареишвили, 1999). Продуктом вулканизма этого времени является мощная (1600-4000 м) вулканогенно-осадочная толща, которая делится на семь свит (Гамбашидзе, Г.Надареишвили, 1987), резко отличающихся по составу друг от друга.

Таким образом, в Грузии базальт-андезит-риолитовая серия распадается на отдельные комплексы, среди которых выделяются как укороченные, с тенденцией к контрастной дифференциации, базальт-андезитовый и базальт-андезит-дацитовый, так и непрерывный последовательно дифференцированный базальт-андезит-риолитовый ряды.

Эти комплексы, несмотря на общность петро- и геохимических особенностей, несколько отличаются друг от друга. Так, по общей щелочности породы укороченных рядов относятся к субщелочным образованиям, в то время как непрерывные характеризуются нормальной щелочностью. Кроме того, они различаются по характеру содержания и поведения в процессе дифференциации железа и элементов его группы (Cr, Ni, Co, V). В породах Аджаро-Триалети в процессе фракционирования происходит накопление этих элементов в среднекислых членах дифференцированных рядов. Принимая во внимание также низкое содержание  $TiO_2$  и  $K_2O$ , при весьма высокой глиноземистости, все меловые серии этой зоны следует отнести к толеитовым сериям островодужного типа (Г.Надареишвили, 1999).

В отличие от этого, на Артвинско-Болнисской глыбе в рассматриваемой серии, наряду с толеитовыми, широко развиты известково-щелочные породы. При этом, базальты и часть средних и среднекислых пород выявляют четкий тренд накопления элементов группы железа в процессе дифференциации магмы. К числу общих петрохимических особенностей, объединяющих породы рассматриваемых серий, относятся их низкая титанистость, низкое содержание  $K_2O$ , высокая глиноземистость, калиево-натриевая и натриевая щелочность. В породах известково-щелочной серии Аджаро-Триалетской зоны и Артвинско-Болнисской глыбы среди основных и средних членов встречаются разновидности с высоким содержанием  $K_2O$ , придавая в целом рассматриваемой серии шошонитовую природу. Таким образом, обе серии, как толеитовая, так и известково-щелочная рассматриваемых структурно-фациальных зон характерны для зрелых островных дуг (Г.Надареишвили, 1999).

В Юго-Восточной Грузии, в басс. р.Храми развита трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая серия, венчающая верхнемеловую вулканогенно-осадочную толщу. Возраст ее – верхний сантон-маастрихт. В ней наряду с базальтоидами нормального ряда широко развиты также субщелочные и щелочные их разновидности. К югу эти породы редуцированы и размыты. Однако сохранились, принадлежащие к данной формации и пространственно связанные со всеми свитами верхнемеловой толщи этого региона, многочисленные экструзивные и субвулканические тела, в основном, среднего и кислого состава.

Вулканиды этой серии в целом создают непрерывный дифференцированный ряд со слабой тенденцией к бимодальности. В них, при общей высокой щелочности, ее повышение происходит за счет  $K_2O$ , что сближает их с шошонитовыми сериями. Однако по высокому содер-

жанию  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , а также по соотношению этих окислов они сходны с вулканическими сериями континентальных рифтов и с подобными им структурами зон сквозькорых разломов, разграничивающих блоки коры разной консолидации (Г.Надареишвили, 1999).

#### Палеогеновые вулканические серии

Основной областью проявления палеогенового вулканизма субдукционного типа в Грузии является Аджаро-Триалетская зона, которая почти полностью сложена среднеэоценовыми, в меньшей степени позднеэоценовыми вулканогенно-осадочными толщами разного фациального и вещественного состава, формационной принадлежности и мощности.

Возраст вулканизма охватывает интервал времени средний-поздний эоцен (П.Гамкрелидзе, 1949), хотя местами возрастная граница опускается до верхов раннего эоцена, местами же, согласно некоторым авторам (Адамия и др., 1974), нижняя граница охватывает также палеоцен, а верхняя – олигоцен. Авторы данной статьи это мнение не разделяют.

В Аджаро-Триалетской зоне среднеэоценовая мощная вулканогенно-осадочная толща сложена преимущественно вулканокластическими породами, лавами, часто подушечного строения, вулканогенно-осадочными и осадочными породами разного типа. Среди вулканитов доминируют базальтоиды. Породы среднего и кислого состава встречаются реже.

По формационной принадлежности в Аджаро-Триалети выделяются две серии пород. Первая из них представляет субщелочную трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовую серию, в которой доминируют основные члены. Она развита по всей Аджаро-Триалети, за исключением ее северо-западной части, где наряду с породами субщелочного ряда наиболее широко представлены щелочные разновидности, которые ниже рассматриваются в составе вулканитов внутриплитного типа.

Породы субщелочного ряда по вертикали и латерали часто замещаются породами нормальной щелочности с известково-щелочным уклоном. Они часто встречаются и совместно. Среди пород рассматриваемой серии наиболее широко развиты оливиновые базальты и трахибазальты. Трахиандезитобазальты, трахиандезиты и трахириолиты встречаются реже. Последние часто встречаются в южной части Месхети (Татишвили, 1969) совместно с вулканитами трахидацитового (делленитового), риодацитового и риолитового состава нормальной щелочности. Базальты характеризуются широкими вариациями кремнекислотности, магнизиальности, щелочности и являются нефелиннормативными.

Продукты позднеэоценового вулканизма представлены ассоциацией высококалийевых пород шошонитовой серии и известково-щелочных роговообманковых андезитов. По составу породы соответствуют субщелочным базальтам, оливиновым трахибазальтам (шошонитам), пироксеновым, биотитовым и роговообманковым трахиандезитам (породы типа латитов), биотитовым и роговообманковым делленитам (банакитам), андезитам с повышенным содержанием  $K_2O$ . Среди этих пород преобладают среднекислые члены. Базальтоиды играют подчиненную роль и в отличие от среднеэоценовых характеризуются низкой магнизиальностью (Лорджипанидзе, Г.Надареишвили, 1978).

Таким образом, суммируя вышеизложенное, следует подчеркнуть, что среднеэоценовый вулканизм обнаруживает большое сходство с молодым и современным вулканизмом активных рифтовых зон.

Но наряду с этим сходством имеются и существенные геохимические различия, в первую очередь выраженные в содержаниях  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Zr$ . В отличие от вулканитов континентальных рифтов, где наряду с повышением щелочности наблюдается обогащение базальтоидов  $Ti$ , и геохимически тесно с ним связанными  $Nb$  и  $Zr$ , в базальтах окраинных и интрадуговых бассейнов, так же, как и в Аджаро-Триалетской зоне, с изменением щелочности содержание этих элементов варьирует незначительно и остается низким даже в породах с максимально высоким содержанием  $K_2O$ . По мнению М.Б.Лорджипанидзе (1980), постоянно низкое содержание  $Ti$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ , в общем более интенсивное обогащение  $K_2O$ , крупноионными литофилами и  $H_2O$  сближает щелочно-базальтовый магматизм окраинных и интрадуговых бассейнов и в том числе Аджаро-Триалетской зоны, с шошонитовым вулканизмом островных дуг, и возможно обусловлено единым механизмом магмообразования в пределах активной континентальной окраины.

Что же касается продуктов позднеэоценового вулканизма Аджаро-Триалети, то они представляют собой ассоциацию пород шошонитовой серии с известково-щелочными андезитами, характерными для зрелых островных дуг и активных окраин континентов (Лордкипанидзе, Г.Надареишвили, 1978; Лордкипанидзе, 1980).

На Артвинско-Болнисской глыбе, вблизи ее сочленения с Аджаро-Триалетской зоной, в ущ.р.Алгети в палеоцен-нижнеэоценовых флишеподобных отложениях залегает мощная (200-300м) пачка т.н. “дацитовых брекчий” (Г.Дзоценидзе, 1948). Она сложена брекчиевыми лавами и вулканическими брекчиями с редкими прослоями аргиллитов и граувакковых песчаников. Вулканисты, согласно Г.А.Микадзе (1969), соответствуют роговообманковым дацитам. Судя по существующим химическим анализам мы считаем, что среди пород этой пачки, наряду с дацитами и базальтами, присутствуют также андезибазальты, андезиты, риодациты и риолиты. Они создают непрерывный известково-щелочной ряд (базальт-андезит-риолит) нормальной, калиево-натриевой щелочности.

В отличие от этого на перифериях Локского массива среднеэоценовая вулканогенно-осадочная толща приобретает широкое развитие и сложена лавовыми покровами, часто подушечного строения, вулканическими брекчиями и туфами, чередующимися с вулканосадочными и осадочными отложениями (Чечелашвили, Беридзе, 1965). Она по составу делится на две части. Нижняя часть, мощностью 900-1500 м, сложена вулканистами основного и среднего состава, среди которых встречаются как субщелочные трахибазальты и трахиандезибазальты, так и нормально-щелочные двупироксеновые базальты и андезибазальты, пироксеновые и роговообманковые андезиты (Лордкипанидзе, Г.Надареишвили, 1978). Что же касается верхней части толщи, мощн. 600-1200 м, то она, в отличие от нижней, сложена вулканистами дацитового, андезидацитового, риодацитового состава, в нижней части которых встречаются вулканисты андезитового состава. Среди этих пород наиболее широко развиты породы нормальной щелочности калиево-натриевого типа, хотя в наиболее кислых разновидностях наряду с ними присутствуют также субщелочные трахириодациты с повышенным содержанием  $K_2O$ .

Таким образом, на Артвинско-Болнисской глыбе в палеоцене, раннем и среднем эоцене сформировалась последовательная базальт-андезит-риолитовая серия с гомодромным ходом дифференциации (Локский массив). Геохимические особенности пород этой формации позволяют отнести их к островодужным известково-щелочным сериям, а в некоторых ее членах повышенная щелочность, при повышении содержания  $K_2O$ , придает всей серии шошонитовую природу.

### **Интрузивный магматизм субдукционного типа**

Байкальские мантийные натровые гранитоиды  
энсиматической незрелой островной дуги

К наиболее древним интрузивным породам субдукционного типа относятся: *металлагиогнейсы Бешты и горы Каменистой*, исключительно с безкалиевыми минералами, включенные в метаморфиты Аджарской и Лаштракской тектонических пластин Лабинского метаморфического комплекса, шарьированные и метаморфизованные совместно с ними (Шенгелиа и др., 1989) в условиях ставролитовой фации кианитового барического типа. Они принадлежат габбро-плагиогранитной серии. В габбро-плагиогранитную серию А.В.Окросцваридзе (1995) включены также *гранитоиды горы Згимазук* Верхней Сванети. Толеитовый протолит габбро-плагиогранитной серии Бешты, Каменистой и Згимазук генерируется в субдуцирующей океанской коре, конечный член же серии соответствует гранитоидам типа I. К древним гранитоидам этого же типа принадлежат также *кварцево-диоритовые ортогнейсы Дзирульского кристаллического массива* (возраст протолита по U/Pb методу –  $747_{-70}^{+100}$  млн. лет; Bartnitsky et al., 1990), которые можно отнести к энсиматической незрелой островной дуге и считать сформировавшимися в процессе субдукции во внутриокеанских условиях без участия континентального материала. Их следует отнести к мантийно-островодужной МI группе, отвечающей типу М по Питчеру. Кварцево-диоритовые гнейсы испытали позднебайкальский (раннекаледонский ?) региональный метаморфизм в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и судетский – в условиях зеленосланцевой фации (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001).

## Кембрийские метагаббро, метадиабазы и амфиболовое габбро Дзирульского кристаллического массива

Регионально- метаморфизованные и рассланцованные габбро, габбро-диабазы и диабазы отнесены к метабазитам третьей генерации Дзирульского массива (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001). К этим же базитам относится амфиболовое габбро с.Цхетис-Джвари, которое можно считать малоглубинным субвулканическим образованием известково-щелочной серии. В процесс его формирования, наряду с мантийными, были вовлечены и компоненты древней континентальной коры, т.к. первичное изотопное отношение  $\epsilon_{Nd_{600}}=1,2$  этих пород заметно ниже таковых для известково-щелочных серий, сформированных на океанском основании (Закариадзе и др., 1998). (Минеральная изохрона, полученная для амфиболового габбро Цхетис-Джвари  $T - 607 \pm 78$  млн.лет  $\epsilon_{Nd_{исх}}=1,2$ ). В результате позднебайкальского (или раннекаледонского) и позднегерцинского регионального метаморфизма метабазиты третьей генерации, помимо разгнейсования, испытали неоминерализацию и метаморфическую дифференциацию в температурном интервале: хлоритовая субфация – фация биотит-мусковитовых гнейсов.

К этой группе метабазитов нами условно отнесены амфиболиты Горабского выступа кристаллического фундамента в пределах южного склона Большого Кавказа.

### Позднекембрийская и позднедевонская(?) габбро-кварцево-диоритовая серии

*Габбро – габбро-диорит – диорит – кварцево-диоритовая дифференцированная серия ущ. рр.Гезрула и Дедаберасцкали* отнесена к базитам четвертой генерации Дзирульского кристаллического массива (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001). Эта позднекембрийская толеитовая серия магматитов сформирована в верхней части мафического слоя земной коры и частично ассимилирована материалом преимущественно кварцево-диоритовых гнейсов сиалического слоя. Минеральные парагенезисы магматической стадии пород серии –  $Nbl_{бур} + Pl^{50-70} \pm Crx$ ,  $Nbl_{бур-зел} + Pl^{40-50} \pm Bt$ ,  $Nbl_{зел} + Pl^{35-45} \pm Bt \pm Qtz$ . Породы этой серии местами подверглись низкотемпературной переработке под влиянием позднегерцинских постметаморфических гранитов.

Образования *диорит – кварцевых диоритов ущ. р.Клыч (Горная Абхазия, Перевальная подзона)* предшествовали бретонскому региональному метаморфизму. Они рассматриваются либо как низкокальциевые магматиты мантийного происхождения (Сомин "Петрология метаморфических..." 1991), либо как формировавшиеся в энсиматической зоне непосредственно над субдуцирующей океанской корой. Роговообманковые габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты р.Клыч подверглись региональному метаморфизму в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов (Шенгелиа, Кецховели, 1982). U-Pb методом датированы цирконы клычских ортогнейсов (Бибикова и др., 1991) – конкордантный возраст соответствует 320 млн.лет.

### Позднебайкальская (раннекаледонская ?) кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовая серия

Нормально-щелочные гранитоиды этой серии Дзирульского массива, с минеральным парагенезисом магматической стадии –  $Pl^{25-40} + Bt + Qtz \pm Ksp$ , формировались при интенсивной плагиомигматизации докембрийского плагиогнейсово-плагиомигматитового комплекса в результате проявления позднебайкальского или раннекаледонского этапа регионального метаморфизма (с U/Pb возрастом  $491^{+91}_{-36}$  млн. лет; Bartnitsky et al., 1990) и могут относиться к S типу гранитов (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001). В судетскую фазу тектогенеза, под влиянием постметаморфических калиевых гранитов, породы этой серии подверглись микроклинизации, мусковитизации и гидротермальной переработке.

### Позднедевонские гнейсовидные кварцевые диориты

Они представляют собой древнейшие автохтонные образования Локского массива. По цирконам этих кварцевых диоритов U/Pb методом получена позднедевонская цифра -370 млн. лет (Bartnitsky et al., 1990). Гнейсовидные кварцевые диориты по химическому составу соответ-

ствуют гранитоидам калиево-натриевой серии, а по целому ряду признаков относятся к смешанному – мантийно-коровому типу.

#### Раннегерцинские натрий-калиевые гранитоиды

Эти породы развиты в инфраструктуре Эльбрусской подзоны Главного хребта (Верхняя Сванетия, восточная часть Горной Абхазии) и сложены плагиогранитами, плагиогранодиоритами, гранодиоритами и их гнейсовыми разностями. Эти синметаморфические гранитоиды формируются в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и отчасти биотит-силлиманит-калишпатовой в результате выборочного плавления преимущественно мощных метатерригенных осадков и принадлежат к гранитам S типа. К-Ar возраст этих гранитоидов - 355-370 млн.лет.

#### Позднегерцинские (судетские) гранитоиды калиевой серии

Крупные выходы этих пород наблюдаются на Большом Кавказе (Эльбрусская подзона Главного хребта) в Дзирульском, Храмском и Локском кристаллических массивах. Фрагменты этих гранитоидов наблюдаются также в пределах современной складчатой системы Южного склона Большого Кавказа (Ацгарский и Ненскринский выходы). Формирование этих постметаморфических, корово-анатектических гомогенных (эвтектоидных) гранитоидов S типа связано с процессом тектонического расслоения (сдвигания) земной коры (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001). Они по геодинамическим условиям формирования относятся к гранитоидам группы T (утолщения земной коры) (Шенгелиа, 1998). К калиевой серии герцинских гранитоидов относятся также порфириовидные гранитоиды Рквийской интрузии (Дзирульский массив), формировавшиеся в более глубокой части третьего “инверсионного” сиалического слоя и являющиеся более ранним образованием, нежели гомогенные (эвтектоидные) граниты этого же массива (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001). К-Ar возраст пород этой серии – 306-342 млн.лет.

#### Позднегерцинские (судетские) гранитоиды натриево-калиевой серии (Сакенская, Агесская и др. интрузии)

Выходы пород кварцево-диорит-плагиогранитовой серии Перевальной подзоны приурочены к гвандринской свите и клычской тектонической пластине буульгенского комплекса. Эти постметаморфические магматиты формируются в нижних частях буульгенского комплекса и, в основном, в находящихся под ними более глубоких мафических горизонтах. По петрологическим параметрам устанавливается как толеитовый тип распределения, так и андезитовый, что указывает на различные источники материала в процессе образования серии (Окросцваридзе, 1995). По данным этого автора генерация магмы обусловлена действием переплавленного материала и теплом субдукционной зоны, что вызвало парциальное плавление субстрата, ассимиляцию, контаминацию и формирование гибридных ассоциаций пород. В период формирования серии в системе отмечались низкий потенциал воды и сравнительно низкое общее давление. Магматиты кварцево-диорит-плагиогранитовой серии соответствуют гранитоидам I типа. Их образование обусловлено тектонической расслоенностью земной коры и по геодинамической обстановке формирования относятся к гранитоидам группы U (разгрузки) (Шенгелиа, 1998).

#### Ранне- и среднеюрский(?) базит-ультрабазитовый комплекс

*Дзирульский кристаллический массив.* Формирование исходной магмы пироксен-рогово-обманкового габбро этого массива происходило в верхней мантии и, возможно, в "коровом астенослое" и предшествовало проявлению вулканизма байосского времени. К-Ar возраст породы в пределах 160-230 млн.лет. Генерированная в верхней мантии высокотемпературная низкокалиевая магма ультраосновно-основного состава, в результате взаимодействия с третьим инверсионным (сиалическим) слоем земной коры, образует гибридную магму, внедряется в верхние слои и застывает на глубине порядка 7-10 км, где на заключительной стадии магматического процесса пропитывается выплавленным в сиалическом слое лейкократовым

кварц-полевошпатовым материалом (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2001)<sup>1</sup>. Состав последнего, по данным Л.Г.Шубитидзе, в зависимости от интенсивности взаимодействия с протолитом габбро, варьирует от лейкосиенита до щелочного лейкогранита.

*Джаловчатская габброидная интрузия (Горная Абхазия, Перевальная подзона)*. По мнению Г.Л.Чичинадзе (1978) Джаловчатский интрузив имеет среднеюрский возраст, так как своей массивной текстурой он отличается от доюрских основных и ультраосновных пород района, а его жильные дериваты секут смятие в складки палеозойские плагиограниты (О.Ш.Надареишвили считает этот интрузив доюрским). Аргоновый возраст роговой обманки из габбро-пегматитов Джаловчатского интрузива -  $176 \pm 12$  млн.лет. Интрузив сложен, в основном, роговообманковым габбро; подчиненную роль играют роговообманковые габбро-нориты и нориты. Широко развиты жилы габбро-пегматита, анортозита и микрогаббро. По данным Г.Л.Чичинадзе (1978), кристаллизация протолита Джаловчатской интрузии происходила при температуре в пределах поля стабильности пироксенов и выше границ устойчивости роговой обманки. Он же предполагает, что пространственная близость, толеитовая природа габброидов и частично байосской спилит-диабаз-порфиритовой формации указывают на их генетическую связь. Породы Джаловчатского интрузива формировались на ранних этапах кристаллизации богатой водой байосской базальтовой магмы, аналогично с протолитом калишпатового габбро Дзирульского массива, в верхней мантии и, возможно, в "коровом астенослое". Первая фаза становления интрузива представлена нормальными габбро и габбро-норитами. Однако в этой же фазе, в результате возрастания  $R_{H_2O}$  вместо пироксенов кристаллизуется роговая обманка. Ритмическое чередование габбро-пегматитов и анортозитов связано с изменением давления воды.

*Ультрабазиты ущ. р.Гвандра (Горная Абхазия, Перевальная подзона)*. Выходы ультрабазитов, с интрузивными контактами с гвандринской свитой и клычской пластиной буульгенского комплекса, наблюдаются в истоках р.Гвандра (правый приток р.Кодори). В состав этих постметаморфических массивных ультрамафитов входят перидотиты, дуниты, пироксениты и горблендиты. По мнению некоторых исследователей (Джавахишвили, Чичинадзе), они не затронуты процессами регионального метаморфизма, что, наряду с другими геологическими данными, указывает на их среднеюрский возраст. Авторы предполагают синхронность ультрабазитов ущ. р.Гвандра и габброидов Джаловчатского интрузива.

#### Среднеюрские интрузии Большого Кавказа

*Горабско-Келасурский интрузивный комплекс* объединяет Горабский и Келасурский многофазные интрузии и габбровые и гранитные однофазные интрузии Центральной Абхазии (ущ. р.Гумиста, верховья р.Келасури, верш. Чумкубза и др.). Горабско-Келасурский интрузивный комплекс представлен полной серией магматических пород, образованных в следующей последовательности: пироксенит, габбро, диорит (кв. диорит), гранит, гранит-порфир, аляскит, гранитовый аплит и пегматит. По изотопному соотношению стронция габбровая магма должна иметь мантийное происхождение, но чуть повышенное значение этого соотношения указывает на ассимиляцию корового материала. Пироксениты являются дифференциатами габбровой магмы. Вопрос образования диоритов является проблематичным. Гранитовая магма - корового происхождения и выплавлена под воздействием тепла габбровой магмы. Гранитовая магма претерпела дифференциацию, продукты которой представлены аляскитами, аплитами и пегматитами. Габбро и пироксениты относятся к толеитовому, а средние и кислые породы - к известково-щелочному типу.

По геологическим и изотопным данным Горабско-Келасурский интрузивный комплекс датируется средней юрой. Среднее значение  $42 \text{ K-Ar}$  и  $\text{Rb-Sr}$  возрастных данных равно  $166,2 \pm 3$  млн.лет (Дудаури и др., 1999).

*Кирарско-Абакурский интрузивный комплекс* объединяет Кирарский, Абакурский, Дизский, Джорквальский и Мананаурский интрузии. В этом комплексе также представлена полная серия магматических пород за исключением гранитовых пегматитов. Последовательность образования пород следующая: пироксениты и перидотиты, габбро, граниты и аплиты. Пирок-

<sup>1</sup> Приведенное мнение о генезисе и возрасте пироксен-роговообманкового габбро Дзирульского массива один из авторов настоящей статьи – О.З.Дудаури не разделяет (см. ниже стр.146 – "Основные закономерности развития среднеюрского интрузивного магматизма Грузии").



сениты и перидотиты являются дифференциатами габбро. В Абакурском интрузиве наблюдается небольшое проявление второго члена дифференциации – анортозита. По изотопному соотношению стронция габбровая магма имеет мантийное происхождение с признаками ассимиляции корового материала. Из продуктов дифференциации гранитовой магмы встречаются лишь маломощные дайки аплитов. Ультрамафиты и основные породы Кирарско-Абакурского интрузивного комплекса относятся к толеитовому типу, а средние и кислые – известково-щелочному. Кирарско-Абакурский интрузивный комплекс датирован средней юрой К-Аг методом по биотитам. Среднее значение 5 возрастных данных равно  $169 \pm 3,6$  млн.лет.

В Санчарско-Бзыбском интрузивном комплексе объединяются Санчарский и Бзыбский интрузивы. В строении Санчарского интрузива в основном принимают участие диориты и кварцевые диориты. Здесь сильно проявлены процессы гранитизации и поэтому встречаются гранодиориты и даже граниты. В подчиненном количестве встречаются пироксениты, перидотиты и габбро, которые образуют небольшие участки, а также ксенолиты в диоритовых породах. Бзыбский интрузив целиком построен гранитами. Здесь процессы дифференциации не наблюдаются, но широким распространением пользуются кислые жильные породы. Последовательность образования пород и их петрогенетические свойства должны быть аналогичными вышеотмеченным двум комплексам. Основные породы – толеитовые, а кислые – известково-щелочные. Изотопный возраст гранитоидов этого комплекса –  $175 \pm 5$  млн.лет, что указывает на их среднеюрский возраст (Дудаури и др., 1999).

В Эцери-Мулахский интрузивный комплекс объединяются Ушба-Эцерская интрузия и Бангурианский, Серский и Квитлодский интрузивные тела небольших размеров. Этот комплекс отличается от вышеотмеченных. Здесь основные породы представлены недифференцированными диабазами, диабаз-порфиритами и редко габбро-диабазами. Средние породы резко подчинены. Гранитовая магма так же не претерпела дифференциации. Из-за широко развитых процессов гибридизма выделяются несколько разновидностей гранитов. Следует предположить, что диабазовые породы - мантийного происхождения, а граниты - корового. Изотопный возраст диабазов этого комплекса равен  $170 \pm 5$  млн.лет, а микропегматитовых гранитов –  $181 \pm 7$  млн.лет (Дудаури и др., 1999).

*Кардывачский* интрузив аналогичен Ушба-Эцерскому интрузиву.

В двух последних комплексах основные породы, как правило, толеитовые, но отмечаются и известково-щелочные, что, вероятно, можно объяснить гранитизацией диабазовых пород. Кислые породы имеют известково-щелочную природу. Опубликованы разные возрастные значения по валовым пробам пород Кардывачского интрузива. Мы считаем более правильным значение, полученное по баркевикиту из щелочных гранитов –  $174 \pm 12$  млн.лет (Борсук, 1979) и  $166 \pm 2$  млн.лет по биотиту (Дудаури и др., 1999).

#### Среднеюрские интрузии Дзирульского и Локского массивов

*Хевско-Чалванский* интрузивный комплекс, в который входят Рикотская (по мнению О.З.Дудаури), Хевская и Чалванская интрузии, представлен полной серией магматических пород и по ряду признаков схож с Горабско-Келасурским комплексом. Последовательность формирования Хевско-Чалванского интрузивного комплекса, подобно среднеюрским комплексам Южного склона Большого Кавказа, можно представить следующим образом: пироксениты, габбро (Рикотская интрузия), диориты (кв. диориты, гранодиориты), граниты, гранитовые аплиты и пегматиты. Дифференциация основной магмы здесь до конца не доходит – пироксениты в Рикотской интрузии четко не выделяются. Дифференциация гранитной магмы выражается в наличии многочисленных даек и жил аплитов и пегматитов. Основная магма - мантийного происхождения, а кислая – корового, хотя коровое происхождение кислой магмы изотопным соотношением стронция однозначно не подтверждается. Основные по составу породы - толеитовые, кислые – известково-щелочные. Геологические и изотопные данные датируют этот комплекс средней юрой. Среднее значение К-Аг и Rb-Sr возрастных данных равно  $169 \pm 4$  млн.лет.

*Локско-Поладаурский* интрузивный комплекс приурочен к Локскому массиву. В этот комплекс входят Локская, Поладаурская, Джандарская и Дамблудская интрузии. Все они предс-

тавлены роговообманково-биотитовыми порфировидными гранитоидами, секущимися аплитовыми жилами. Габбровые породы представлены в виде жил (Г.Вашикидзе, 1999).

*Дайковый комплекс Юго-Восточной Грузии.* В этом комплексе объединяются многочисленные жильные и дайковые тела, приуроченные к верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии. Установлено, что альбитофиры без кварца секутся альбитофирами, содержащими фенокристаллы кварца, но разобщение их во времени вряд ли возможно. По химическому составу эти породы относятся к субщелочным и известково-щелочным сериям. К-Аг изотопные данные (74-87 млн.лет) доказывают их позднемеловой возраст (Дудаури и др., 1990).

#### Эоценовые интрузии Аджаро-Триалетской зоны

Интрузии Аджаро-Триалети прорывают палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи на разных уровнях и представлены в основном субвулканическими телами и небольшими штоками габбро-эссекситов, габбро-монцонитов, монцонитов, кварцевых диоритов, сиенитов, монцо-сиенитов, щелочных сиенитов. По минеральному составу, петро- и геохимическим особенностям они проявляют большое сходство с эффузивами и локализованы в вулканических центрах, и поэтому рассматриваются как неглубокие корни палеогеновых вулканов, формирование которых синхронно вулканической деятельности (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1968; Г.Надареишвили, 1974). К ним относятся относительно крупные Дзамская, Зекарская, Супсинская, Мерисская, Намонастревская и Вакисджварская интрузии.

*Дзамская* интрузия обнажается в верховье р.Сатердзе. Породы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами и сиенит-диоритами. Эти породы секутся многочисленными жилами габбрового и диоритового состава.

*Зекарская* интрузия расположена в центральной зоне Аджаро-Триалети. В его строении принимают участие оливиновые габбро, габбро-пироксениты, биотитовые габбро, габбро-диориты, диориты и аплиты (М.Кекелия, 1972).

*Супсинская интрузия* расположена в верхнем течении р.Супса и представлена анальцимовыми сиенитами.

*Мерисская* и *Намонастревская* интрузии расположены в Аджарии, вблизи с.Мериси. Они представлены щелочными породами: сиенит-диоритами, сиенитами, монцонитами и граносиенитами.

*Вакисджварская интрузия* расположена у с.Вакисджвари. Породы представлены сиенитами и сиенит-диоритами.

#### Магматизм внутриплитного типа

#### Эффузивный магматизм внутриплитного типа

#### Верхнеюрские вулканические серии

Позднеюрский вулканизм внутриплитного типа проявился на территории современной Колхидской впадины и сопутствовал процессу зарождения и развития позднеюрского внутридугового континентального Черноморско-Колхидского рифта, погребенного под мощным чехлом мезо-кайнозоя. Верхнеюрские вулканы представляют собой трахибазальтовую серию с тенденцией контрастной дифференциации, сложенную в основном оливиновыми трахибазальтами и базальтами, а также трахитами. Сравнительно редко встречаются оливиновые трахиандезиты и трахиандезиты и лейцитовые базаниты и пикрибазальты. Вопросам вулканизма этого времени посвящена специальная статья Г.Ш.Надареишвили в данном сборнике, поэтому они здесь детально не рассматриваются.

#### Верхнемеловые вулканические серии

В мелу вулканизм внутриплитного типа проявился на Грузинской глыбе и был сопряжен с локальным растяжением и деструкцией коры в той части Рионской впадины, которая в поздней юре была областью рифтогенеза и проявления внутриплитного субщелочного вулканизма.

Продуктом вулканической деятельности, охватывающей турон-сантонское время, является свита “мтавари” (мощн. 300-850 м), сложенная многократным чередованием карбонатных отложений с лавовыми покровами, вулканическими брекчиями, туфами и

туффитами пикрит-базальтов, оливиновых анальцимовых базальтов и трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахитов, реже нефелиновых фонолитов. Среди них наиболее широко развиты базальтоиды, хотя местами свита представлена чередованием трахит-трахиандезитовых туфов с покровами пикрит-базальтов (Г.Дзоцендидзе, 1948; Гугушвили, 1968).

Субвулканическими образованиями этого времени являются дайки и силлы тешенитов, камптонитов, мончикитов и оливиновых анальцимовых базальтов (Схиртладзе, 1942; Г.Дзоцендидзе, 1948).

Породы рассматриваемой свиты по аналитическим данным представляют собой высоко-титанистую субщелочную серию с калиево-натриевой щелочностью, хотя крайние ее члены (пикрит-базальты и фонолиты) характеризуются четко выраженной щелочной природой. Согласно О.З.Дудаури с соавторами (1989), в тешенитах изотопный состав указывает на мантийное происхождение этих пород, при минимальном участии корового вещества. Следовательно эти же выводы правомочны и в отношении пород свиты "мтавари," корневыми зонами и полными комагматитами которых они и являются (Г.Надареишвили, 1999). Таким образом, рассмотренная трахибазальтовая серия является внутриплитным образованием, характерным для молодых и современных континентальных рифтов и подобных ему структур.

#### Среднеэоценовые вулканические серии

К эффузивным образованиям внутриплитного типа относятся породы щелочной серии северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны. Они, создавая последовательно дифференцированную серию пород – трахибазальт-трахит-фонолит, представлены оливиновыми базальтами и калибазальтами, лейцитовыми базанитами и тефритами, лимбургитами и авгититами, трахитами, лейцитовыми и нефелиновыми фонолитами (Г.Надареишвили, 1974). Щелочные базальтоиды характеризуются высокой магнезиальностью и резко выраженным калиевым характером ( $K_2O \geq Na_2O$ ). Они составляют до 90% всей массы пород этой серии.

С запада на восток в породах рассматриваемой серии все чаще встречаются породы субщелочного, реже – известково-щелочного ряда. В дифференциальном же ряду четко выделяются две ветви: одна с умеренным накоплением щелочей, что приводит к образованию трахитов, а для другой характерно резкое возрастание суммарной щелочности с повышением кремнекислотности и образованием фонолитов (Лордкипанидзе, Г.Надареишвили, 1978).

#### Неоген-четвертичные вулканиды

Вулканиды внутриплитного типа этого возраста развиты в пределах вулканической провинции Грузинской глыбы: в Имерети, Северной Гурии и Самачабло.

Вулканические образования данного периода формируются в течение двух магматических циклов: а) позднемиоцен-раннеплиоценового и б) позднеплиоцен-раннеплейстоценового.

Позднемиоцен-раннеплиоценовый цикл вулканизма имеет ограниченные масштабы проявления и фиксируется в пределах Ванат-Квасатали и Цхинвали.

Позднеплиоцен-раннеплейстоценовый цикл проявлен локально, в пределах Сачхере-Чиатурского района и Крез-Чимаси (Самачабло).

Вулканические образования рассматриваемой вулканической провинции представлены в основном субщелочными (К-Na типа) базальтами, оливиновыми базальтами, андезибазальтами и андезитами. Редко встречаются также оливин-анальцимовые базальты и анортотлазовые трахиты, а местами - щелочные базальты, в которых повышение общей щелочности происходит за счет  $K_2O$ .

От шошонитовых пород соседних областей Малого Кавказа щелочно-базальтовая серия Грузинской глыбы отличается повышенным содержанием  $TiO_2$ , преимущественно натровым типом пород, наличием глубинных мантийных включений (типа шпинелевых перидотитов). По всем этим признакам, по мнению М.Б.Лордкипанидзе (1980), эта серия тяготеет к щелочно-базальтовым ассоциациям континентальных рифтов.

#### Интрузивный магматизм внутриплитного типа

Позднемиоценовый щелочной гипабиссальный интрузивный комплекс

*Тешенитовый комплекс* Западной Грузии представлен тешенитами и сопутствующими жильными породами – эссекситами, камптонитами и мончикитами (Схиртладзе, 1942, 1943). Это надежно датированный К-Аг методом позднемиоценовой интрузивный комплекс. Полученные данные варьируют в пределах 80-100 млн.лет. Среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  измерений равно  $89,4 \pm 4,5$  млн.лет. По изотопному соотношению стронция в апатитах ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70381 \pm 22, 0,70382 \pm 21$ ) тешениты несомненно мантийного происхождения. По химизму они относятся к субщелочным и щелочным породам (Dudauri et al., 1990).

**Магматизм коллизионного типа**  
**Эффузивный магматизм коллизионного типа**  
Неоген-антропогеновые вулканические серии

Проявление коллизионного неоген-антропогенного вулканизма на Кавказе контролируется Транскавказским поперечным поднятием, которому на глубине соответствуют сквозькоровые разломы глубокого заложения. В пределах Грузии могут быть выделены вулканические провинции Большого Кавказа, Центральной Аджаро-Триалетии и Южной Грузии (южная часть Аджаро-Триалетской зоны, Артвинско-Болнисская и Локско-Карабахская зоны). Вулканизм этих провинций отличается многоэтапностью и большим разнообразием продуктов вулканических извержений. Вместе с тем, каждой из этих провинций, наряду с общими характерными чертами, присущи и индивидуальные особенности, связанные с особенностями их строения и истории геологического развития.

*В вулканической провинции Большого Кавказа* неоген-антропогеновый вулканизм охватывает широкий интервал времени от раннего плейстоцена до голоцена включительно. Эффузивы этого возраста распространены в вулканических сооружениях Кельского нагорья, Главного водораздельного хребта, а также в Казбекском вулканическом массиве.

Формирование пород вулканических комплексов этой провинции происходило в течение четырех магматических циклов: ранне-, средне- и позднеплейстоценового и голоценового. Петрографический состав вулканитов изменяется от базальтов до риолитов, наиболее распространенными из которых являются породы умеренно кислого (андезиты) и кислого (дациты) состава. В петрохимическом отношении вулканиты принадлежат к известково-щелочным нормально и высококалиевым сериям с отчетливой натриевой спецификой.

В пределах *Аджаро-Триалетской вулканической провинции* продукты неоген-антропогенового вулканизма распространены лишь в центральной ее части – на территории Боржомо-Бакуриани. В возрастном отношении они объединяются в один – позднемиоцен-ранне (средне) плейстоценовый магматический комплекс. К более древним (позднеплиоценовым) вулканическим образованиям относятся породы Дабадзельского плато и сопредельной с ним территории. Состав вулканитов меняется от долеритов до андезитов при преобладании андезибазальтов. По химическому составу они соответствуют нормальному известково-щелочному ряду пород с калиево-натриевой спецификой. Ранне (средне) плейстоценовый вулканизм широко представлен в пос.Бакуриани и его окрестностях. По составу они целиком соответствуют андезитам, а по петрохимическим характеристикам – породам известково-щелочной серии, однако некоторые андезиты проявляют близость к вулканитам толеитовой серии.

*Вулканическая провинция Южной Грузии* включает два крупных вулканических района: Эрүшет-Арсинский и Джавахетский. Вулканизм охватывает интервал времени от позднего миоцена до позднего плейстоцена включительно. Становление магматических комплексов связано с тремя магматическими циклами: а) с позднемиоцен-раннеплиоценовым, б) с позднеплиоцен-ранне(средне)плейстоценовым и в) с позднеплейстоценовым.

Вулканиты позднемиоцен-раннеплиоценового магматического цикла известны в геологической литературе под названием гюдердзской свиты. По литологическому составу свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – туфообломочную и верхнюю – эффузивную. Вулканиты данного цикла наиболее широко представлены в западной части зоны. Ими сложены Эрүшетское нагорье, Арсинский хребет, Персатское плато и часть Ахалцихской депрессии. В пределах Джавахетского нагорья вулканиты широко развиты на Самсарском хребте, а на Джавахетском и на Ниаласкурийском хребтах имеют весьма небольшое площадное распространение. Вулканические образования отличаются пестротой петрографического сос-

тава и включают вулканические породы от базальтов до риолит-обсидианов. Среди них наиболее широко развиты андезиты и дациты. Согласно принятой петрохимической классификации, вулканы почти целиком соответствуют известково-щелочным породам нормального ряда щелочности.

Вулканические образования позднеплиоцен-ранне(средне)плейстоценового магматического цикла известны в геологической литературе под названием ахалкалакской свиты. Породы этого цикла имеют широкое развитие лишь в пределах восточной части зоны – на территории Джавахетского нагорья. Ими сложены Ахалкалакское, Цалкинское и Гомарет-Дманисское плато, а также Джавахетский хребет. Более ограниченно представлены они на Самсарском хребте. Продукты вулканических извержений представлены долеритами, базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами. Среди них доминируют долериты и андезибазальты. По химическим особенностям вулканы относятся в основном к известково-щелочной серии, за исключением долеритов, которые отвечают субщелочному калиево-натриевому типу пород.

Позднеплейстоценовый магматический цикл завершает магматическую историю вулканической провинции Южной Грузии. Этот цикл отличается значительным ослаблением вулканического процесса. В связи с этим для вулканизма этого периода очень характерна ограниченность масштабов. Он развит лишь локально, в пределах северо-западной части Ахалкалакского плато – в ущ. р.Куры и на Самсарском хребте. Петрографический состав пород соответствует долеритам и андезитам. По петрохимическим особенностям они отвечают известково-щелочным сериям пород с калиево-натриевой спецификой. Некоторые долериты отличаются повышенной щелочностью при общем преобладании натрия над калием.

### **Интрузивный магматизм коллизионного типа**

Плиоцен-четвертичные гранит-порфиры (Цана, Кароби, Бло)

*Цанская* (Сурунгальская) интрузия расположена в Нижней Сванети, в верховье р.Цхенисцкали. Она сечет отложения лейаса. В строении интрузива принимают участие в основном гранит-порфиры, а также гранодиорит-порфиры. По К-Аг методу получены следующие возрастные данные:  $4,15 \pm 0,2$  млн.лет (Борсук, 1979) и  $1,5 \pm 2,9$  млн.лет (Хуцаидзе, 1967). Несмотря на значительное расхождение цифр, они указывают на плиоцен-четвертичный возраст интрузии. Породы Цанской интрузии относятся к известково-щелочному ряду.

*Каробская* интрузия расположена в Верхней Раче, на левом склоне р.Чвешура, на хр. Кароби. Она сечет палеозойский кристаллический комплекс и лейасовые отложения. К ней приурочено молибденовое вкрапленное оруденение. Интрузия представлена гранит-порфирами. Возраст  $4,40 \pm 0,2$  млн. лет (Борсук, 1979), что указывает на ее раннеплиоценовый возраст.

Интрузия *Калква* (Калко, Бло) расположена в Хевсурети, в ущ. р.Бло. Это штоковидное тело сечет верхнелейасовые отложения. Интрузия представлена гранит-порфирами. К-Аг возрастные данные –  $1,60 \pm 0,15$  млн.лет - указывают на раннечетвертичный возраст интрузии. Гранит-порфиры относятся к известково-щелочному ряду.

### **Заключение**

Среди докембрийско-фанерозойских магматических комплексов Грузии выделяются океанский, субдукционный, внутриплитный и коллизионный геодинамические типы.

**К океанскому типу** магматитов, в пределах Большекавказского террейна (энсиматической островной дуги), относятся докембрийские амфиболиты клычской тектонической пластины зоны Главного хребта, а в пределах Черноморско-Центральнозакавказского террейна (микроконтинента с незрелой континентальной корой) тектонически перемещенные докембрийские серпентиниты и метагббро-амфиболиты Дзирульского массива и фрагмент серпентинит-метагббровой ассоциации Храмовского массива (фрагменты океанской коры Прототетиса). Наконец, в пределах Бейбурт-Севанского террейна (энсиматической островной дуги) к магматитам океанского типа относятся также тектонически перемещенные докембрийские метабазиты и “океанские граниты” Локского массива (фрагменты океанской коры Прототетиса).

Наряду с этим, к тому же типу магматитов в пределах мезозойского окраинного моря Большого Кавказа принадлежат натриевые базальты плинсбахско-раннетарского возраста Юж-

ного склона Большого Кавказа, аален-байосские толеитовые базальты хребта Чутхаро и вулканическая серия Чаухи, а также толеитовые базальты в аспидно-сланцевой толще лейаса-байоса в кристаллическом ядре Большого Кавказа.

**Магматизм субдукционного типа** проявлен в различных террейнах и субтеррейнах, представлявших в геологическом прошлом энсиматические и энсиалические островные дуги, окраинные моря и интрадуговые рифты.

К магматическим комплексам субдукционного типа относятся докембрийские плагиоамфиболиты и амфиболиты гвандринской свиты, нижнепалеозойские хлорит-амфиболовые сланцы и амфиболиты ладевальской свиты буульгенского комплекса, ниже-среднепалеозойские амфиболовые сланцы Лаштракской тектонической пластины и метавулканогенные породы Аджарской, Мамхурцевской и Дамхурцевской тектонических пластин Лабинского метаморфического комплекса. Сюда же входят плагиоамфиболиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы автохтонной инфраструктуры и Макерского тектонического покрова Эльбрусской подзоны Главного хребта.

В пределах Дзирульского массива к описываемому типу принадлежат докембрийские плагиоамфиболиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы в составе автохтонного гнейсово-мигматитового комплекса и актинолитовые, эпидот-амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы, метадиабазы и метапорфириты среднепалеозойского возраста Нинисской тектонической пластины. К магматитам субдукционного типа относятся также аллохтонные нижнепалеозойские по возрасту метаморфические сланцы Локского массива (первично вулканогенные и согласные тела основных и среднекислых пород).

К этому же типу магматитов относятся верхнепалеозойские кислые нормально-щелочные вулканы т.н. чиатурских кварцпорфиров и чешорской свиты Дзирульского массива, а также храмская свита в Храмском массиве.

К магматитам раннеюрского возраста субдукционного типа принадлежат синемюр-доме-рские базальт-андезит-риолитовая серия Центрально-Абхазского поднятия, синемюрские кислые вулканы Кахети, раннеюрская континентальная вулканогенная толща риолитовых туфов, риолитов и базальтов Дзирульского массива и вскрытые бурением под известняками тоара-раннего аалена риолитовые туфы и покровы восточной периферии Локского массива.

К среднеюрским вулканическим сериям этого типа относятся байосская порфиритовая (базальт-андезит-риолитовая) серия Гагрско-Джавской зоны, Грузинской глыбы и восточной периферии Локского массива, а также базальтовые и андезитовые туфы в батских листоватых сланцах Окрибы и базальты и кислые туфы батского возраста в пределах Локского массива. Здесь же развита верхнеюрская нормально-щелочная базальт-андезит-риолитовая серия и в подчиненном количестве субщелочные породы.

Меловой вулканизм субдукционного типа, представленный преимущественно базальт-андезит-риолитовой известково-щелочной серией, проявлен на Большом Кавказе, Грузинской глыбе и наиболее широко – в Аджаро-Триалетской зоне и Артвинско-Болнисской глыбе.

Основной областью проявления палеогенового вулканизма субдукционного типа является Аджаро-Триалетская зона (внутридуговой рифт), где преимущественно развита мощная серия субщелочных базальтов среднеэоценового возраста. Продукты позднеэоценового вулканизма представлены ассоциацией высококалийных пород шошонитовой серии.

На Артвинско-Болнисской глыбе развита последовательная базальт-андезит-риолитовая серия палеоцен – ранне-среднеэоценового возраста.

К интрузивным комплексам субдукционного типа принадлежат байкальские метаплагио-гнейсы Бешты и горы Каменистой, включенные в Лабинский метаморфический комплекс, гранитоиды горы Згимазук и кварцево-диоритовые ортогнейсы и кембрийские метагаббро, метадиабазы и амфиболовое габбро (базиты третьей генерации) Дзирульского массива. К этому же типу относятся позднекембрийские габбро – габбро-диорит - диорит-кварцево-диоритовая серия ущ. рр.Гезула и Дедаберисцкали (базиты четвертой генерации) Дзирульского массива, раннегерцинские (?) диорит-кварцевые диориты ущ. р.Клыч, позднебайкальская (раннекаледонская ?) кварцево-диорит – плагиогранит - гранодиоритовая серия Дзирульского массива, позднедевонские гнейсовидные кварцевые диориты Локского массива, раннегерцинские натрий-калийные гранитоиды инфраструктуры Главного хребта Большого Кавказа,

позднегерцинские (судетские) гранитоиды калиевой серии Большого Кавказа, Дзирульского, Храмского и Локского кристаллических массивов, а также гранитоиды натриево-калиевой серии (Сакенская, Агесская и др. интрузии) Перевальной подзоны Главного хребта.

К мезозойским интрузивным комплексам этого типа относятся раннеюрское калишпатовое габбро Дзирульского массива, среднеюрские – Джаловчатская габброидная интрузия и ультрабазиты ущ. р.Гвандра Перевальной подзоны Главного хребта, а также имеющие сложный состав Горабско-Келасурский, Кирарско-Абакурский, Санчарско-Бзыбский, Эцери-Мулахский интрузивные комплексы и Кардывачский интрузив. Сюда же входят среднеюрские Хевско-Чалванский (Дзирульский массив), Локско-Поладаурский (Локский массив) интрузивные комплексы и Болнисско-Дманисский субвулканический комплекс (альбитофиры) Артвинско-Болнисской глыбы.

К эоценовым интрузивам субдукционного типа принадлежат Дзамская, Зекарская, Супсинская, Мерисская, Намонастревская и Вакисджварская интрузии (преимущественно субвулканические тела), рассматриваемые как неглубокие корни палеогеновых вулканов.

Магматические эффузивные комплексы **внутриплитного типа** представлены верхнеюрской трахибазальтовой серией Колхидской впадины, верхнемеловой серией (свита "мтавари") Грузинской глыбы, среднеэоценовой щелочной вулканической серией северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны и неоген-четвертичными субщелочными базальтами, оливиновыми базальтами, андезибазальтами и андезитами вулканической провинции Грузинской глыбы (Имерети, Северной Гурии и Самачабло).

К интрузивным породам этого типа относится позднемеловой субщелочной и щелочной гипабиссальный (тешенитовый) комплекс Западной Грузии.

К магматическим комплексам **коллизионного типа** относятся неоген-антропогеновые эффузивы и интрузивы, приуроченные преимущественно к Транскавказскому поперечному поднятию. Это раннеплейстоценовые эффузивы (от базальтов до риолитов) Большого Кавказа (Кельское нагорье, Главный водораздельный хребет, Казбегский вулканический массив), позднемиоцен-ранне(средне)плейстоценовый вулканический комплекс (от долеритов и базальтов до андезитов) Аджаро-Триалети и вулканы Эрүшет-Арсинского и Джавахетского вулканических районов, представленные верхнемиоцен-нижнеплиоценовой гондердзской свитой (преимущественно андезиты и дациты), верхнеплиоцен-нижне(средне)плейстоценовые вулканы (преимущественно долериты и андезибазальты) Джавахетского нагорья, а также верхнеплейстоценовые долериты и андезиты северо-западной части Ахалкалакского плато.

К интрузиям коллизионного типа относятся плиоцен-четвертичные гранит-порфиры Цанской и Каробской интрузий и интрузии Калква (Бло).

### Литература

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С. и др. (1974). Геологическое строение Аджарии //Проблемы геологии Аджаро-Триалети. Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.44. С. 60-69.
- Беридзе М.А. (1983). Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез на примере раннеальпийских формаций Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.80. 182 с.
- Бибикова и др. (1991). U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта //Изн. АН СССР. Сер. геол. №9. С.23-34.
- Борсук А.М. (1979). Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука. 299 с.
- Варсимашвили Е.В. (1978). Некоторые вопросы литологии нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа (междуречье Арагви-Алазани) //Сообщ. АН ГССР. Т.90. №2. С.417-419.
- Вашакидзе Г.Т. (1999). Петрология и изотопная геохронология Локского массива. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 37 с.
- Гамбашидзе Р.А., Надареишвили Г.Ш. (1987). Строение и этапы становления верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии //Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. (Мат. V Всес. вулкан. симп.). Тбилиси: Мецниереба. С.152-170.



- Гамкрелидзе И.П. (1970). Тектоническое окно ущелья р.Ксани //Сообщ. АН ГССР.59.№3. С.613-616.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А. и др. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказе //Геотектоника. №5. С.23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М., Швелидзе Ю.У., Вашакидзе Г.Т. (1999). Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114. С.92-117.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры //Геотектоника. №1. С.60-72.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монографии. №2. 508 с.
- Гугушвили В.И. (1968). Меловой вулканизм Грузинской глыбы //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.17. 72 с.
- Гурбанов А.Г., Ханель М., Липпольд Г.И. и др. (1995). Петрогенезис и возраст пород макерской и буульгенской серий в зоне Главного хребта Большого Кавказа //Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Мат. VIII юбил. конф. по геол. и полезным ископаемым). Ессентуки. С.168-171.
- Джанелидзе Т.В. (1982). Юрский вулканизм Грузии (закономерности проявления, особенности состава и рудоносность). Автореф. д-р. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 51 с.
- Джанелидзе Т.В., Надареишвили Г.Ш. (1999). Мезозойский вулканизм Закавказской межгорной области и его индикаторная роль в геодинамике Кавказа //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. С.168-178.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый вулканизм Грузии. Монографии. №1. 407 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1964). Донеогеновый вулканизм //Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра. С.387-427.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. (1949). О наличии основной фации в нижнелейасовом эффузивном вулканизме Грузии // ДАН СССР. Т.65. С.683-692.
- Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т., Гоголадзе Д.П. (1990). К-Аг возраст некоторых субвулканических тел и рудных месторождений Квемо Картли (Юго-Восточная Грузия) //Сообщ. АН Грузии. Т.140. №3. С.553-556.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Бартницкий Е.Н. (1989). Калий-аргоновый возраст тешенитов Западной Грузии //Сообщ. АН Грузии. 134. №1. С.137-140.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.В. (1999). Региональные проблемы изотопной геологии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114.С.118-132.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. и др. (1995). Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация //Тез. докл. юбил. сесс. ГИН АН Грузии. Тбилиси: Мецниереба. С.29-30 (на груз.яз.).
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф. и др. (1998). Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплексов Дзирульского выступа Закавказского массива // Петрология. Т.6. №4. С.422-444.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива // Тр.ГИН АН ГССР. Минерал.-петрограф. сер. Т.3. С.33-79.
- Канчавели А.Л. (1970). Палеозойский и лейасовый кислый вулканизм Грузии. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 32 с.
- Канчавели А.Л. (1978). О альб-сеноманском вулканизме в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа // Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.50. С.80-83.
- Кекелия М.А. (1972). Геохимические особенности и петрология Зекарского массива (Грузинская ССР) // Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.28. 140 с.
- Купарадзе Д.М. (1990). Юрский вулканизм Юго-Восточной Грузии. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 31 с.
- Купарадзе М.Д., Беридзе М.А. (1989). Некоторые особенности юрского седиментогенеза восточной части Локского поднятия //Сообщ. АН ГССР. 135. №2. С.145-148.

- Ломизе М.Г. (1969). Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ. 220 с.
- Лордкипанидзе М.Б. (1980). Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.69.160 с.
- Лордкипанидзе М.Б., Надареишвили Г.Ш. (1978). Кайнозойский вулканизм Кавказа и Западных Карпат. Geologicke Prace. Spr.69. Bratislava. P.305-338.
- Микадзе Г.А. (1969). Палеогеновый вулканизм Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Тбилиси: Мецниереба. 88 с.
- Надареишвили Г.Ш. (1974). Эоценовый вулканизм Юго-Восточной Гурии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.44. С.37-51.
- Надареишвили Г.Ш. (1987). Тектонические условия проявления и эволюция мелового вулканизма Аджаро-Триалетской зоны //Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. (Мат. V Всес. вулкан. симп.). Тбилиси: Мецниереба. С.127-151.
- Надареишвили Г.Ш. (1999). Меловые вулканические формации Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. С.179-194.
- Надареишвили Г.Ш., Джанелидзе Г.В. (1987). Мезозойский вулканизм Закавказского срединного массива в связи с геодинамическими обстановками // Тез.докл.на сесс. – Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем (посвящ. 100-лет. со дня рождения В.Н.Лодочникова). Ереван: Изд-во АН АрмССР. С.23-26.
- Окроецваридзе А.В. (1995). Петрология герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа. Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 56 с.
- Рубинштейн М.М. (1967). Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии // Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 11. 237 с.
- Схиртладзе Н.И. (1942). Камптонит-мончикитовые жильные породы Кутаисского и Ткибульского районов // Сообщ. АН ГССР. Т.III. №8. С. 803-810.
- Схиртладзе Н.И. (1943). Тушенитовая формация западной Грузии // Тр.ГИН АН ГССР. Минер. и петрогр. сер. Т.1. 102с.
- Схиртладзе Н.И. (1960). Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива // ДАН СССР. Т. СXXX. №1. С.170-172.
- Схиртладзе Н.И. (1964). Верхний палеозой-триас // Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра. С.34-43.
- Схиртладзе Н.И., Мревлишвили Н.И. (1981). Тектонические условия преадагенского кислого вулканизма бассейна р.Арагви // Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба. С.98-103.
- Татишвили М.Г. (1969). Петрография и петрохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалцихско-Имеретинского хребта // Изв. геологич. общ-ва Грузии. Т.VI. Вып.1-2. С.52-66.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. и др. (1978). Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука. С.12-19.
- Хуцаидзе А.Л. (1967). Экспресс-метод определения аргонного возраста молодых геологических образований //Изв. геол. об-ва Грузии. Т.5. Вып.2.
- Хуцишвили О.Д. (1993). Состав, строение и становление фундамента внутрикавказского массива. Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 46 с.
- Чечелашвили И.Д. (1969). О меловых вулканогенных породах в ущ. р.Меджуда //Сообщ. АН ГССР. Т.56. №1. С.141-144.
- Чечелашвили И.Д., Беридзе М.А. (1965). Литология палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.III. С.59-102.
- Чичинадзе Г.Л. (1978). Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ). Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 26 с.
- Шенгелиа Д.М. (1998). Роль тектонических покровов в процессе формирования позднегерцинских гранитоидов Большого Кавказа //Сб. тр. ГИН АН Грузии. С.163-169.
- Шенгелиа Д.М. (2000). Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.115. С.282-299.
- Шенгелиа Д.М., Кецховели Д.Н. (1982). Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.78. 204 с.

- Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Окросцваридзе А.В. (1989). Новые данные о плагиогранитогайсах Бешты и горы Каменистая (Горная Абхазия) //Сообщ. АН ГССР. Т.135. №2. С.393-396.
- Bartnitsky E., Dudaury O., Stepanyuk L. (1990). Geochronology of phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe //Isotopes in Nature. Leipzig. P.1-10.
- Dudaury J., Togonidze M., Vinogradov V. (1990). Isotopic age of mesozoic intrusiv formations of Georgia (Transcaucasus) // Isotopes in nature. Leipzig. P.85-93.
- Gamkrelidze I. (1997). Terranes of Caucasus and adjacent areas // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 155. N3. P.75-81.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (1998). New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 158. N1. P.93-96.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakidze G. (1999). New date on the geological structure of the Loki crystalline massif // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 161. N1. P.93-97.

## О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ПРОБЛЕМАХ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Г.М.Заридзе

**О некоторых спорных проблемах офиолитовых ультрабазитов.** Г.М.Заридзе. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Отсутствие вулканитов, синхронных с офиолитовыми перидотитами, имеющими сходный с ними состав, объясняется длительностью геологического цикла и миграцией вулканических центров. Отсутствие горячих контактов во вмещающих породах с ультрабазитами и базитами вызвано содержанием в них значительных порций флюидно-минерализационной фазы, весьма характерной для гранитоидного расплава. Показана нереальность мнения о том, что тепловая энергия, необходимая для осуществления метаморфических реакций, выделяется в процессе трения при образовании шарьяжей и крупных надвигов. Наблюдения показывают, что в плоскости этих тектонических структур последствия высоких температур не обнаруживаются. Высказано мнение о том, что жилы и дайки ультрабазитов, базитов и хромитов образовались путем растворения дебазифицированного материала, концентрация которого меняется в соответствии с изменением состава поступающих флюидных растворов. Рассматривается массив Крутой Губы, пример которого указывает на то, что метасоматической гранитизации могут подвергнуться и ультрабазиты.

*jabjkbnehb eknhf,fpbnt, bc pjubthsb cfrfvfsj ghj,ktvt, bc itcf[t, \ u\pfhb·t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb·bc m\ 1/9= 380093 s, bkbcb\*

*fqbybiyt, f= hjv jabjkbnehb gthbljnbnt, bc itvflutykj, bc cbymhjyekb dekrfybnt, bc fhfhct, j, f fb[cyt, f utjkjubehb wrkbc [fyuh·kbdj, bs lf dekrfyehb wtynht, bc vbuhfwbbs\ eknhf, fpbnt, bc lf , fpbnt, bc itvwdtk mfyt, ib w[tkb rjynfmnt, bc fhfhct, j, f - akebleh-vbythfkbpfwbehb afpbc fhfhct, j, bs= hfw lfvf[fcbst, tkbf uhfybnjblekb vlyfhbcfsdbc\ yfxdtyt, bf bv vjcfpht, bc fhfhctkehj, f= hjvtkbw uekbc[vj, c= hjv cbs, ehb tythubf= hjvtkbw cfzbhj vtntvjhaekb htfmwbt, bc ufycf[jh-wbtkk, kfl= ufvi'b'jaf [feybc ghjwctbc itltufl ifhbf; t, bc lf lblb itwjwt, t, bc cb, hn'tt, ib\ vfgqkb ntvghfnehbc cbs, jc ufvi'jabc ybiyt, b fv cb, hn'tt, ib xdtekt, hbd fh fqbybiyt, f\ ufvijsmvekb fphb= hjv eknhf, fpbnt, bc= , fpbnt, bc lf mhjvbnnt, bc ·fhqdt, b lf lfbrt, b ofhvjj, bkb f lt, fpbabwbht, ekb vfcfkbc akebleh [cyfht, ib uf[cybc lf itvlujvb rhbcnfbkpfwbbc itltufl= hjvtksf itvflutykj, bc rjywtynhfwbf bwdkt, f [cyfht, bc itvflutykj, bc wdfkt, flj, bc itcf, fvbcfl\ vj'dfybkb f ths-thsb vfcdbbc “крутая губа” vfufkbsb= hjvtkcfw tzdc ufhtit ufywlbkb fmdc vtncjvfnehb uhfybnbpfwbf= hfw vbudbsbst, c bvfp= hjv fv ghjwctc ufybwlbcb fhf vfhnj , fpbnt, b= fhfvlt fuhtsd eknhf, fpbnt, bw\*

**On some disputable problems of ophiolitic ultrabasites.** G.Zaridze. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Lack of volcanites synchronous to ophiolitic peridotites that are of similar composition can be explained by the duration of geological cycle and migration of volcanic centers. Here in, absence of hot contact with ultrabasites and basites within the enclosing rocks is not conditioned by a low temperature during the melt intrusion process generating these rocks, it is determined by lack of any inconsiderable portion of fluid-mineralization phase indicative of granitoid melt. The author's view point that laminated massifs at their initial stage of formation undergo crystallization differentiation within the main range of various basite-ultrabasites in the extension regime is well proved. Much more later fluid-granitoid leucocratic material superposed the laminated massif's it penetrates along the existing lamination (compression regime) chemically reworking the matter of the massif. Unreality of the assumption that thermal energy necessary for metamorphic reactions is gained during the friction of overthrust sheets and large thrusts is confirmed. Observations show that in the planes of these tectonic structures consequences of high temperatures are not found. Further follows, that veins and dykes of ultrabasites, basites and chromites formed by means of dissolving of debasified material, its concentration alters according to changes in contents of fluid solution. On the example of Krutaia Guba massif, it is quite obvious that ultrabasites also undergo metasomatic granitization.

Эти образования локализованы в складчатых областях (внешние маркирующие границы современных литосферных плит тяготеют к их границам). К ним относятся периферийная зона Тихого океана, Карибская область и др. Кроме того считается, что им соответствуют современные островные дуги. Во всех этих масштабных тектонических структурах главные особенности ультрабазитов в основном аналогичны.

Начиная с семидесятых годов двадцатого века интерес к изучению офиолитов чрезвычайно возрос. Вызвано это предположениями, что глубоководные геосинклинальные отложения образовались на дне палеоокеана. В этой связи позволю себе вспомнить, что еще в конце сороковых и начале пятидесятых годов двадцатого века, впервые в геологической литературе, автором этих строк в соавторстве с Н.Ф.Татришвили было установлено, что древние (верхнедокембрийские-нижнепалеозойские) эвгеосинклинали образовались на океанском ложе.

Субстрат древнейшей эвгеосинклинали сначала был установлен в Локском (Южная Грузия) кристаллическом выступе Закавказского срединного массива (Заридзе, Татришвили, 1953а). Здесь он представлен полосчатыми габброидами (амфиболитами), которые постепенно переходят в черные биотитовые и другие сланцы, инъецированные кварц-плагиоклазовым материалом. Близкая с Локским выступом картина наблюдается в Храмском выступе Закавказского срединного массива (Заридзе, Татришвили, 1953а).

В Дзирульском выступе того же Закавказского срединного массива среди наиболее древних образований, наряду с габброидами и амфиболитами, представлены и серпентиниты. Габброиды сложены, в основном, роговой обманкой и плагиоклазом (лабрадор, битовнит). В некоторых образцах наблюдается возникновение биотита за счет роговой обманки, в свою очередь подвергшейся хлоритизации. С появлением биотита порода приобретает сланцеватость. Амфиболиты переходят в роговообманково-биотитовые сланцы (Заридзе, Татришвили, 1953а).

В кристаллическом ядре Большого Кавказа (Заридзе, Татришвили, 1967) древнейшие образования представлены амфиболитами, нередко переходящими в различные метаморфические сланцы и шарьированные серпентиниты.

Несколько позднее проблеме океанского основания древних эвгеосинклинали была посвящена специальная статья (Заридзе, 1970), в которой были обобщены известные в то время литературные материалы, позволившие прийти к заключению, что древнейшие метаморфические образования Кавказа возникли по амфиболитовым толщам и что их исходные породы слагали древнюю океаническую кору, на которой развились геосинклинальные вулканогенно-седиментационные толщи (эвгеосинклинали). Преобразование океанических базальтоидов в различные метаморфические сланцы и гранитообразование происходило одновременно с эвгеосинклинальными толщами в связи с проявлением тектогенеза (тектонической фазы). Таким образом, на Кавказе в целом, в древних образованиях наблюдается наглядная картина постепенного формирования континентальной коры за счет океанической и развитой на ней эвгеосинклинали.

В упомянутой статье мы писали, что такое же происхождение, по-видимому, имеют некоторые древнейшие образования Земли, в частности на Балтийском и Украинском щитах. Здесь в гранитоидах мы наблюдали глыбы, участки и полосы габбро-амфиболитов, амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов, возрастом 3200-3850 млн.лет. Полагают, что эти образования относятся к самой древней земной коре, исходные породы которых возникли в результате вулканизма – излияния базальтов, подвергшихся впоследствии метаморфизму и гранитизации с образованием гранито-гнейсовой протоплатформы (возраст 2700-2800 млн.лет).

Наличие океанической коры в геосинклинальных поясах Тихого океана, Атлантики (Карибское море, район Южной Антильской дуги и Атлантического побережья Северной Америки) в семидесятых годах двадцатого века допускалось лишь геофизическими данными, в древнем Закавказском и других геосинклинальных поясах земную кору впервые удалось наблюдать непосредственно в виде переработанных обширных остатков и фрагментов.

Эти наши исследования были опубликованы в самом престижном сборнике статей (Заридзе, 1970), однако не нашли своего отражения в поздних работах русских геологов, занимающихся этой проблемой.

Таким образом, в развитии идеи Г.Штейнмана (Steinman, 1926) нами была установлена древняя, ныне метаморфизованная и гранитизированная океаническая кора базитового состава, представляющая собой ложе палеозойских и более древних вулканогенных геосинклиналией (эвгеосинклиналией) на Кавказе и высказано мнение о наличии аналогичных образований в других областях Земли (Заридзе, 1970).

В двух местах (в Дзирульском и Локском выступах Закавказского кристаллического фундамента), как отмечалось, обнажены аллохтонные офиолитовые серпентиниты, являющиеся океаническими выжимками.

Связь офиолитов с инициальным базальтоидным вулканизмом, по-видимому, в основном следует считать установленной. Отсутствие синхронных офиолитовым перидотитам вулканистов аналогичного состава исследователи объясняют длительностью формирования складчатых структур. Отдельные сегменты протяженных складчатых структур формируются постепенно и одновременно. В них извержение происходит на океаническом ложе из вулканических центров, которые мигрируют в определенном направлении. Поэтому вулканисты и перидотиты могут иметь различный состав и возраст.

Установлено, что тела альпинотипных ультрабазитов имеют пластинообразную или чешуйчатую форму, вертикальный разрез которых варьирует, достигая 5-6 км. Наличие подводящих каналов является неясным. Во вмещающих ультрабазиты толщах секущие магматические тела (дайки, жилы, силлы) ультрабазитового состава не обнаружены. В контактовой части ультрабазиты интенсивно тектонизированы и рассланцованы. Описываемые иногда родингиты в качестве роговиков или скарнов оказались ошибочными. На самом деле родингитовые оторочки, развитые между ультрабазитами и вмещающими толщами, спаивают их между собой, создавая впечатление магматического контакта. В качестве примера приводится массив Крака на Южном Урале. Отмечается, что какого-либо существенного контактового воздействия ультрабазитов на вмещающие породы либо ассимиляционных явлений в ксенолитах не наблюдается даже в том случае, когда ультрабазиты соприкасаются с известняками. Это объясняется низкой температурой ультрабазитовой магмы (Магматические горные..., 1988). Однако некоторыми авторами все же приводятся примеры высокотемпературного контактового метаморфизма в зоне соприкосновения перидотитов с вмещающими породами с образованием гранитовых амфиболитов (первые метры), сменяющихся безгранатовыми парагенезисами (первые сотни метров); затем развиты породы эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фации метаморфизма, переходящие в нормальные отложения. Мощность контактовой зоны варьирует, достигая 1 км.

Исходя из представления о магматическом происхождении части офиолитовых перидотитов, некоторые петрологи зональное изменение вмещающих пород объясняют внедрением высокотемпературной ультрабазитовой магмы, что подтверждается микроструктурой перидотитов, непосредственно соприкасающихся с амфиболитами. В частности, в микроструктурах перидотитов, порой переходящих в ультрабазитовые милониты, обнаруживаются интенсивные синкинематические напряжения, которые вверх по разрезу перидотитовых тел переходят к значительно меньшему синкинематическому воздействию (Nicolas et al., 1980; Магматические горные..., 1988). Констатируется также наличие многофазной деформации, вызывающей сланцеватость и параллельность осей складок в контакте с перидотитами во вмещающих породах, проявляющихся и в метаморфических ореалах (Колман, 1979; Магматические горные..., 1988), в которых роговиковые структуры, характерные для статических магматических структур, отсутствуют. Указывается, что перидотиты и подстилающие их амфиболиты образуют единую толщу. На этом основании заключается, что образование метаморфических ореолов в основании перидотитовых тел связано с процессами динамотермального метаморфизма при шарьировании офиолитов и что "источником энергии метаморфических реакций служили как внутреннее тепло надвигающихся ультрабазитовых блоков, так, вероятно, и тепло, выделяемое при их трении о подстилающие толщи (Malpas, 1979; Магматические горные..., 1988).

В связи с приведенным выше мнением, позволю себе высказать к нему мое отношение. Правы, как нам кажется, авторы, отрицающие контактметаморфическое происхождение родингитов и отождествление их с роговиками. Нам представляется более вероятным образование этих пород в результате воздействия наложенных процессов - просачивания высокотемпературных флюидов вдоль границ двух породных сред, вызывающих их химическую переработку. Заслуживает внимания наблюдение относительно того, что ультрабазиты не оказывают существенного воздействия на вмещающие породы и их ксенолиты, что объясняется низкой температурой во время внедрения их расплавов. Следует отметить также, что аналогичную инертность обнаруживает и базитовый расплав.

В начале сороковых годов прошлого столетия в Нижней Сванетии (Грузия) нами была описана диабазовая пластовая жила (мощн. 80-100 м, протяженностью около 3,5 км), в контактовой части которой развита 50-метровая роговиковая зона, образованная за счет глинистых

сланцев лейаса (Заридзе, 1941). Своим происхождением она обязана не магме, давшей диабазовую пластовую интрузию, а воздействию наложенных инъекций лейкократового кварц-альбитового материала, имеющего глубинное происхождение. Следует отметить, что в ареале диабазового тела гранитоидных интрузий не имеется, однако в большом количестве развиты кремнекислые жильные породы.

Ряд авторов зональное расположение метаморфических образований объясняет внедрением высокотемпературного ультрабазитового расплава. Трудно допустить существенную разницу в температуре ультрабазитовых расплавов для различных случаев их внедрения. Гранитоидный расплав имеет намного меньшую температуру, нежели низкотемпературный ультрабазитовый и базитовый расплавы, однако его воздействие на прилегающие породы всегда значительно. Это, как известно, объясняется высоким химическим потенциалом содержащейся в гранитоидном расплаве флюидной фазы.

Некоторые исследователи (Malpas, 1979; Магматические горные..., 1988) по поводу источников энергии для протекания метаморфических реакций защищают идею о ее динамотермальном происхождении при шарьировании офиолитов. Отмечается, что внутреннее тепло возникает при надвигании ультрабазитовых блоков и, вероятно, при трении о подстилающие толщи.

Здесь не принимают во внимание важный фактор, заключающийся в том, что одна конкретная фаза тектогенеза (фаза складчатости) является весьма длительным геологическим процессом, протекающим прерывисто, кратковременными толчками (а не непрерывно). Фаза тектогенеза складывается из весьма большого (бесконечного) количества отдельных импульсов (кратковременных толчков), каждый из которых отдален от последующего толчка значительным отрезком времени, что подтверждается сейсмическими явлениями (землетрясениями). Поэтому тепло, выделяемое при одном импульсе (толчке) тектогенеза в результате трения надвигающегося одного блока на другой, вполне успеет охладиться до проявления очередного импульса тектогенеза. Следовательно, энергию (тепло) для осуществления метаморфических реакций нельзя получить в результате трения при надвигании (шарьировании) одного блока на подстилающий блок (аллохтона на автохтон).

Крупные альпинотипные массивы офиолитов характеризуются варьирующим составом и текстурами. Среди ультрабазитов преобладают гарцбургиты, в которых ромбический пироксен составляет 15-20%. Дуниты и пироксениты играют подчиненную роль. Содержание лерцолитов не характерно. Количество моноклинного пироксена обычно несколько выше граничного значения. Исключением являются массивы Западного Средиземноморья, в которых лерцолиты существенно преобладают над гарцбургитами. Перидотиты представлены шпинелевыми разновидностями с хромшпинелидом или хромистой шпинелью, в некоторых же массивах, в частности, Урала, Средиземноморья и периферической части Тихого океана описаны плагиоклазовые перидотиты. Характерной особенностью этих пород является ритмичная расслоенность гарцбургитов. Участки с четко проявленной расслоенностью перемежаются с нерасслоенными частями массива, что обусловлено многократным чередованием прослоев оливина и ортопироксена - от 70-80 до 5-10%, что отвечает (по Штейнбергу, Чаухину) "мировому" типу гарцбургитов" (Магматические горные..., 1988).

Толщина слоев в ритме варьирует от нескольких сантиметров до 1-2 м. Более мощные слои сложены гарцбургитами и содержат толщи ортопироксенов мощностью 15-25 м. Менее мощные представлены оливинсодержащими ортопироксенитами и энстатитовыми дунитами, т.е. почти мономинеральными породами. Наряду с оливиновыми разновидностями, в одном и том же обнажении ультрабазиты обнаруживают любые переходные по минеральному составу разновидности пород. Есть случаи, когда расслоенные породы образуют складки радиусом несколько метров; наблюдаются также разрывные структуры.

Ряд исследователей отмечает однородность минерального состава ритмично расслоенных гарцбургитовых массивов, порой достигающих многокилометровой мощности.

На основании отсутствия скрытой расслоенности, асимметрии в строении ритмов и угловых несогласий при напластовании, столь характерных для расслоенных плутонов, а также выдержанности количественно-минерального состава гарцбургитов на большом расстоянии в разрезе и плане, многие авторы считают более предпочтительной твердофазовую (динамометаморфическую) модель образования расслоенности. Они также не исключают и модифицированный ее вариант, учитывающий возможность переотложения отдельных компонентов пород в жид-



кой фазе при неоднократных напряжениях в деформированной среде (Магматические горные..., 1988).

Еще одной важной особенностью альпинотипных гипербазитовых блоков является внутренняя структура, подчеркиваемая расслоенностью. Она согласна либо дискомфортна по отношению к их контурам, иногда очерчивая сигмовидные, веретенообразные и желобовидные формы и складка. В обнажениях наблюдается согласное (линейное) расположение минералов (хромшпинелида, орто- и клинопироксена) вдоль расслоенности.

Присущей особенностью гипербазитовых перидотитов являются секущие расслоенность жилы и дайки мощностью от долей сантиметра до нескольких метров. Они в порядке распространения представлены дунитами, тела которых достигают сотен метров в поперечнике, пироксенитами (орто- и клинопироксениты, вебстериты), амфибол-пироксеновыми породами, горблендитами и их оливинсодержащими аналогами, а также габброидами. С мощными жилами дунитов, по объему не уступающими гарцбургитам, связаны промышленные скопления хромита. "Границы жил, секущих слоистость, на первый взгляд, резкие и четкие, при ближайшем рассмотрении всегда оказываются слегка размытыми, извилистыми" (Магматические горные..., 1988, с.18).

Жилы и дайки по морфологии разнообразны. Они то линейные без выраженного простираения (хотя порой прослеживаются на значительном расстоянии), сопровождающиеся раздувами и пережимами, то переходят в разветвленную сеть тонких прожилков, которые изгибаются и ветвятся с образованием пигматитоподобных складок и, резко выклиниваясь, подвергаются разрывной деформации; возникшие при этом трещины заполняются жилами иного минерального состава. В отдельных случаях жилы переходят в обособленные фрагменты, заканчивающиеся цепочками кристаллов оливина и пироксена.

Мнение Д.С.Штейнберга о первичной расслоенности гипербазитовых тел по удельному весу не подтвердилось. Полагали, что в нижней части тел расположены дуниты, а в верхней – гарцбургиты. Псевдостратифицированность выражалась чередованием слоев дунитов и гарцбургитов. Глубоким бурением в южной части Кемпирсайского массива под горизонтом преимущественного развития дунитов установлено наличие типичных гарцбургитов. Бурением и разработкой хромитовых месторождений показано, что дуниты либо сопряжены с хромитовыми телами, либо разбросаны в гарцбургитах. Стратификация более правдоподобно выражена в появлении в верхах перидотитовых блоков лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов (Магматические горные..., 1988, с.18).

Мы допускаем, что первичная расслоенность исходной магмы в этом массиве все же имела место и нарушилась последующими наложенными процессами, наблюдавшимися во многих классических расслоенных массивах (Заридзе, 1999, с.9-25).

Изучение микроструктур гипербазитов методами металлографии и физики твердых тел, а также экспериментальные исследования перидотитов и дунитов при высоких температурах (1000-1300<sup>0</sup>С) и давлениях (5-30 кбар) подтвердили мантийное происхождение гипербазитовых блоков. Выяснилось, что в этой обстановке ультрабазиты проявляют свойства вязких расплавов и способность течения в твердом состоянии, обуславливая твердопластичную деформацию их микроструктур.

Экспериментальными исследованиями выявлено, что пластичное течение порообразующих минералов гипербазитов происходит тремя способами и что во всех случаях оно протекает в результате тектонических натяжений при участии интерстиционного расплава или флюида. Это тот отрезок времени, когда в ареале тектогенеза (сжатия) происходит восхождение химически активных высокотемпературных флюидов (перегретого расплава). Нам представляется, что именно эти флюиды обеспечивают переход пород гипербазитов в пластическое состояние в целом - внутризерновые (трянсляционные) сдвиги (скольжения), межзерновые скольжения, перекристаллизацию минералов и возникновение различных типов ориентированных структур, перестройку форм зерен (вытянутость, утолщенность), полос излома плоскостных элементов, искривление в разной мере кристаллической решетки и др.

Видимо, при интенсивном высокотемпературном массообмене между флюидами и ультрабазитами может возникнуть протогранулярная микроструктура пород; "такие породы подвергались частичному плавлению и последующей высокотемпературной перекристаллизации, придавшим ультрабазитам "равновесный" отоженный облик" (Магматические горные ..., 1988, с.29).

Создается впечатление, что в офиолитах, представляющих собой тектонические поднятые блоки из верхней мантии, запечатлены процессы, совершающиеся в них перед началом передвижения в верхние горизонты коры. Секущие тела (жилы, дайки) ультрабазитов несколько менее деформированы, чем вмещающие их перидотиты. В хромитовых телах идиоморфный хромшпинелид слагает основную массу; редко ксеноморфный оливин выполняет интерстиции. Напрашивается предположение, что гипербазиты отражают определенный тип мантийного метасоматоза, выражающийся в образовании жильных ультрабазитов и хромититов в результате воздействия внутримантийных флюидов, о чем свидетельствуют два рисунка (фотографии) Войкар-Сыньинского массива (Магматические горные..., 1988, с.19). На этих рисунках видны секущие жилы с расплывчатыми контурами, напоминающими процесс интрафильтрационного метасоматоза Д.С.Коржинского.

На переотложение с изменением состава пород жильной серии под воздействием флюидной фазы на вмещающие ультрабазиты офиолитового комплекса указывают их химические составы. Жильные ультрабазиты сравнительно с породами офиолитов содержат много больше кремнекислоты. В их состав входит значительно меньше магния и суммарного железа, причем эти окислы в различных массивах сильно варьируют, а в перидотитах офиолитового комплекса содержание этих окислов достаточно стабильное, что свидетельствует о массообмене между породами офиолитов и флюидами, имеющими отличный по сравнению с офиолитами состав.

В качестве примера наличия метасоматоза и даже метасоматической гранитизации в ультрабазитах может служить район Крутой Губы в Южном Прибайкалье (Магматические горные..., 1988, с.252). Здесь будинообразные тела ультрабазитов, возраст которых древнее  $2510 \pm 100$  млн. лет, залегают среди гнейсов и кристаллосланцев архейской шарьжалгайской серии. Контакты их рассланцованны и мигматизированны. Согласно авторам (Глазунов и др., 1986), массив имеет глубокоцентрическое строение с оторочкой ортопироксенита, который аналогично ультрабазитам Беломорья подвергнут процессу метасоматической гранитизации. Промежуточная зона массива сложена оливиновыми ортопироксенитами. Его внутренняя часть состоит из серпентинизированных гарцбургитов либо кортландитов, содержащих коричневую роговую обманку паргасит-керсутитового ряда.

Наблюдаются пересечения ультрабазитов жилами (инъекциями) гранитов, в контакте с которыми они обычно осветляются и содержат полевые шпаты и флогопит, образованные привносом щелочей. Они обуславливают в породах повышенное содержание щелочей (до 2-3%). Кроме того, эти ультрабазиты выявляют повышенную железистость.

На основании приведенных данных и геологической обстановки выявлено значительное отличие этих ультрабазитов от офиолитов фанерозоя. Следовательно, метасоматозу в результате привноса флюидов (в режиме сжатия) могут подвергнуться не только базиты, но и ультрабазиты, сформированные в режиме растяжения.

### **Выводы**

1. В конце 60-х - начале 70-х годов XX столетия на материале Кавказа впервые была установлена метаморфизованная и метасоматически переработанная древняя океаническая кора, которая почти повсеместно фиксируется в древних выходах кристаллического фундамента Земли в виде значительных выходов амфиболитовых толщ, либо различного размера уцелевших образований среди гранитизированных пород.
2. По-видимому, подтверждается мнение петрологов, отмечавших, что обычное отсутствие синхронных с офиолитовыми перидотитами вулканитов сходного с ними состава вызвано длительностью геологического цикла и, кроме того, миграцией вулканических центров во времени и пространстве. Следует также принимать во внимание, что окончательное формирование ультрабазитового плутонического тела происходит после (но не одновременно) прекращения вулканизма на протяжении значительного времени, за которое оно может изменить свой состав в результате дифференциации (режим растяжения) и наложенных процессов (режим сжатия), длящихся многие миллионы лет с образованием различных видов ультрабазитов и пород, отличающихся от ультрабазитов, в зависимости от ступени прекращения наложенного процесса.
3. Объяснение, касающееся отсутствия горячих контактов между ультрабазитами и вмещающими породами с низкой температурой во время внедрения ультрабазитового расплава является маловероятным. Аналогичную инертность по отношению к вмещающим породам обнару-

- живает и базитовый расплав. Гранитоидный либо синтетический расплавы, хотя и являются относительно низкотемпературными, тем не менее обладают весьма высоким потенциалом воздействия на вмещающие породы.
4. Родингитовые зоны, развитые между ультрабазитами и вмещающими породами, являются, по-видимому, результатом воздействия позднемагматической флюидной фазы либо растворов, легко просачивающихся вдоль контактовой плоскости двух различных породных сред, вызывающих родингизацию.
  5. Зональное строение вмещающих пород с ультрабазитовыми массивами, видимо, следует объяснить не высокотемпературностью расплава ультрабазитов, а наложенными процессами (сжатие), проявляющимися после оформления ультрабазитового тела (режим растяжения).
  6. Расслоенность ультрабазитов, по-видимому, следует объяснить опять-таки инъекциями лейкократового материала, связанного с гранитообразованием (сжатие).
  7. По поводу источника энергии, необходимой для протекания в ультрабазитах метаморфических реакций, неправомерным кажется допущение, что тепло выделяется при трении надвигающихся ультрабазитовых блоков на подстилающие толщи. Здесь не учитывается, что конкретная фаза тектогенеза имеет характер кратковременного толчка (толчков), который может повториться после прохождения длительного отрезка времени, что подтверждается современными сейсмическими явлениями (землетрясениями). Поэтому тепло, выделяемое при одном импульсе (толчке) тектогенеза, вполне успеет рассеяться. Другим доказательством могут служить зоны крупных надвигов, в которых не обнаруживается сколько-нибудь существенного расплавления милонитовых образований.
  8. Жилы и дайки ультрабазитового и базитового составов (включая и хромитовые месторождения), по-видимому, образуются за счет осаждения растворенных в поступающих флюидах в режиме сжатия дебазифицированного материала, состав которого меняется по мере генерации новых порций флюидов и осаждения в трещинах определенных минералов с протеканием массообменных (метасоматических) реакций.
  9. Мнение исследователей о пластическом течении породообразующих минералов гипербазитов, осуществляющемся во время тектонических натяжений при участии интерстиционного расплава либо флюида, выглядит правдоподобно. Однако если учесть протекающий во время тектогенеза флюидно-метасоматический процесс, сменяющий ультрабазитовый (либо базитовый) магматизм, то текстурно-структурные изменения, а также различные изменения состава ультрабазитов, возможно, станут более убедительными.
  10. Пример ультрабазитового массива Крутой Губы позволяет считать, что метасоматической гранитизации различной интенсивности могут подвергнуться не только базиты, но и ультрабазиты. Процесс в данном массиве выражен более четко по той причине, что породы подверглись более длительному преобразованию. В случае прерывания процесса на более ранней стадии либо слабого его проявления картина массообмена будет менее четкой или замаскированной.
  11. В исследовании Войкар-Сыньинского массива одной из сложных проблем является генезис жильных ультрабазитов. Существуют различные мнения относительно их происхождения. С определенной долей уверенности можно полагать, что вкрапленность и сплошные массы крупнокристаллического клинопироксена в дунитовых прожилках и пегматоидные клинопироксениты, которые по простиранию жилы чередуются в шахматном порядке с участками пород дунитового состава, образовались путем перекристаллизации (растворения-выделения) под воздействием высокотемпературных лейкократовых флюидных растворов (=расплавов).  
Подвижность элементов (Ni, Cr) в жильных ультрабазитах отмечается и Е.Е.Лазько. Он указывает "на известную подвижность Cr при формировании (видимо, в конце формирования - Г.З.) жилы" (Магматические горные..., 1988, с.37). Вкрапленность крупнокристаллических клинопироксенитов в дунитовых прожилках может произойти лишь после полного либо частичного затвердевания породы, что указывает на поздний (наложенный) процесс возникновения этих клинопироксенитов и клинопироксенитовых пегматоидов.
  12. Колебания минерального состава в перидотитах как в разных участках массива, так и в средних участках одного обнажения без какого-либо направленного характера, неправомерно объяснить отсутствием скрытой расслоенности, ибо они оба суть одного и того же процесса перекристаллизации, нарушающей бывшее расположение породообразующих минералов, выделившихся в результате кристаллизации магмы.

## Литература

- Глазунов О.М., Грудинин М.И., Горнова М.А. Меньшагин Ю.В. (1986). Архейские ультрабазиты Шарыжалгайского выступа //VII Всесоюзн. петрогр. совещ. Путевод. Байкальской экскурсии. Иркутск. С.12-18.
- Заридзе Г.М. (1941) Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии //Сообщ. АН ГССР, Т.2. №6. С.523-530.
- Заридзе Г.М. (1970). О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа // Проблемы строения земной коры и Верхней мантии (Результаты исследований по междунар. геофиз. проектам) //Сб. ст. Верхняя мантия. № 7. М.: Наука. С.185-189.
- Заридзе Г.М. (1984). Глобальные эндогенные формации континентов и океанов. М.: Наука. 76 с.
- Заридзе Г.М. (1999) О происхождении расслоенных габброидных интрузивов // Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси. С.9-25.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953 а). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива // Вопросы петрографии и минералогии. 1. М. С. 312-318.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953 б). О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива (ГССР) // Изв.АН СССР. Сер.геол. №3. С.126-131.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953 в). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. минер.- петрог. Т.3. С.33-79
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1967) Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 12. 200 с.
- Колман Р.Г. (1979). Офиолиты. М.: Мир. 260 с.
- Магматические горные породы (ультраосновные породы). (1988). М.:Наука. 504 с.
- Malpas M.(1979). The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite // Grand.J. Earth Sci. V.16. N11.
- Nicolas A., Boudier F., Boucher J.I. (1980). Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // Amer.J. Sci. A. M. 280. P.1
- Steinman G. (1926). Die ophiolitischen Zonen in dem mediterranen Ketengedirge //Congr. Geol. Intern. Comp. Rend. 14e. Madrid. 2. P.637-638.

## СТРОЕНИЕ И СТАНОВЛЕНИЕ ЛОКСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА ЗАКАВКАЗЬЯ

**М.Б.Абесадзе, Ш.А.Адамиа, Т.Г.Чхотуа, Г.К.Цимакурдзе, И.Д.Шавишвили**

Строение и становление Локского выступа фундамента Закавказья **М.Б.Абесадзе<sup>1</sup>**, **Ш.А.Адамиа<sup>2</sup>**, **Т.Г.Чхотуа<sup>1</sup>**, **Г.К.Цимакурдзе<sup>1</sup>**, **И.Д.Шавишвили<sup>1</sup>**. <sup>1</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси; <sup>2</sup>Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси.

Строение и становление Локского выступа, так же, как и других выступов фундамента Кавказа, представляется намного более сложным, чем предполагалось ранее. В его составе, наряду с герцинскими гранитоидами, составляющими большую часть выступа, присутствуют метаморфические образования, сформированные изначально в различных палеогеографических обстановках и при разных геодинамических режимах: выделяются магматические комплексы океанических структур – островных дуг и внутриплитных вулканических островов (метабазиты), а также осадочные образования пассивных континентальных окраин (метапелиты), перемежающиеся между собой в виде тонких пластин и чешуй в результате неоднократного тектонического скупивания.

*fvbthrfdrfcbbc aeylfvtyncb kjmbc idthbkkbc fut,ekt,f lf xfvj'fkb,t,fl vlf,tcf,t'= i\flfvbf<sup>2</sup> = s\Xjnef<sup>2</sup> = u\wbvfrehb·t'= b\ifdbidbkb'\ 'cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkubehb bycnbne-nb= v\fkfcmcb·bc 1\$9= 380093 s,bkbc+ <sup>2</sup>,bkbc bc cf[tkvobaj eybdthcbntnb= b\zfdzdf·bc ufvp\ 1\ 380028 s,bkbc\*

*kjmbc idthbkkbc= bctdt hjujhw rfdrcbjybc aeylfvtyncb c[df idthbkt,bc fut,ekt,f lf xfvj'fkb-t,f= ,tdhfl eahj hsekbf= dblht flht tcf[t,jlfs\ ufhlf ]thwbyekb uhfybnjblt,bcf= hjvkt,bw idthb-kbc evtntc yfobkc brfdt,ty= vbc itvflutykj, fib vjyfobktj,ty c[dfdfc[df utjlbyfvbeh ht;bvt,ib ofh-vjij,bkb vtnfvjhaekb mfyt,b\ ufvj'jabkbf c[dfdfc[df jrtfyehb cnhemneht,bcfsdbc lfvf[fcfbfst,tkb vfuvehb rjvgtmct,b (rey·eksf hrftt,bc lf iblfabkfyehb dekrfyehb rey·ekt,bc vtnf,fpbnt,b) lf gfcbehb rjynbytynehb rbltt,bc lf yfktmb ofhvjyfmvyt,b (vtnfgtkbnt,b)= hjvkt,bw vjhbutj,ty s[t-kb abhabnt,bc lf mthwkt,bc cf[bs vhfdfk/thflb ntmnjybrehb itmexdbc itltufl\*

**Structure and formation of the Loki salient of the Transcaucasian basement.** **М.Аbesadze<sup>1</sup>**, **Sh.Adamia<sup>2</sup>**, **T.Chkhotua<sup>1</sup>**, **G.Tsimakuridze<sup>1</sup>**, **I.Shavishvili<sup>1</sup>**. <sup>1</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi; <sup>2</sup>Tbilisi State University, I.Chavchavadze av., 1, 380028 Tbilisi.

The structure of Loki salient as well as the other ones of Transcaucasian basement seems to be more complicated than considered earlier. The most part of the salient is composed with Hercynian granitoids, although metamorphic rocks formed under different paleogeographic environment and geodynamic regimes in the very beginning are also met. Among them should be noted magmatic complexes of such structures as island arcs and intra-plate volcanic islands (metabasites), as well as series of passive continental margins. Metabasites and metapelites are intermingled with each other as result of repeated tectonic clustering in the form of sheets and scales.

### Введение

Локский выступ древнего кристаллического фундамента обнажается на территории юго-восточной части Грузии, у границы с Арменией, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы Закавказского массива (басс. рр.Локисцкали, Мошевани и их притоков) и представляет собой глубоко размытое ядро Локского антиклинального поднятия. Выступ имеет форму субширотного удлиненного овала (15км × 7км) и окаймлён трансгрессивно перекрывающим его мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. В сложении фундамента, в основном, участвуют гранитоиды и метаморфиты, упоминаемые уже в ранних геологических исследованиях Грузии Г.Абихом, Г.Н.Цулукидзе, К.Е.Габуния и др. С середины XX столетия начались их более детальные планомерные исследования (В.И.Грушевой, К.Е.Габуния, П.Д.Гамкрелидзе, Т.Г.Казахашвили, Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили и др.). Позднее специальное петрографическое изучение пород фундамента провёл Ш.И.Джавахишвили (1958,1965). Наиболее полные сведения о строении выступа имеются в работе О.Д.Хуцишвили (1978), а ряд новых данных по петрологии и геохронологии

гии метаморфитов и гранитоидов можно найти в статьях Д.М.Шенгелиа, Г.Т.Вашакидзе и др. (1989, 1990), О.З.Дудаури и др. (Dudauri et al., 1990).

За последнее десятилетие накопился новый материал о геологическом строении кристаллического фундамента Локского массива. В ряде работ (Adamia et al., 1989, 1997; Gamkrelidze et al., 1999; И.Гамкрелидзе и др., 1999), а также в неопубликованных материалах Г.Л.Габуния и авторов данного исследования (Фонды ГИН АН Грузии, 1997, доклады на юбилейной сессии, посвящённой А.И.Джанелидзе и на научном совете ГИН) были высказаны новые идеи о чешуйчато-надвиговом строении Локского выступа. В частности, И.П.Гамкрелидзе и др.(1999) среди метаморфитов были выделены 5 тектонических пластин сложного строения.

Метаморфические породы в составе Локского выступа в количественном отношении играют резко подчинённую роль. Обнажаются они на его южной, западной и северной перифериях в виде узкой полосы (0,5–1,5 км), слагая западное периклинальное окончание Локской антиформы. Небольшие выходы метаморфитов обнаружены вне поля их основного развития, среди гранитов Локского массива (Хуцишвили, 1978), но о форме их залегания и взаимоотношениях с окружающими породами нет удовлетворительных данных ввиду исключительно плохой обнаженности участков их нахождения. Вдоль южного края Локского выступа они трансгрессивно перекрываются среднеэоценовыми конгломератами и вулканитами, у западного края - отложениями верхнего мела, а вдоль юго-восточного и северного - базальными конгломератами нижней юры. Подстилаются метаморфиты повсеместно позднепалеозойскими гранитоидами. На небольшом участке южного края массива метаморфиты с обеих сторон контактируют с гранитами.

Вопрос о взаимоотношениях гранитоидов и метаморфитов не был решен однозначно. Считалось, что контакты их исключительно интрузивные, однако нет убедительных фактов, указывающих на ненарушенные – интрузивные контакты гранитоидов с метаморфитами. Границы между ними повсеместно резкие, в приконтактных зонах породы катаклазированы или милонитизированы.

### **Метаморфический комплекс**

Среди метаморфитов исследователями выделялись следующие группы пород: амфиболиты, актинолитовые, хлорит-эпидотовые сланцы, андалузитовые и гранатовые двуслюдяные сланцы, мусковитовые сланцы с андалузитом, гранатом, хлоритом, серицит-графитовые и графитовые сланцы и кварциты, мраморы, диоритовые гнейсы и др. (Казахашвили, 1941; Заридзе и Татришвили, 1959). Шенгелиа и др.(1989, 1990), описаны также хлоритоидсодержащие сланцы.

Амфиболиты, согласно Ш.И.Джавахишвили (1965), залегают преимущественно в нижних горизонтах разреза, а графитовые, серицитовые и хлоритовые сланцы слагают, как правило, его верхние горизонты. Мусковитовые сланцы, по мнению автора, занимают переходную позицию между хлоритовыми и биотитовыми сланцами, соответственно выше и ниже по разрезу. Однако следует отметить, что понятия "верхи" или "низы" разреза являются сугубо условными и определяют структурное положение, но никак не хронологию тех или иных толщ метаморфитового комплекса. Нет никаких фактических данных, позволяющих определить возрастную последовательность пород в разрезе. Сложна и запутанна внутренняя структура метаморфического комплекса (непрерывный разрез или множество тектонических пластин-чешуй?), не выяснено, залегают ли метаморфический комплекс нормально или находится в опрокинутом залегании и т.д.

Полученные нами новые данные базируются, в основном, на полевых исследованиях 1996-1998 гг. и детальном изучении материала разрезов, составленных вдоль северного и западного краёв периклинального замыкания Локской антиформы (ущ. р.Мошевани и её притоков - рр.Горасцкали и Карасу), а также в узкой полосе метаморфитов на юге района, в окрестностях сс. Камышло и Локджандари (рис.1).

В разрезе по р.Горасцкали можно выделить несколько групп метаморфитов. В истоках реки представлены, в основном, хлорит-серицит (мусковит)-графитовые сланцы и графитовые кварциты, а также ассоциирующие с ними бластокатаклазиты по кислым магматическим породам, состоящими из крупных порфирокластов плагиоклаза (плагиограниты) или плагиоклаза и микроклина (граниты, гранит-порфиры), окаймленных мелкочешуйчатой хлорит-мусковитовой сланцеватой основной тканью. В подчиненном количестве встречаются маломощные выходы metabазитов (хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые сланцы) и ретроградно измененных мусковит (серицит)- хлоритовых сланцев с реликтами граната, андалузита, биотита и с пинитовыми агрегатами по кордиериту. Все породы тектонизированы - кроме пластичных деформаций (плой-

чатость, микроскладчатость, разлинзовывание с веретенообразно, под разными углами закрученными фрагментами пород и др.), метаморфиты испытали более поздний катаклиз, выразившийся в дроблении, перетирании зёрен, брекчировании пород и. т.д. Породы пронизаны жилками кварц-альбитового и эпидот-хлорит-карбонатного составов; встречаются метасоматически изменённые оруденелые участки с крупными апатитами.

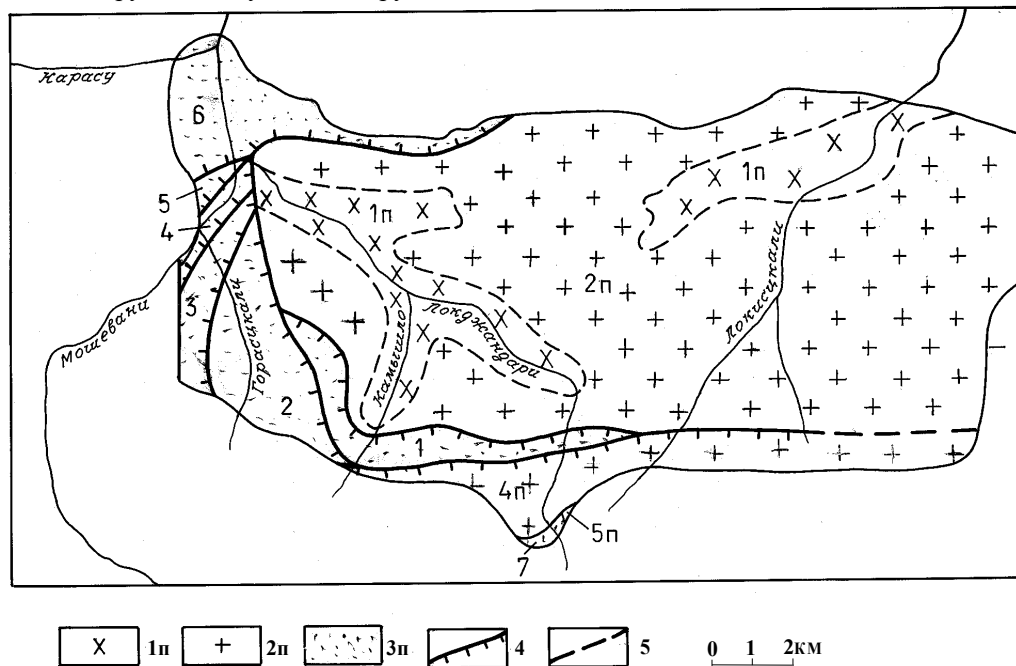


Рис. 1. Тектоническая схема Локской антиформы

Группы метаморфитов (цифры 1-7 на карте): 1 - хлорит-серицит-графитовые и биотит-графитовые грейзенизированные сланцы с редкими телами метабазитов; 2 - серицит-графитовые сланцы и графитовые кварциты с телами метабазитов и бластокатаклизитов по гранитоидам; 3 - метабазиты с участками родингитоподобных пород; 4 - гранат-(+кордиерит)-андалузитовые слюдяные сланцы, графитовые сланцы и кварциты с редкими телами метабазитов; 5 - метабазиты - альбит-актинолитовые сланцы; 6 - чередование хлоритоидсодержащих мусковит-хлоритовых сланцев и метабазитов; 7 - серицит(мусковит)-кварцевые сланцы. Тектонические пластины: 1п - кварц-диоритовая; 2п - гранитовая; 3п - метаморфитовая (Локская) мегапластина с чешуями - 6; 4п - гранитовая верхняя; 5п - метаморфитовая верхняя (Локсцкальская); тектонические границы: 4 - надвиги; 5 - предполагаемые надвиги

Среднее течение р.Горасцкали сложено преимущественно метабазитами. Это, в основном, blastsмилониты по габбро и диабаз-порфиридам с типичным двучленным строением: соссюритизированные или прозрачные деформированные "очки" плагиоклаза и окаймляющий, часто пронизывающий их рассланцованный роговообманковый либо актинолитовый матрикс со значительным количеством сфена. В результате процессов грануляции "очки" имеют разные размеры; иногда плагиоклаз располагается полосами, что придает породам "мигматитовый" облик; в отдельных случаях сохранены структуры исходных магматитов. Среди метабазитов присутствуют родингитоподобные участки, состоящие, в основном, из роговообманковых (зеленая, синезеленая) и пироксен-эпидот-цоизит-карбонатных полос, а также крупных, часто вытянутых полосами зёрен граната, отвечающего андрадит-гроссуляру (измерения Р.А.Ахвледиани, проведенные в рентгено-структурной лаборатории ГИН). К метабазитам приурочены также маломощные линзы мраморов в серпентиновых "рубашках", что может, наряду с родингитами, свидетельствовать в пользу присутствия и ультрабазитов.

Породы перемяты, раздроблены, некоторые разности метабазитов биотитизированы и окварцованы. К этой группе метаморфитов приурочены лейкократовые жилы (до 1,5м) кислых вулканитов со сферолитовыми структурами основной ткани.

После комплекса метабазитов, вниз по течению р.Горасцкали и далее вдоль левого берега р.Мошевани, представлены преимущественно гранат-андалузитовые двуслюдяные сланцы с пенистыми скоплениями, реже с кордиеритом. Андалузит представлен крупными призматическими порфиробластами, вытянутыми по сланцеватости; участками породообразующие минералы серицитизированы, хлоритизированы. Большую роль в разрезе играют также мелкочешуйчатые мусковит-биотитовые сланцы, содержащие крупные порфирокласты плагиоклаза; состав и стру-



ктура пород дают основание предполагать их происхождение за счёт магматических пород (диоритов, плагиогранитов). С перечисленными породами чередуются графитовые сланцы и кварциты, в силу своей большой пластичности интенсивно деформированные и как бы обтекающие другие метаморфиты. Среди сланцев встречается несколько маломощных тел метабазитов – слабо метаморфизированного пироксен-роговообманкового габбро и амфиболовых сланцев.

Метаморфиты, как правило, плейчатые, смяты в микроскладки, участками значительно окварцованы, метасоматизированы, секутся жилами кварц-порфиров и гранит-порфиров.

Непосредственно в районе слияния рр. Мошевани с Локджандари представлено относительно монотонное обнажение альбит-актинолитовых сланцев с эпидотом, хлоритом, значительным количеством карбоната, сфена и рудного минерала. По структурам и составу породы являются blastomylonitami по базитам. Далее, вдоль правого берега р. Мошевани, вплоть до контакта метаморфитов с юрскими отложениями, представлено чередование метабазитов с мусковит (серицит)-хлоритовыми сланцами, содержащими попеременно или одновременно хлоритоид, эпидот, гранат, а в отдельных случаях ассоциацию хлоритоида с андалузитом. Среди метабазитов, помимо наиболее распространённых эпидот-актинолитовых сланцев встречаются эпидот-роговообманковые амфиболиты, почти мономинеральные, слабонерасланцованные актинолититы с реликтами пироксена, полосчатые габбро-амфиболиты с чередованием роговообманковых, актинолитовых и эпидот-пироксеновых полос. Породы содержат значительное количество сфена и секутся жилами, состоящими из крупных зерен эпидота, альбита, хлорита, карбоната, рудного минерала, реже кварца (без волнистого погасания).

К этой же группе относится выход метаморфитов в ущ. р. Карасу (левый приток р. Мошевани), где выделяются: чередующиеся между собой мусковит-хлоритовые сланцы, содержащие спорадически гранат трёх морфологически разных типов, эпидот и относительно крупные зерна альбита; хлоритоидсодержащие мусковит-хлоритовые сланцы иногда с гранатом, сосредоточенные, в основном, у слияния рр. Карасу и Мошевани; метабазиты-актинолитовые сланцы с blastomylonitovymi структурами, переходящие в хлорит-эпидотовые разности. Толща пропитана прожилками и "желваками" кварца расплюсненно-линзовидной, рыбовидной (со шлейфами) формы. Сланцы претерпели интенсивные деформации, характеризуются микроскладчатостью, линзовидно-полосчатыми структурами с полосами излома, двумя направлениями сланцеватости, наблюдается перераспределение минералов в зависимости от их пластичности и т.д., причем наиболее интенсивно эти процессы проявлены вдоль восточного края выхода метаморфитов этой группы.

Как уже отмечалось, южная, более узкая полоса метаморфитов, граничащая с гранитоидами как с севера, так и с юга, охарактеризована на основании разрезов в окрестностях сс. Камышло и Локджандари. В обоих контактах с гранитоидами фиксируются процессы тектонизации и грейзенизации последних. В ряде случаев можно предположить, что крупнозернистые мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с реликтовыми участками гранитоидов, по существу, представляют собой грейзены. Они содержат гигантозернистый спокойный кварц, несущий внутри зёрен турмалиновую минерализацию, радиально-лучистый розетчатый мусковит и рудный минерал. Грейзенизированные участки среди гранитов отмечались и предыдущими исследователями (Бежанишвили, 1961; Иваницкий, Мгелиашвили, 1971).

Породы метаморфической толщи в зоне контактов представлены преимущественно мелкозернистыми филлитоподобными хлорит-серицит-графитовыми и биотит-мусковит-графитовыми (+гранат) сланцами иногда узловатого строения с пятнами андалузита, а также интенсивно деформированными графитовыми сланцами и кварцитами. В ущ. р. Камышло среди слюдяных сланцев встречаются эпидот-актинолитовые породы по метабазитам и рассланцованные диориты. Метаморфиты секутся под углом к сланцеватости кварц-мусковитовыми прожилками, содержат гнёзда мозаичного кварца с веерообразным перистым мусковитом, а также значительное количество турмалина и рудного минерала, что свидетельствует о том, что и сланцы подвержены метасоматическим процессам типа грейзенизации. С метасоматозом связано также возникновение встречающихся в отдельных случаях пород, состоящих из расположенных под углами друг к другу крупных кристаллов андалузита и слюдяной части, представленной хаотическими чешуйками хлорита и серицита, крупными зёрнами корунда и турмалина.

В разрезе по р. Локджандари серицит (мусковит)-графитовые сланцы, приуроченные к жилам гранит-порфиров, обладают роговиковой структурой, содержат розовый мелкозернистый андалузит и зелёный биотит. Непосредственно вдоль контактов с гранитоидами Локского

выступа наблюдаются многочисленные будинированные тела гранитоидов и порфиритов, обтекаемых графитовыми сланцами со следами сильнейших деформаций.

Крайне южный, небольшой изолированный выход метаморфитов отделён от более протяженной полосы гранитоидами, представлен пачками амфиболитов, серицит и мусковит-кварцевыми сланцами, изученными Т.Г.Казахашвили (1941) и Г.Л.Габуния (неопубликованные данные). Граниты, залегающие между этим выходом и более протяженной полосой метаморфитов катаклазированы и подвержены низкотемпературным изменениям.

Согласно представленному материалу, среди пород Локского массива можно выделить 7 групп метаморфитов, отличающихся друг от друга по составу и пространственному распределению. Большинство из них - породы 1-ой, 2-ой, 4-ой и 7-ой групп (см. рис. 1) характеризуются преобладанием метапелитов, породы 3-ей и 5-ой групп отвечают метабазитам, а 6-ая группа состоит из чередования метапелитов и метабазитов.

Минеральный состав метапелитов и метабазитов свидетельствует о том, что их становление происходило при разных условиях метаморфизма. С этой точки зрения наиболее информативны кордиерит-, гранат- и андалузитсодержащие биотит-мусковитовые сланцы, а также хлорит-мусковитовые сланцы с хлоритоидом и/или гранатом. Первые соответствуют амфиболитовой, а вторые – зеленосланцевой фациям прогрессивного метаморфизма низких давлений андалузитовых комплексов глубинности. Согласно детальным исследованиям минеральных парагенезисов метапелитов (Шенгелиа и др., 1989,1990), гранат-андалузитовые сланцы принадлежат фации биотитовых гнейсов и роговиков, а интенсивность метаморфизма хлоритоидсодержащих пород ограничивается биотитовой и низкотемпературной гранатовой субфацией фации зеленых сланцев (по классификации С.П.Кориковского).

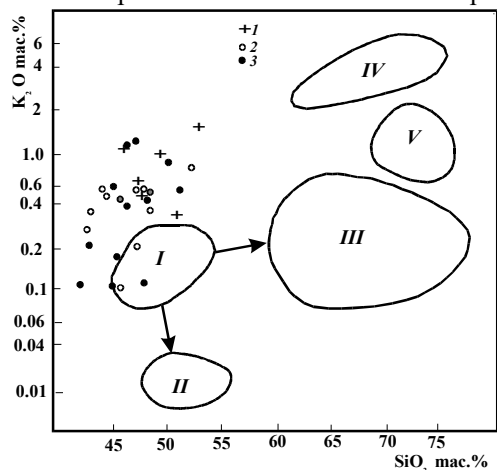
Андалузитовые сланцы испытывают низкотемпературные изменения, особенно четко проявленные во 2-ой группе пород, а ассоциация хлоритоида с андалузитом и гранатом, локально развитая в метапелитах 6-ой группы, свидетельствует о тенденции к повышению температуры.

Метаморфизм метапелитов 1-ой группы, представленных, в основном, хлорит-серицит-графитовыми сланцами отвечает условиям зеленосланцевой фации, однако в этой группе распространены также разности со структурами и минеральными ассоциациями, указывающими на их контактное происхождение в более высокотемпературных условиях. Большинство сланцев испытало процессы метасоматоза, близкого к грейзенизации.

Что касается метаморфизма метабазитов, то преимущественно они метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Это альбит-актинолитовые сланцы с эпидотом, хлоритом, сфеном, карбонатом, встречающиеся среди всех групп пород, хотя среди метабазитов 3-ей и 6-ой групп различаются, по-видимому, реликтовые участки амфиболитов с зелёной и сине-зелёной роговой обманкой и плагиоклазом, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации.

С целью расшифровки геодинамических условий формирования исходных пород метаморфического комплекса Локского выступа авторами из всего разнообразия пород были изучены составы метабазитов третьей тектонической мегапластины. При этом были отбракованы образцы с содержанием кремнезёма выше 55% и вторично сильно метасоматически изменённые амфиболовые сланцы и амфиболиты, в которых, как правило, отмечаются аномально высокие содержания  $K_2O$ , а иногда и фосфора, а в оруденелых амфибол-эпидотовых сланцах содержание двуокиси титана превышает 11%. Все имеющиеся анализы метабазитов Локского выступа были сгруппированы по выделенным авторами трём, преимущественно базитовым тектоническим пластинам 3, 5, и 6. Для идентификации исходных пород метабазитов использованы дискриминантные диаграммы, предложенные А.Миасиро (Miyashiro, 1973, 1975) и Р.Колманом (1979). Несмотря на недостаточность данных по редким элементам, высокая информативность вариаций содержания железа, титана, ванадия, хрома, калия и фосфора (при разделении базитовых комплексов главных океанических структур) позволила авторам сделать ряд заключений. В первую очередь обращает на себя внимание значительная обогащенность большинства метабазитов Локского выступа калием и титаном (рис.2 и 3), что существенно отличает их от абиссальных толеитов. При этом устанавливается резкое обогащение составов метабазитов титаном уже на ранних стадиях фракционирования (см. рис. 3). Особенно наглядно эта закономерность проявлена в составах пятой тектонической пластины. В дальнейшем, при увеличении степени дифференциации наблюдается существенное падение содержаний титана, особенно в метабазитах шестой тектонической пластины. К нисходящей кривой распределения титана в метабазитах этой пластины приурочены также составы третьей тектонической пластины. Таким обра-

зом, тренды распределения титана в процессе фракционирования метабазитов Локского выступа значительно отличаются от тренда дифференциации абиссальных толеитов, характеризующихся более плавным нарастанием содержания титана в процессе фракционирования. Сходная закономерность отмечается также и в распределении железа (рис. 4) – существенное обогаще-



ние ранних дифференциатов метабазитов суммарным железом по сравнению с абиссальными толеитами. Характер распределения ванадия и хрома (рис.5) также указывает на значительное отличие составов исследованных метабазитов от абиссальных толеитов. В частности, устанавливается существенное обеднение метабазитов Локского выступа хромом, в следствие чего фигуративные точки смещены в сторону от поля абиссальных толеитов.

Рис. 2. Соотношение калия и кремнезёма в океанических образованиях (Колман, 1979). Метабазиты Локской мегапластины: 1- третьей тектонической пластины; 2 – пятой тектонической пластины; 3 - шестой тектонической пластины. Поля: I - субщелочные океанические базальты и габбро; II - куммулятивные габбро; III - океанические плагииграниты; IV - континентальные гранодиориты; V - континентальные тронджемиты

Рис. 4. Соотношение суммарного железа и железистости в различных магматических образованиях (Miyashiro, 1973). Усл. обознач. см. на рис. 2, 3

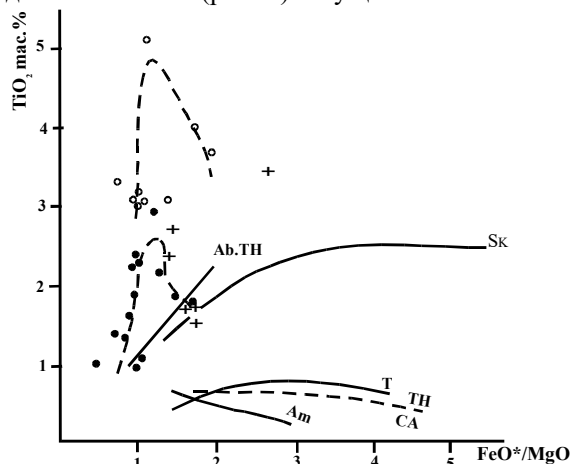
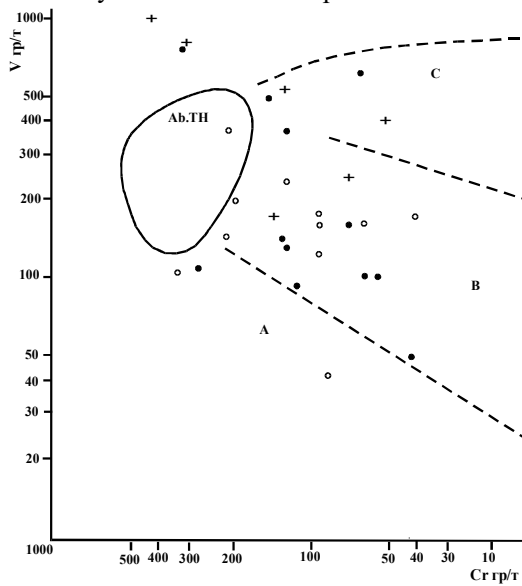
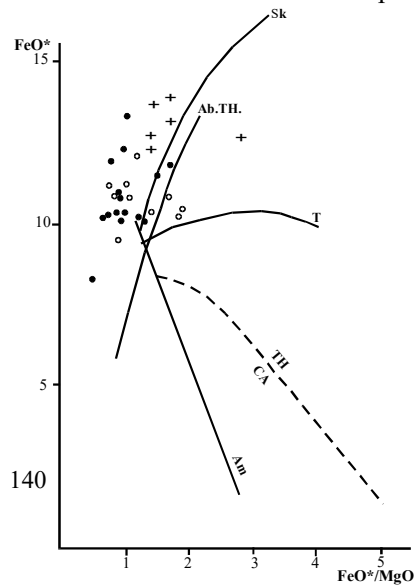


Рис. 3. Соотношение титана и железистости в различных магматических образованиях (Miyashiro, 1973). Усл. обознач. см. на рис. 2. Тренды: Ab.TH – абиссальные толеиты; Sk – Скаергардский интрузив; Т – вулкан Тафуа; Ам – вулкан Амаги; пунктирная линия – граница между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) сериями

Рис.5. Вариации содержания ванадия и хрома в различных магматических образованиях (Miyashiro, 1975). Усл. обознач. см. на рис.2. Поля: Ab.TH – абиссальные толеиты; А – только известково-щелочные серии; В - известково-щелочные и толеитовые серии; С – только толеитовые серии

Диаграмма соотношений титана и фосфора (рис. б) позволила, с одной стороны, разграничить составы метабазитов различных тектонических пластин Локского выступа, а с другой стороны - идентифицировать их с различными магматическими комплексами океанических структур. Соотношения, представленные на диаграмме, показывают, что составы метабазитов пятой тектонической пластины полностью соответствуют составам внутриплитных океанических базитов, а исходными породами амфиболитов и актинолитовых сланцев шестой пластины могли быть островодужные базитовые породы, хотя и отмечается некоторое тяготение составов к полю внутриплитных базитов, обусловленное в общем высоким уровнем титанистости этих метабазитов. Более сложная картина наблюдается в случае метабазитов третьей тектонической



пластины. Здесь составы пород образуют чётко разграниченные поля, соответствующие составам базальтов океанических островных дуг и внутриплитных базальтов океанов, что, по-видимому, указывает на сложное чешуйчатое строение этой тектонической пластины.

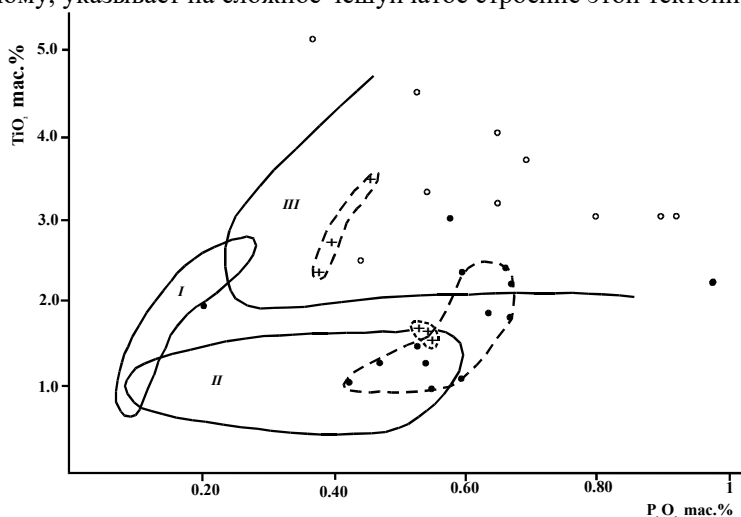


Рис. 6. Соотношение содержания титана и фосфора в различных океанических образованиях. Усл. обознач. см. на рис. 2. Поля: I – океанические толеиты; II – островодужные толеиты; III – внутриплитные базальты

Таким образом, тектонические пластины метабазитов Локского выступа отвечают фрагментам палеоокеанической коры и могут рассматриваться в качестве метаофиолитовых образований. Ранее среди метабазитов были выделены метаофиолиты состава MORB (И.Гамкредзе и др., 1999). Следовательно, приведенные выше данные показывают, что формирование метаофиолитов происходило в различных геодинамических обстановках океанической области. В дальнейшем тектонические события палеозоя – начала мезозоя привели к совмещению магматических образований этих различных океанических структур и их расчлениванию.

### Возраст метаморфитов

О возрасте исходных пород метаморфического комплекса нет прямых данных. Измерения K/Ar возраста, выполненные в лаборатории Геологического института АН Грузии, дали следующие значения: хлорит-серицитовые и гранат-серицит-хлоритовые сланцы ущ. р.Мошевани  $296 \pm 9$ ,  $340 \pm 10$  и  $323 \pm 10$  млн.лет; двуслюдяные сланцы с графитом и андалузитом правого притока р.Мошевани  $300 \pm 9$  и  $266 \pm 8$  млн.лет; альбит-кварц-серицит-хлоритовые сланцы района с.Локджандари –  $302 \pm 9$  млн.лет (Шенгелиа и др., 1990). Данные о возрасте метаморфических пород Локского выступа приведены также в работе Г.Т.Вашакидзе (1999): для хлоритоидных сланцев рр.Мошевани и Карасу по серицитам возраст соответствует  $296-347$  млн.лет, а для слюдяных сланцев рр.Горасцкали и Джандари –  $292-350$  млн.лет. Примерно такие же цифры возраста, как известно, получены и для гранитоидов Локского выступа по K/Ar, U/Pb и Rb/Sr методам:  $319$ ,  $332$  и  $338$  млн.лет (Рубинштейн, 1967; Иваницкий и Мгелиашвили, 1971; Rubinshtein, 1970),  $328 \pm 10$ ,  $343 \pm 10$ ,  $322 \pm 8$  млн.лет (Dudauri et al., 1990). Аналогичные датировки получены по пегматитам и аплитам:  $327 \pm 9$ ,  $323 \pm 9$  и  $338 \pm 10$ . Измерения возраста кварцевых диоритов дают значения  $370$  млн. лет (Дудаури и др., 1995).

Таким образом, измерения абсолютного возраста как гранитоидов, так и метаморфитов дают в основном позднепалеозойские значения, что соответствует времени формирования герцинских гранитов и последующей переработки пород фундамента.

Более древние датировки получены для метабазитов Чорчано-Уцлевской полосы Дзиркульского выступа фундамента Закавказского массива (тектонический меланж), проявляющих сходство с таковыми Локского выступа: Sm-Nd изотопные данные по породам для метабазитов соответствуют возрасту  $810 \pm 100$  млн. лет, а габброиды имеют возраст  $607 \pm 78$  млн. лет (Закариадзе и др., 1993, 1998, Zakariadze et al., 2000).

### Структура и ее формирование

**Структура** Локского выступа в её современном виде сформирована в результате длительного, многократного процесса деформаций. В настоящее время выступ фундамента, как было уже отмечено, представляет собой субширотную, асимметричную, севервергентную брахиан-

тиклиналь, ядро которой сложено докембрийскими гранит-метаморфическими образованиями, а крылья – метаморфизованными мелкоморскими, островодужного типа вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями юры, мела и палеогена. Мезо-кайнозойский осадочный чехол деформирован совместно с кристаллическим субстратом. Южное крыло антиклинали, в целом, пологое, а северное характеризуется крутыми падениями юрско-мелового осадочного чехла; местами отмечается опрокидывание слоёв на север.

Фундамент Локского выступа в настоящее время представляется как антиформа, нижняя часть которой сложена преимущественно диоритами-кварцевыми диоритами, обнажающимися лишь в глубоких ущельях, прорезывающих этот выступ. Гипсометрически более высокое положение обычно занимают позднепалеозойские граниты, за которыми следуют метаморфические образования, слагающие западное периклинальное окончание Локской антиклинали, окаймляющие антиформу с юга, запада и севера. После метаморфитов в южном крыле антиформы расположены граниты, а ещё выше – небольшой выход метаморфитов, перекрытый трансгрессивными отложениями среднего эоцена. Следовательно, в антиформе Локского выступа можно выделить несколько единиц, расположенных гипсометрически и структурно снизу вверх в следующей последовательности: (1) диориты-кварцевые диориты, (2) нижние граниты, (3) нижние метаморфиты, (4) верхние граниты, (5) верхние метаморфиты<sup>1</sup>.

Взаимоотношения диоритового комплекса (единицы) с гранитным давно привлекали внимание исследователей, пытающихся найти удовлетворительное объяснение их пространственному расположению (диориты всегда в низах, а граниты в верхах и не только в Локском, но и в Храмском выступах). Высказывалось мнение, что граниты внедрены в форме гарполита (Казахашвили, 1941). Однако контакты этих двух единиц специально не изучались. Не исключено, что взаимоотношение между этими единицами тектоническое и что нижняя, диорит-кварц-диоритовая единица Локской антиформы является отдельной, самой нижней в современном разрезе тектонической пластины (пл. 1 на рис. 1).

Взаимоотношения метаморфитов с гранитами повсеместно тектонические. Контакты между ними везде сорваны и отмечаются многочисленные свидетельства тектонической переработки пород как гранитного, так и метаморфического комплекса. Более того, в зонах контакта явные признаки интенсивной тектонизации (будинаж) носят и диабаз-порфириновые слабометаморфизованные породы дайкового комплекса, широко развитого в породах фундамента. На этом основании нами выделены следующие более верхние единицы – тектонические пластины Локской антиформы: гранитовая (пл. 2), метаморфитовая нижняя, или Локская (пл. 3), гранитовая верхняя (пл. 4), метаморфитовая верхняя, или Локисцкальская (пл. 5). Верхняя гранитовая пластина сложена типичными для Закавказских массивов красными (розовыми) гранитами, считавшимися позднепалеозойскими-варисскими образованиями. Некоторые исследователи датируют этот выход гранитов как мезозойский (Вашакидзе, 1999), что не является аргументом, противоречащим тектонической природе их современных контактов.

Внутреннее строение Локской (нижней) метаморфической пластины (или мегапластины), очень сложное. По всей вероятности, она состоит из множества более мелких тектонических пластин (чешуй). Исходные породы этих чешуй, вероятно, сформированы вдали друг от друга, в различных палеогеографических и геодинамических условиях и лишь в результате тектонического скучивания переплетены меж собой. В этом отношении Локская мегапластина метаморфитов проявляет сходство с тектоническим меланжем Чорчана-Уцлевской полосы Дзирульско-го выступа, а выступ фундамента Закавказских массивов в целом характеризуется общими чертами строения и эволюции с таковыми Понтид и Родопского массива (Закариадзе и др., 1993, 1998, 2000).

**Формирование структуры.** Ещё в 1960 годы А.В.Пейве высказал точку зрения об аллохтоном расположении, так называемых, "срединных массивов" Средиземноморского пояса, в

---

<sup>1</sup> **Примечание редколлегии.** Утверждение авторов что диорит-кварцевые диориты якобы обнажаются лишь в глубоких ущельях, а гипсометрически более высокое положение занимают позднепалеозойские граниты исходит из представлений Т.Г.Казахашвили (1941) и О.Д.Хуцишвили (1977) и является устаревшим. По новым данным (Вашакидзе, 1999; И.Гамкрелидзе и др., 1999) среднепалеозойские кварцевые диориты обнажаются и на водоразделах рр. Локджандари и Камышино, а кварцевые диориты ущ. р.Локисцкали и граниты на южном краю Локской антиклинали (антиформы) в действительности оказались среднеюрскими роговообманково-биотитовыми порфиридовидными гранитоидами с К/Аг возрастом 167 млн.лет (Вашакидзе, 1999). Следовательно, исходя из этих фактов, выделение авторами в данной статье "кварц-диоритовой," "гранитовой" и "гранитовой верхней" тектонических пластин лишено всякого основания.

том числе и Закавказских. По мнению этого исследователя массивы перемещены с юга на север в виде шарьяжных пластин. Подобный подход к вопросу воссоздания истории формирования фундамента Закавказья (ФЗ) применён группой исследователей в последние годы (Закариадзе и др., 1993, 1998; Zakariadze et al., 2000). На основании региональных геологических, структурных, петролого-геохимических и радиогеохронологических данных эти авторы пришли к заключению, что начальную стадию формирования (900-750 млн.лет - поздний протерозой) базит-метабазитовые комплексы ФЗ проходили в составе Аравийско-Нубийского щита (Панафриканские события). Однако во второй стадии Панафриканского развития (750-700 млн.лет) они избежали процессов магматизма и коллизию блоков, характерных для Аравийско-Нубийского щита (АНЩ). Причиной этому мог быть отрыв от северного края АНЩ (Гондваны) части незрелой континентальной коры (500 млн.лет) и её северный дрейф в период времени ранний-средний палеозой.

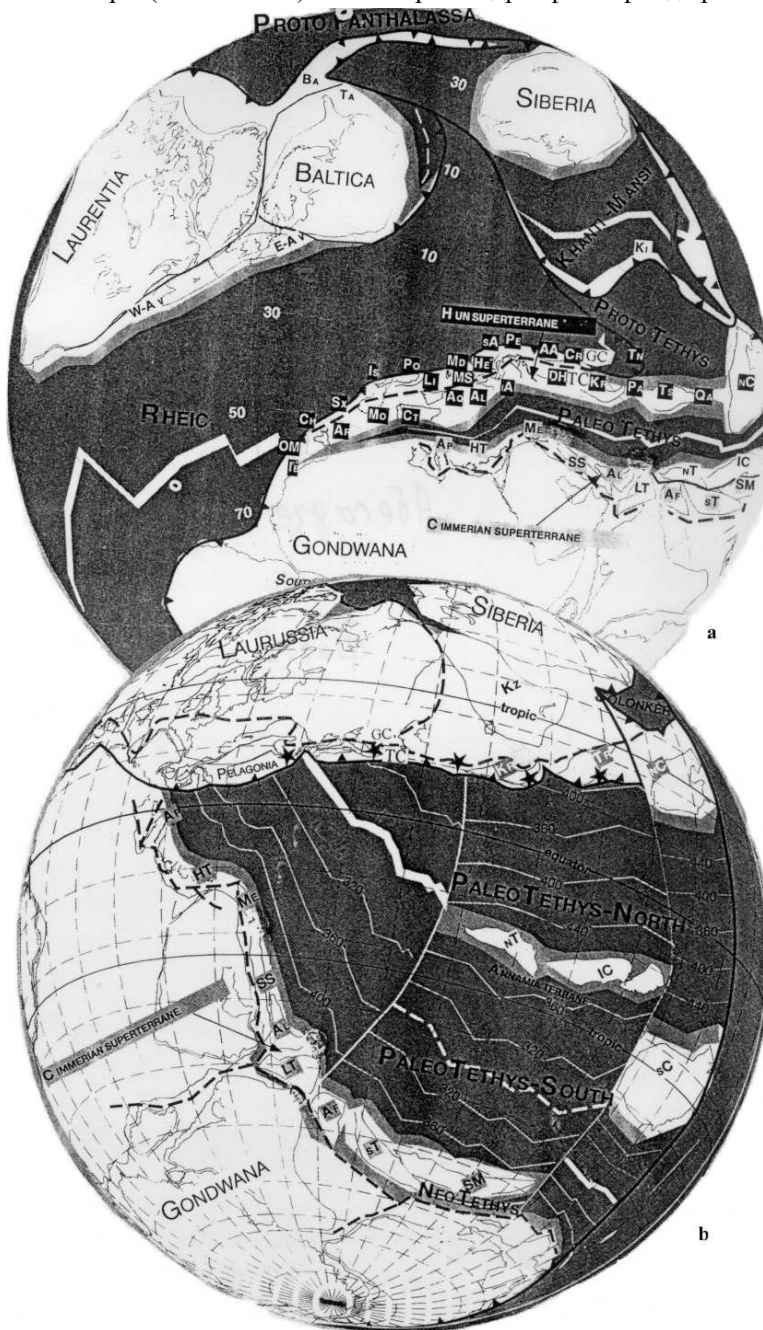


Рис. 7.а. Палинпастическая глобальная реконструкция расположения континентальных (светлый) и океанических (тёмный) областей для раннего и позднего палеозоя (Stampfli, 2000) с дополнениями авторов.

Усл. обознач.: толстые чёрные линии с зубчиками – зоны субдукции; толстые белые изломанные полосы – зоны спрединга; тонкие белые линии – трансформные разломы; белые тонкие линии с цифрами – возраст океанической коры в миллионах лет; толстые пунктирные линии – границы террейнов. Террейны Гунской кордильеры: Ом- Осса-Морена; Сн – Чансел; Сх- Саксо-Тюрингия; Is - Стамбул; Ро- Понтиды; Li- Лигурия; MD- Молданубикум; Ms - Мораво-Силезия; He- Гельвеция; sA- Южные Альпы; Ре- Пеннины, AA- Австро-Альпы; Сг, Карпаты; GC- Большой Кавказ. Гунские Гондванские террейны: Ib- Иберия; Ар- Арморика, Мо- Моезия; Ст- Кантабрия; Аq- Аквитания; Al- Альборан; IA - Интра-Альпы; DH - Динары-Эллиниды; ТС- Закавказье; Кг- Каракум и Туран; Ра- Памир; Ts- Южный Тарым; Qa- Кантаг.

Киммерийский супертеррейн: Ар- Апулия; НТ- Эллиниды и Западный Тавр; Ме- Мендерес и Тавр; SS- Санандая Сирджан; Al- Альборс; LT- Лут и Центральный Иран; Аф- Центральный Афганистан; St- Южный Тибет; Sm- Сибу Масу.

Анамийские блоки: NT- Северный Тибет; IC- Индо-Китай и Борнео; SC- Южный Китай.

Другие сокращения: W-Av- Западная Авалония; E-Av- Восточная Авалония; BA- Баренц-Лаврентия; Та- Тарым; Ки- Кипчакская дуга; Тп- Северный Тарым; NC- Северный Китай; Kz- Казахстан.

б. То же для позднего палеозоя.

Аккреция и обдукция этих фрагментов субконтинентальной коры к южному краю Восточно-Европейского континента, по-видимому, происходила в середине палеозоя. В позднем палеозое здесь происходили тектоно-магматические процессы, характерные для активных континентальных окраин: субдукция, островодужный магматизм и вулканизм, метаморфизм, деформации корового материала, обдукция пластин и т.д. Очевидно с началом этой стадии эволюции связано надвигание (обдукция) пород Прототетиса на активную континентальную окраину (пластины метаморфитов), а с завершением стадии – формирование гранитоидов и островодужных вулканитов варисцид Кавказа. Сходную с вышеизложенной схему палеотектонической реконструкции для раннего и позднего палеозоя предложили А.А.Белов, Дж.Сенгёр, а также Ж.Стампфли (Stampfli, 2000). Ниже приводим две иллюстрации этого исследователя с нашими дополнениями, относительно местоположения кавказских террейнов в раннем палеозое (рис. 7а) и в позднем палеозое (рис.7б). Дальнейшее развитие структурообразования – формирования тектонических пластин, сложенных как метаморфитами, так и гранитоидами, связано с завершающими фазами варисского тектогенеза и/или древнекимммерийскими фазами (Адамия и др., 1989; Казьмин, Сборщиков и др., 1989). Окончательное же оформление современной структуры фундамента Закавказья, в том числе и Локского выступа, произошло в последующие, завершающие фазы альпийского орогенеза.

### Заключение

Несмотря на то, что Локский выступ фундамента изучался на протяжении долгих лет многими исследователями, а особенно интенсивно за последнее десятилетие, целый ряд кардинальных вопросов, касающихся строения фундамента, остаются недостаточно ясными и поэтому дискуссионными. В первую очередь, это относится к структуре метаморфитов – выделению отдельных пластин и установлению взаимоотношений между ними; кроме того, нет достаточных данных о возрасте исходных пород метаморфитов в целом и, в частности, слагающих их отдельных пластин; недостаточно полно исследован и вещественный состав метаморфитов – не изучена их геохимия, что позволило бы более убедительно и детально типизировать те или иные группы метаморфитов. Не проводились также крупномасштабные геолого-съёмочные работы, основанные на специальных структурных полевых исследованиях.

Авторы надеются, что в будущем, при наличии соответствующих условий, исследователи вернуться к этому объекту и пробелы будут восполнены.

### Литература

- Адамия Ш.А., Габуня Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакурдзе Г.К. (1989). Характерные черты тектоники Кавказа //Геодинамика Кавказа. М.: Наука. С.3-15.
- Бежанишвили Г.Н.(1964). Грейзены северо-западной периферии Локского массива //Вопросы геологии Грузии. XXII сесс. МГК. С.81-89.
- Вашакидзе Г.Т. (1999). Петрология и изотопная геохронология Локского массива. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 37 с.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М., Швелидзе Ю.У., Вашакидзе Г.Т. (1999). Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива и горасцальские метаморфиты //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. Тбилиси. С.92-117.
- Джавахишвили Ш.И. (1958). Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз. яз)//Тр. ГИН АН ГССР. Сер. мин. и петр. Т.IV. С.201-359.
- Джавахишвили Ш.И. (1965). Нижний палеозой //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.1. С14-19.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Бакурадзе К.В. (1995). Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация //Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба. С.29 – 30. (на груз. яз.).
- Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К., Желязкова-Понайотова М.Д., Данюшевский Л.В., Соловьёва Н.В., Колесов Г.М., Минин Д.А. (1993). Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы)//Петрология. Т.1. №1. С.50-87.
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Э., Соловьёва Н.В., Лямков А.В. (1998). Петрология, геохимия и Sm – Nd возраст позднегерцинского палео-



- океанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. Т. 6. №4. С.422-444.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива //Вопр. петрол. и минерал.Т.1. М. С.312-318.
- Иваницкий Т.В., Мгелиашвили Т.Н. (1971). Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород // Тр. ГИН АН ГССР. Вып.27. 13с.
- Казахашвили Т.Г. (1941). Геолого-петрографический очерк Джандарского кристаллического массива (западная часть). Тбилиси: Изд-во ТГУ. 51 с.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. (1989). Палеозойские и раннекимерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса //Геодинамика Кавказа. М.: Наука. С.46-54.
- Колман Р. (1979). Офиолиты. М.: Мир. 261 с.
- Рубинштейн М.М. (1967). Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.11. 237с.
- Хуцишвили О.Д. (1978). Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.60. 64 с.
- Шенгелиа Д.М., Вашакидзе Г.Т., Попорадзе Н.Г. (1989). О метаморфитах Локского кристаллического выступа Закавказского массива //ДАН СССР. 308. №3. С.694-698.
- Шенгелиа Д.М., Вашакидзе Г.Т., Попорадзе Н.Г., Имнаишвили М.Ш. (1990). Вопросы петрологии метаморфитов Локского кристаллического выступа Закавказского срединного массива //Научн. тр. Груз. техн. ун-та. Тбилиси. №3 (359). С.71-81.
- Adamia Sh., Belov A., Chabukiani A., Chkhotua T., Lordkipanidze M., Shavishvili I.(1996-1997). Terrane description: The Caucasus. IGCP. Project №276. Terrane maps and Terrane descriptions. Athenes department des sciences de la Terre de l'Universite. Athenes (157 B4). P.537-560.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakidze G.(1999). New date on the geological structure of the Loki crystalline massif //Bull. Acad. Sci. of Georgia. 161. №1. P.93-97.
- Dudaori O., Togonidze M., Vashakidze G.(1988-1990). K/Ar Age of the Granitoids of the Transcaucasian Median Massif //Vortage Internationale Isotopen Kolloquium. 1988. Fraiberg. 1990.
- Miyashiro A. (1973). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc //Earth Planet. Sci. Let. Vol.19. P.218-224.
- Miyashiro A. and F. Shido.(1975). Tholeitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel //American Journal of Science. Vol.275. March. P.265-277.
- Rubinstein M. (1970) Regionale und Lokale Verjüngung des Argon-Alters am Beispiel des Kaukasus //Eclogae geol. Helv. 63. P.282-289.
- Stampfli G. (2000). Tethyan oceanes. From: Bozkurt E., Winchester J. and Piper (eds). Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geological Society. London. Special Publications. 173. P.1-23.
- Zakariadze G., Adamia Sh., Oberhaensli R., Karpenko S., Solov'eva N.(in print). Is the Transcaucasian massif a continental piece detached from Gondwana?.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЮРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ГРУЗИИ

О.З.Дудаури

**Основные закономерности развития среднеюрского интрузивного магматизма Грузии. О.З.Дудаури.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Среднеюрские (батские) интрузивы объединены в интрузивные комплексы на основе пространственной сопряженности, идентичности условий формирования и синхронности интрузивных тел. Эти комплексы приурочены к различным геотектоническим зонам Южного склона Большого Кавказа, Грузинской глыбы и Малого Кавказа. Среднее значение возраста пород интрузивных комплексов 170 млн.лет. Среднеюрский магматизм имеет гомодромный тренд развития. В большинстве интрузивных комплексов отмечается наличие серий пород – продуктов дифференциации как основной, так и кислой магмы, но в некоторые комплексы основная магма внедрилась в недифференцированном виде, а дифференциация кислой магмы ограничилась лишь формированием даек аплитов. По изотопии стронция основная магма имеет мантийное происхождение, а кислая – является палингенной, выплавившейся из кристаллического субстрата под воздействием тепла основной магмы.

*cfmfhsdtkjc iefbehekb vfuvfnbpvbc ufydbsfht, bc ·bhbsflb rfjyppjvbtht, fyb\ j\lelfehb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frlftvbbc utjkubehb bycnbnenb\ v\fkmtcb·bc 1/9= 380093 s, bkbcb\*

*iefbehekb (, fsehb) bynhepbd, b vfsb cbymhjekj, bc= cbdhwj, hbdb rfdibhbc lf ofhvjj, bc gbhj, t, bc vcufdct, bc cfae·dtkpt ufthsbfyt, ekbf bynhepbek rjvgktmct, ib\ tc rjvgktmct, b lfrfdibht, ekbf rfdrcbjybc cfv[htsb athlbc= cfmfhsdtkjc , tknbc lf vwbht rfdrcbjybc c[dflfc[df utjntm·njybreh pjyt, sfy\ fv rjvgktmct, bc mfysf cfiefkj fcfrb 170 vky\otkbf\ iefbehekb vfuvfnbpvb ufydbsfht, bc ]jvjlhjvekb nhtylbs [fcbfslt, f\ rjvgktmct, bc evhfdktcj, f fut, ekbf ae·t lf v; fdt vfuvbc lbathtywbfbwbbc ghjlemnt, bs= vfuhfv pju rjvgktmcib ae·t vfuvf fhflbathtywbht, ekb cf[bsff itvjzhkbb= v; fdt vfuvbc lbathtywbfbwbf rb v[jkil fgknt, bc xfvj'fkb, t, bs itvjbafhukt, f\ cnhjywb·evbc bpinjgbs lubylt, f= hjv ae·t vfuvf vfynehb ofhvjj, bcff= v; fdt rb - gfkbyutyehbf\ vcbv ufvjlyj, f rhbcnfkehb ce, cnhfnblfy ae·t vfuvbc cbs, jc ptvmvlt, bs vj[lf\*

**Main regularities of development of Middle Jurassic intrusive magmatism of Georgia. O.Dudauri.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Middle Jurassic (Bathonian) intrusives are united in intrusive complexes on the grounds of spatial conjugation, identical forming conditions and synchronicity of intrusive bodies. These complexes are confined to geotectonic zones of the south stope of the greater Caucasus and the Lesser Caucasus. Average age value of intrusive complex rocks is 170 Ma. Middle Jurassic magmatism is characterized by homodrome trend of development. The majority of intrusive complexes are boiled of rock series – products of basic and acid magma differentiation. In some complexes basic magma is non-differentiated and differentiation of acid magma is restricted only to formation of aplite dikes. According to strontium isotope, it's stated that basic magma is of mantle origin, and acid magma is palingenic, fused from substratum under the influence of basic magma heat.

На территории Грузии в мезозойское время интрузивный магматизм наиболее интенсивно проявился в средней юре и позднем мелу. Сравнительно слабые проявления интрузивной деятельности в лейасе и поздней юре выразились в образовании малочисленных и маломощных субвулканических тел и жил основного и кислого состава. Интрузивы триасового возраста в Грузии не встречаются.

Известно, что в Грузии исследование мезозойского магматизма начиналось и до сих пор ведется путем изучения отдельных интрузивных тел. По мере накопления фактического материала, чуть больше полувека назад, Г.М.Заридзе (1947) дал первое обобщение по мезозойскому и кайнозойскому интрузивному магматизму Грузии, в котором отдельные интрузивы описаны по географическому принципу их расположения. Естественно, что построить обобщенную модель развития магматического процесса на основе данных отдельных интрузивных тел довольно сложно. В начале 60-х годов были разработаны принципы выделения главных типов магма-

тических формаций (Кузнецов, 1964). Для приложения формационного метода к конкретным регионам были введены понятия "конкретная магматическая формация" и "магматический комплекс."

Формационный метод был использован А.М.Борсуком (1973) при изучении мезозойского и кайнозойского магматизма Большого Кавказа. Им среднеюрские интрузивы, приуроченные к зоне Главного надвига Южного склона (Кардывачский, Санчарский, Бзыбский и Ушба-Эцерский), объединены в габбро-гранитную формацию. Как мы увидим далее Санчарский и Бзыбский интрузивы резко отличаются от Кардывачского и Ушба-Эцерского и их общая характеристика не может выявить тонкости их сходства и различия.

Мы решили сгруппировать изученные нами интрузивные тела в интрузивные комплексы, основываясь на следующие принципы: 1) пространственная сопряженность; 2) синхронность, т.е. образование интрузивов в узком интервале геологического времени; 3) формирование интрузивов одного комплекса в одинаковых геологических условиях, т.е. их приуроченность к определенным геоструктурным зонам.

На Южном склоне Большого Кавказа, который в настоящее время, по И.П.Гамкрелидзе (2000), является складчато-покровным сооружением, расположены многочисленные среднеюрские (батские) интрузивные тела разного петрографического состава, которые мы объединяем в следующие интрузивные комплексы: Горабско-Келасурский, Кирарско-Абакурский, Санчарско-Бзыбский, Эцерско-Мулахский и Кардывачский.

На Дзирульском и Локском доюрских кристаллических массивах расположены, соответственно, Хевско-Чалванский и Локско-Поладаурский интрузивные комплексы.

Для среднеюрских интрузивных комплексов общей характерной чертой является то, что они имеютгомодромный тренд развития магматизма, независимо от геологических условий их формирования.

Горабско-Келасурский интрузивный комплекс расположен в Гагрско-Джавской тектонической зоне (П.Гамкрелидзе, 1966). В этом комплексе объединяются Горабский и Келасурский полифазные интрузивы и многочисленные однофазные небольшие тела Центральной Абхазии, сложенные из габбро или гранитов.

Келасурский интрузив является наиболее крупным постпалеозойским интрузивным образованием в Грузии. Это штокообразное тело с изометричной формой в поперечном сечении, обнажающееся на площади  $\approx 130 \text{ км}^2$  между ущ. рр.Келасури и Амтхели. К востоку от него расположен Горабский интрузив, имеющий удлиненную в широтном направлении форму, площадью  $\approx 50 \text{ км}^2$  (Тогонидзе, 1973). Келасурский интрузив сложен главным образом гранитоидами, а Горабский – диоритовыми породами, но в строении Горабско-Келасурского интрузивного комплекса принимает участие непрерывная серия горных пород от основного состава до ультракислых разностей. По геологическим взаимоотношениям пород установлена следующая последовательность их образования: пироксениты, габбро, диориты, граниты, гранит-порфиры, аляскиты, аплиты и пегматиты. Пироксениты являются дифференциатами основной магмы, а кислые породы – гранитной.

Все породы Горабско-Келасурского интрузивного комплекса по составу относятся к известково-щелочной серии; принадлежат они к породам нормального ряда (аплиты-субщелочные) калиево-натриевой серии. Пироксениты характеризуются низкой, габброиды – умеренной и высокой, диориты – высокой, а гранитоиды – весьма высокой глиноземистостью. Отчетливо проявлен непрерывный характер изменения химизма, тренд которого соответствует известково-щелочному (рис. 1).

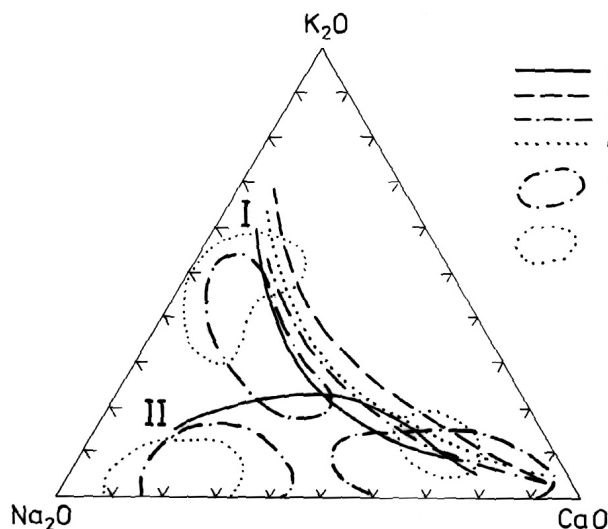


Рис.1. Петрохимическая диаграмма среднеюрских интрузивных комплексов

I – тренды известково-щелочной (I) и трондьемитовой (II) серий; 2-4 – тренды изменения химизма пород: 2 – Горабско-Келасурского, 3 – Хев-

Интрузивы Горабско-Келасурского комплекса прорывают доюрские метаморфиты (Горабский интрузив), лейасовые глинисто-песчанистые отложения и байосскую порфиритовую серию. Горабский и Келасурский интрузивы на южной периферии перекрываются базальными конгломератами нижнего мела (баррема), в которых хорошо окатанный обломочный материал представлен породами этих интрузивов. На южной периферии Келасурского интрузива между интрузивом и меловыми отложениями расположены линзы позднеюрской (кимеридж) пестроцветной свиты, что значительно суживает время формирования этого интрузива и, следовательно, всех изученных нами интрузивных комплексов. Это мнение подтверждается данными изотопных исследований. Среднее  $35 \text{ K-Ar}$  данных равно  $165 \pm 3$  млн.лет, а  $7 \text{ Rb-Sr}$  данных –  $171 \pm 3$  млн.лет. Приведенные возрастные значения соответствуют средней юре (Дудаури, Тогонидзе, 1988; Dudauri et al., 1991; Vinogradov, 1991).

Кирарско-Абакурский интрузивный комплекс объединяет Кирарский и Абакурский полифазные интрузивы и небольшие интрузивные тела сс.Дизи и Джорквали в Верхней и Мананаури - в Нижней Сванети (Дудаури, Тогонидзе, 1998).

Этот комплекс приурочен к сванетскому антиклинорию, который занимает восточную часть Чхалтинско-Лайлинской складчато-чешуйчатой тектонической зоны (И.Гамкрелидзе, 2000).

Абакурский интрузив обнажается на гребне и склонах Бакилдского хребта. Он представляет собой слабопрокинутое на юг штокообразное тело. В поперечном сечении имеет приближенное к изометричной форме очертание площадью около  $3 \text{ км}^2$ . Здесь четко устанавливается взаимоотношение пироксенитов и габбро, что очень редко наблюдается в других интрузивах. Пироксениты секутся габбро. Отмечается слабое проявление анортозитов, что указывает на происхождение пироксенитов и анортозитов путем дифференциации габбровой магмы. Нередко наблюдаются также полосчатые габбро с чередованием темных и цветных полос.

Кирарский интрузив расположен на водораздельном хребте рр.Накра и Ненскра. Это штокообразное тело изометричной формы в современном эрозионном срезе. Площадь обнажения около  $5-6 \text{ км}^2$ . Интрузив сложен главным образом диоритами, кварцевыми диоритами и порфиридовидными гранитами. В контакте с вмещающими породами образуются роговики и скарны.

В районе с.Дизи обнажается несколько небольших интрузивных тел штокообразной или дайкообразной формы, представленные в основном диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В ущ. р.Ингури, южнее с.Джорквали, в верхнелейасовых глинисто-песчанистых отложениях обнажается сложная дайка мощностью  $100 \text{ м}$ . В лежачем боку она сложена пироксенитами, которые вверх постепенно переходят в габбро. Пироксениты являются дифференциатами габбровой магмы.

В ущ. р.Скилири в местности Мананаури обнажается пластовая жила мощностью  $100-120 \text{ м}$ , сложенная габбро, габбро-порфиритами и диоритами.

По полученным нами данным, формирование пород Кирарско-Абакурского интрузивного комплекса представляется в следующей последовательности: пироксениты, габбро, диориты и граниты. Все породы сопровождаются жилами и дайками соответствующего состава. По химизму породы комплекса относятся к известково-щелочной серии. По содержанию щелочей принадлежат к нормальному, а аплиты – к субщелочному ряду калиево-натриевой серии. Основные породы характеризуются низкой, реже умеренной, а иногда высокой глиноземистостью. Диориты высокой, а граниты и аплиты – весьма высокой глиноземистостью. Тренд изменения химизма соответствует известково-щелочному (см. рис. 1).

Интрузивы Кирарско-Абакурского комплекса секут породы дизской серии и лейасовые отложения. Они – постлейасовые.

Возраст этого комплекса однозначно решен изотопными данными. Среднее значение пяти  $\text{K-Ar}$  возрастных данных по биотитам равняется  $169,8 \pm 3$  млн.лет (Dudauri et al., 1989).

Санчарско-Бзыбский интрузивный комплекс приурочен к Главному надвигу Южного склона Большого Кавказа. По плоскости этого надвига доюрский кристаллический фундамент Большого Кавказа надвинут на лейасовые глинисто-песчанистые отложения.

В этом комплексе объединены Санчарский и Бзыбский интрузивы. В геологической литературе Бзыбский интрузив называется то “Лабинским,” то “Наурским.” Мы этот интрузив назвали Бзыбским (Дудаури, Тогонидзе, 1972), так как на правом склоне ущ. р.Бзыбь выходит бо-

льшая часть интрузива. На Лабинском перевале обнажается лишь десятая часть площади всего интрузива, а на Наурском перевале породы интрузива вообще не выходят. Характер тектонической структуры обуславливает форму залегания Санчарского и Бзыбского интрузивов. Они имеют удлиненную вдоль линии надвига пластообразную форму.

Главный надвиг является системой долгоживущих разломов (П.Гамкрелидзе, 1964; Г. Абесадзе, 1972). По нашему мнению это подтверждается и тем, что восточные окончания Санчарского и Бзыбского интрузивов уходят от линии надвига и расположены в зоне распространения древнего кристаллического комплекса.

Санчарский интрузив по простирацию продолжается на 25 км от южного склона г.Каменистая до правого склона верх. р.Магана, при средней ширине 1,8 км. Площадь интрузива около 45 км<sup>2</sup>. Господствующими породами в интрузиве являются диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, в которых отмечаются довольно большие участки и ксенолиты перидотитов и габбро.

Бзыбский интрузив непрерывной полосой тянется вдоль надвига от левобережья р.Марух до верховьев р.Лаба, на 25 км. Средняя ширина выхода 2-2,5 км, площадь – около 50 км<sup>2</sup>. Интрузив в основном сложен гранитоидами, в которых в виде ксенолитов и участков встречаются габбро и диорит-порфириты.

В обоих интрузивах много секущих дайкообразных тел кислого и основного состава.

В Санчарско-Бзыбском интрузивном комплексе, как и в вышеописанных комплексах, присутствует полная серия горных пород – от основных ультрамафитов (перидотиты) до ультракислых (гранитовые аплиты), но имеются и отличия – здесь гранитовые пегматиты отсутствуют и, наряду с гранитами и гранитовыми аплитами, встречаются плагиограниты и плагиоаплиты. По химизму породы комплекса принадлежат к нормальному ряду известково-щелочной серии. В основных и средних породах встречаются породы как калиево-натриевой, так и натриевой серии. Граниты, аляскиты и аплиты представлены калиево-натриевой, а плагиограниты и плагиоаплиты – натриевой серией. Пироксениты характеризуются низкой, габбро – от низкой до высокой, диориты – высокой, а все кислые породы весьма высокой глиноземистостью. Изменение химизма происходит в двух направлениях, соответствующих известково-щелочному и трондземитовому (рис. 1). Последнее имеет явно дискретный характер, но и в известково-щелочном непрерывность не так четко проявлена, как в других интрузивных комплексах.

Породы Санчарско-Бзыбского комплекса имеют пирогенные контакты не только с породами древнего кристаллического комплекса, но и с лейасовыми сланцами, т.е. являются постлейасовыми. По данным М.М.Рубинштейна (1967) Санчарский интрузив является батским, хотя у этого автора опубликованы и дискордантные возрастные значения. Наши данные подтверждают среднеюрский (батский) возраст Санчарского и Бзыбского интрузивов. Бзыбский интрузив нами датирован впервые, и К-Аг методом по биотиту получено значение 175±2 млн.лет, а для Санчарского интрузива по роговой обманке – 167±3 млн.лет.

К зоне Главного надвига в Верхней Сванетии приурочено несколько интрузивов, объединенных нами в Эцерско-Мулахский интрузивный комплекс. Это – Ушба-Эцерский, Бангурианский, Серский и Квитлодский интрузивы.

Ушба-Эцерский интрузив расположен в верховьях правых притоков р.Ингури, Долра, Кедрула, Кын, Парисцкали и Ладлина, образуя субширотный хребет Бак-Чарында-Мазери-Ушба. Длина интрузива – 16,5 км, ширина – 2,5-4 км, площадь 45 км<sup>2</sup>. Интрузив характеризуется сложной формой. В восточной части он представляет собой крутопадающее дайкообразное тело, к западу плоскость южного контакта становится пологой и интрузив расширяется. Западная часть имеет форму асимметричного одностороннего лакколита (Дудаури, Хуцишвили, 1966). Большую часть интрузива слагают граниты. В юго-восточной части Эцерского участка и на западных склонах верш.Мазери обнажаются диабазы и диабаз-порфириты. В западной части интрузива имеется небольшой выход диорит-порфиритов. Широким развитием пользуются гибридные породы, образованные под воздействием гранитной магмы на диабазы и диорит-порфириты. В юго-западной части интрузива, в верх. р.Ладлина, значительную площадь занимают альбититы. Эти породы в виде довольно больших ксенолитов встречаются в гранитах, а также в виде секущих жил в диабазах и вмещающих глинистых сланцах. Интрузив сечется единичными жилами гранитовых аплитов, гранофилов и диабазов.

Бангурианский, Серский и Квитлодский интрузивы расположены в местности Мулахи. Бангурианский интрузив обнажается на юго-западном склоне хр.Гвалда. Это - мощная (150-200

м) пластовая жила площадью 0,5 км<sup>2</sup>. Серский интрузив также является мощным (250-300 м) жилообразным телом широтного простирания. Обнажается в ущ. ледника Сери и прослеживается на 3 км. Квитлодский интрузив расположен на водораздельном хребте ледников Квитлод и Цанер в виде вытянутого в субмеридиональном направлении тела площадью 2 км<sup>2</sup>. Все три интрузива представлены, в основном, кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфиритами, в которых содержатся ксенолиты диабазов и диорит-порфиритов. Интрузивы секутся единичными жилами плагиоаплитов, гранофиров, альбитофиров и диабазов.

В Эцерско-Мулахском интрузивном комплексе магматический процесс также характеризуется гомодромным развитием. В первую фазу формировались диабазы и диабаз-порфириты, за которыми образовались диорит-порфириты и затем граниты разного минерального состава. Альбититы являются продуктами поздней или постмагматических эманаций, последовавших за диабазами. Процесс формирования альбититов продолжался и после формирования гранитов.

Отличительной особенностью Эцерско-Мулахского интрузивного комплекса от вышеописанных является то, что здесь основные породы представлены не габбро и их дифференциатами, а недифференцированными диабазами и диабаз-порфиритами, которые отличаются от габбро не только структурой, но и минеральным составом – в них отсутствуют (за редким исключением) биотит и оливин, характерные для габбро; в отличие от других комплексов здесь отсутствуют гранитные пегматиты и широко развиты альбититы и гибридные породы.

По химизму альбитовые диабазы и альбититы относятся к щелочному, альбитовые граниты – к субщелочному, а остальные породы – к нормальному ряду. Альбититы, альбитовые диабазы и плагиоаплиты представлены натриевой серией, а остальные – калиево-натриевой. Диабазы характеризуются умеренной и высокой, диориты и гибридные породы – высокой, все остальные – весьма высокой глиноземистостью. Все породы относятся к известково-щелочной серии. В изменении химизма отмечается как известково-щелочное, так и трондjemитовое направление с четко выраженным дискретным характером в обоих случаях (см. рис.1).

Породы Эцерско-Мулахского интрузивного комплекса секут древний кристаллический комплекс, квисшкую свиту (верхний карбон-верхняя пермь) и лейасовые отложения, т.е. являются постлейасовыми. Нами породы Ушба-Эцерского интрузива датированы K-Ar и Rb-Sr методами. Среднее значение из трех изотопных данных равно  $172 \pm 3$  млн.лет, что соответствует средней юре.

К зоне Главного надвига приурочен и Кардывачский интрузив. Он обнажается в истоках рр.Авадхара, Аджара, Мзымта и Цахвоа, слагая также водораздельные хребты между истоками этих рек. Имеет удлиненную вдоль линии надвига форму площадью 50 км<sup>2</sup>. В формировании Кардывачского интрузива устанавливается следующая последовательность образования пород: диабазы и диабаз-порфириты, играющие господствующую роль в строении интрузива; альбититы, встречающиеся в виде маломощных жил в диабазах и вызывающие их интенсивную альбитизацию. Далее происходит внедрение гранитной магмы, вызвавшей гранитизацию пород предыдущей фазы и образование целого ряда гибридных пород. После гранитов образуются их жильные дериваты – плагио- и гранитные гранофиры и аплиты. Породы интрузива секутся более поздними дайками диабазов и диабаз-порфиритов.

По химизму альбититы, альбитовые диабазы и часть гранитов относятся к щелочному ряду; аплиты, гранофиры и часть гранитов – к субщелочному, а остальные породы – к нормальному ряду. Альбититы, альбитовые диабазы, плагиоаплиты и плагиогранофиры представлены натриевой серией, а остальные – калиево-натриевой. Диабазы характеризуются умеренной и высокой, гибридные – высокой и все остальные породы – весьма высокой глиноземистостью. Все породы относятся к известково-щелочной серии. Картина изменения химизма аналогична Ушба-Эцерскому комплексу (см. рис. 1).

Кардывачский интрузив вдоль северного контакта сечет палеозойский кристаллический комплекс, на юге имеет интрузивные контакты с лейасовыми глинисто-песчанистыми отложениями и обнажающимися здесь на небольшой площади гнейсами и амфиболитами. Эти последние трансгрессивно перекрываются лейасовыми отложениями, синемюрский возраст которых доказан найденной нами в базальных конгломератах фауной (Беридзе и др., 1972). Кардывачский интрузив геологически датируется как постлейасовый. Полученные нами K-Ar возрастные данные ( $166 \pm 2$ ;  $171 \pm 2$  млн.лет) датируют диабазы средней юрой. А.Г.Гурбанов (1973) Кардывачский интрузив считает полихронным образованием с возрастным диапазоном от поздней юры до палеогена включительно. Не останавливаясь на этом очень важном в геологическом и петро-

генетическом отношении вопросе, отметим лишь, что диабазовые породы по несколько заниженным данным (158-150 млн.лет) автор считает позднеюрскими, а граниты р.Синеокая по рибекиту датированы  $174 \pm 12$  млн.лет (пересчитан нами по стандартным константам), что несмотря на большую погрешность скорее всего соответствует средней юре. Того же мнения придерживается и А.М.Борсук (1979).

Хеви-Чалванский интрузивный комплекс расположен в пределах Дзирульского выступа Грузинской глыбы. В нем объединяются Хевский, Чалванский и Рикотский интрузивы.

Хевский интрузив обнажается в ущельях левых притоков р.Рикотисцкали и правых притоков р.Чхеримела и на водораздельном хребте этих рек. Имеет чуть удлинненную в северо-западном направлении форму площадью около  $60 \text{ км}^2$ .

Чалванский интрузив обнажается в ущ. р.Дзирула, занимая ее бассейн с притоками между сс. Личи и Чалвани. Имеет вытянутую в СЗ-ЮВ направлении эллипсоидную форму, площадью около  $25 \text{ км}^2$ .

Рикотский интрузив обнажается в ущ. р.Рикотисцкали. Выход интрузива начинается на 3 км ниже от западного портала Рикотского тоннеля и вдоль шоссеиной дороги продолжается приблизительно на 400 м.

Хевский интрузив сложен главным образом кварцевыми диоритами и гранодиоритами, образованными вследствие гранитизации диоритов. В восточной части интрузива обнажается участок габбро-порфиритов, также претерпевших гранитизацию. Небольшие ксенолиты этих пород встречаются и в других частях интрузива. Диориты секутся биотитовыми гранитами и роговообманково-биотитовыми гранит-порфирами. Все породы секутся многочисленными жилами гранитовых аплитов и пегматитов. Встречаются жилы кварц-порфиров и, редко, диабазов. Чалванский интрузив представлен в основном гранитами и гранит-порфирами, содержащими в малом количестве небольшие ксенолиты диоритов. Интрузив сечется жилами гранитовых аплитов и пегматитов, кварц-порфиров и диабазов. Рикотский интрузив представлен пироксенитами, роговообманковыми пироксенитами и габбро-пироксенитами, содержащими калишпат. Породы секутся лампрофировыми жилами спессартит-вогезитового состава. По химизму рикотиты принадлежат к основным ультрамафитам нормального ряда калиевой или, реже, калиево-натриевой серии. Характеризуются низкой глиноземистостью. Все породы Хевского и Чалванского интрузивов относятся к нормальному ряду (аплиты – к субщелочному) калиево-натриевой серии. Характеризуются умеренной или высокой глиноземистостью. Здесь так же, как и в Горабско-Келасурском интрузивном комплексе, отмечается непрерывный характер изменения химизма, тренд которого соответствует известково-щелочному (см. рис. 1).

О возрасте Рикотского интрузива высказывались различные мнения. Одни исследователи (Заридзе, 1938; Заридзе, Татришвили, 1950, 1953; Киласония, 1973; С.Чихелидзе, 1948; Хуцишвили, 1991 и др.) считают его палеозойским, другие (Хмаладзе, 1970; Мчедлишвили, Тогонидзе, 1985; Шубитидзе, 1999) доказывают его юрский возраст. Детально изучив этот интрузив, мы полностью разделяем мнение последних и, учитывая закономерность развития юрского магматизма Грузии, считаем, что Рикотский интрузив формировался в начальную фазу среднеюрского магматического цикла.

Таким образом, формирование пород Хевско-Чалванского интрузивного комплекса представляется в следующей последовательности: пироксениты и габбро-пироксениты (рикотиты), габбро-порфириты, диориты, граниты и гранит-порфиры, аплиты, пегматиты и кварц-порфиры.

Интрузивы отмеченного комплекса прорывают породы Дзирульского кристаллического массива, байосскую порфиритовую серию и трансгрессивно перекрываются карбонатными отложениями нижнего мела (Хевский интрузив). Нами породы Хевско-Чалванского интрузивного комплекса датированы К-Аг (по биотиту и роговой обманке) и Rb-Sr методами. Среднее значение 9 данных для пород Хевского и Чалванского интрузивов равно  $169 \pm 3$  млн.лет, а для рикотитов по биотиту имеются значения  $163 \pm 11$  млн.лет (Хмаладзе, 1970) и  $179 \pm 6$  (наши данные).

Локско-Поладаурский интрузивный комплекс приурочен к Локскому кристаллическому массиву, который в свою очередь расположен в Локско-Карабахской слабоскладчатой зоне, с севера отделенной от Артвинско-Болнисской зоны глубинным разломом. В этом комплексе объединены Поладаурский интрузив и небольшие тела, расположенные в ущ. рр.Локи, Джандари и Дамблуди.

Поладаурский интрузив известен давно (Габуня, Гамкрелидзе, 1942). Ш.И.Джавахишвили (1958) отмечает пересечение интрузивом лейасовых отложений и байосской порфиритовой



серии и трансгрессивное расположение на гранитах верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса. Однако не исключает возможности нахождения участков палеозойских гранитов в Поладаурском интрузиве.

По нашим полевым наблюдениям Поладаурский интрузив мозаичного строения, т.е. в интрузиве имеются выходы палеозойских гранитоидов, что легко устанавливается и невооруженным глазом.

Г.Т.Вашакидзе (1998) на карте отмечает поле палеозойских гранитоидов на правом склоне ущ. р.Поладаури. А левый склон, в том числе и ущ. р.Ахсу, занят среднеюрскими гранитами.

Исходя из разного толкования строения Поладаурского интрузива высказываются различные мнения о его возрасте. Некоторые ранние исследователи, в том числе и Г.Т.Вашакидзе, считают интрузив батским. Г.Т.Вашакидзе (1998) на основе данных изотопного датирования на Локском массиве выделяет и другие среднеюрские (батские) интрузивные тела. Таковыми являются небольшие интрузивы в северной и южной частях Локского массива (в ущ. рр. Поладаури, Локи, Джандари и Дамблуди). Эти интрузивы секут палеозойский интрузивный комплекс и лейкасовы отложения. Интрузивы Локско-Поладаурского интрузивного комплекса сложены плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Этот комплекс сильно отличается от описанных выше среднеюрских комплексов. Здесь прешествующая гранитоидам основная магматическая фаза неизвестна. Отсутствуют также гранитные пегматиты. Интрузивы секутся маломощными жилами кварц-порфиров и аплитов. Среднее значение шести возрастных данных равно  $176 \pm 5$  млн. лет, что соответствует средней юре (Вашакидзе, 1998).

Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах среднеюрских интрузивов рассмотрим на примере Горабско-Келасурского комплекса, в котором наиболее полно представлена серия пород от основных ультрамафитов до ультракислых. Анализы были проведены методом нейтронной активизации в Центральном институте радиационных и изотопных исследований в Лейпциге (Германия) и в ГЕОХИ РАН в Москве.

В пироксенитах и оливиновых габбро средние значения суммы (TR) редкоземельных элементов не превышают 20,8 г/т. Их содержание резко возрастает в безоливиновых габбро – 103 г/т и диоритах – 127 г/т. По сравнению с диоритами вырисовывается тенденция понижения в гранитоидах; в гранитах – 92 г/т, гранит-порфирах – 104 г/т, аляскитах – 105 г/т, аплитах – 96 г/т и пегматитах – 100 г/т. Во всех породах сумма легких элементов преобладает над суммой тяжелых лантаноидов. Отношения элементов цериевой и итриевой групп ( $\Sigma Ce / \Sigma Y$ ) увеличиваются с увеличением кислотности горных пород: в пироксенитах и оливиновых габбро не превышает 7, в безоливиновых габбро и диоритах соответственно 9 и 11, максимумы значений достигаются в аляскитах и аплитах – 20.

На диаграмме (рис.2) в основных и среднекислых породах аномалии в содержании Eu не наблюдаются. Их тренды наклонены от легких лантаноидов к тяжелым, сравнительно выполаживаясь от точек Tb. Дефицит Eu резко увеличивается от гранитов и гранит-порфиров к аплитам и аляскитам, что указывает на дошедшую до конца дифференциацию гранитной магмы. Дефицит Eu – характерная особенность серий фракционной кристаллизации, в которых участвуют полевые шпаты (Балашов, 1976).

Заканчивая краткий обзор среднеюрских (батских) интрузивных комплексов Грузии, перейдем к изложению общих закономерностей развития магматизма указанного времени, основываясь на богатом фактическом материале, изложение которого невозможно в статье ограниченного объема.

Интрузивный процесс имеет гомодромный тренд развития. В обобщенном и упрощенном виде это выражается следующим образом: активность основной магмы – формирование диоритов и кварцевых диоритов – активность гранитной магмы.

Активность основной магмы сопровождается дифференциацией расплава с образованием перидотитов (Санчарский интрузив), оливиновых пироксенитов и анортозитов (Абакурский интрузив). За этим процессом следует внедрение габбровой магмы и формирование оливиновых, редко безоливиновых (Горабский интрузив) габбро. Исключение составляют Эцерско-Мулахский и Кардывачский интрузивные комплексы, где основная магма внедряется в недифференцированном виде и кристаллизуется в виде диабазов и диабаз-порфиритов. Здесь в постмагматическую стадию образуются небольшие тела, жилы и дайки альбититов, вызывающие альбитизацию пород, что не наблюдается в других интрузивных комплексах.

Следует подчеркнуть, что Ушба-Эцерский и Кардывачский интрузивы по набору пород являются почти аналогами. Другие интрузивные комплексы резко отличаются от них. Поэтому использованное в геологической литературе понятие “неинтрузия Эцерского типа” (Белянкин и др., 1943) можно принять только по отношению к Кардывачскому интрузиву.

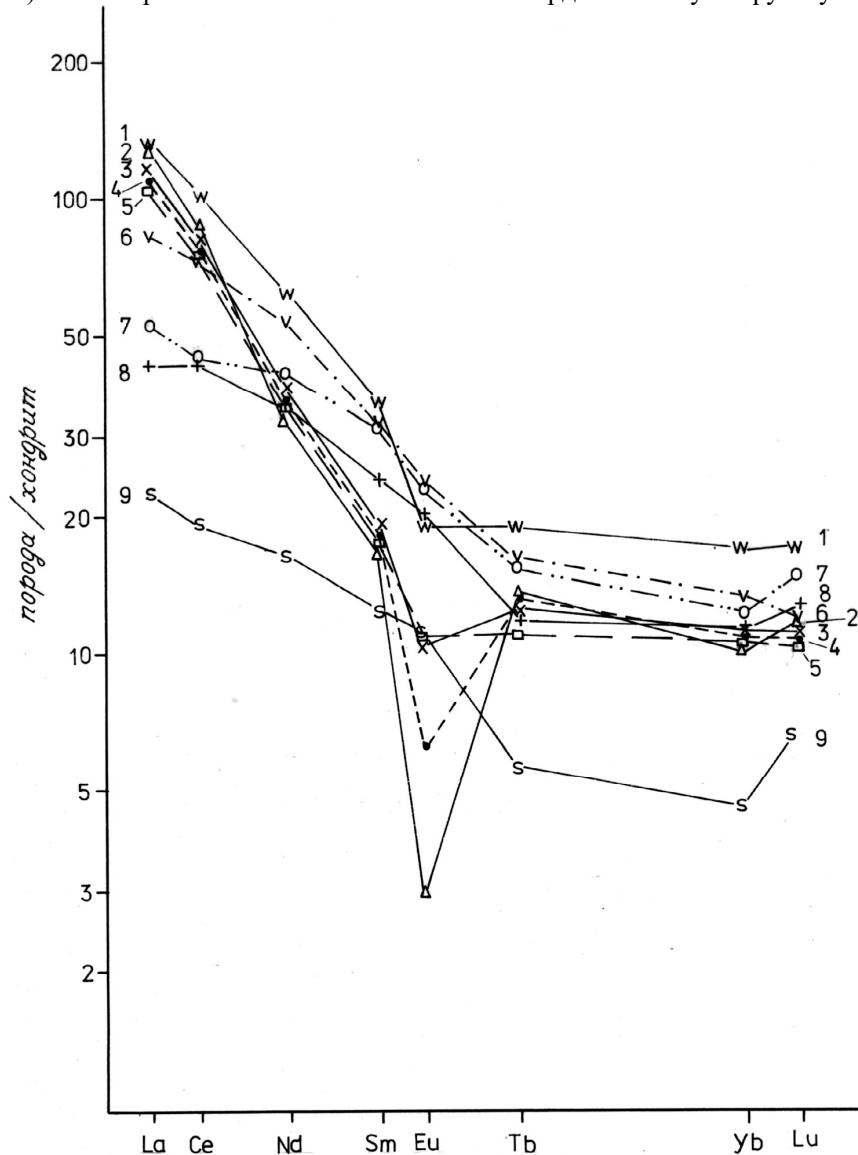


Рис.2. Распределение PЗЭ в породах Горабско-Келасурского интрузивного комплекса  
 1 – диоритовые породы; 2 – аляскиты; 3 – гранит-порфиры; 4 – аплиты; 5 – граниты; 6 – габбро безоливиновые;  
 7 – габбро-порфиры; 8 – габбро оливиновые; 9 – пироксениты

Вопрос образования диоритов рассмотрим позже. После формирования диоритовых пород произошло внедрение гранитной магмы. Наиболее полно активность гранитной магмы проявилась в Келасурском и Хевском интрузивах. В них произошла дифференциация гранитной магмы с образованием аляскитов (Келасурский интрузив), аплитов и пегматитов. В других интрузивных комплексах гранитные пегматиты отсутствуют. Наблюдается лишь существование микропегматитовых гранитов. Генетические особенности гранитных пегматитов приводят нас к выводу, что гранитные магмы Келасурского и Хевского интрузивов были богаты летучими компонентами, которые из-за закрытости тектонических структур оставались в магматической камере и после кристаллизации расплава.

Таким образом, во всех интрузивных комплексах, за исключением Эцерско-Мулахского и Кардывачского, имела место дифференциация габбровой и гранитной магм. Благодаря этим процессам образовалась полная (непрерывная) серия пород от перидотитов и пироксенитов до

гранитных аплитов и пегматитов. Вышеупомянутые два интрузивных комплекса сложены неполной серией горных пород. Здесь основная магма недифференцирована, а гранитная магма претерпела не до конца дошедшую дифференциацию с образованием только лишь аплитов.

Что касается происхождения магм, давших изученные интрузивные комплексы, то можно сказать, что основная магма мантийного происхождения, что подтверждается изотопными соотношениями стронция (Дудаури и др., 1999). Хотя бесспорно, что основная магма контаминирована коровым материалом. На это, кроме изотопии стронция, указывает и наличие в основных породах и их дифференциатах биотита и роговой обманки, для кристаллизации которых требуется присутствие не только соответствующих компонентов, но и воды. Низкие значения изотопных отношений кислорода в породах Горабско-Келасурского интрузивного комплекса (ср. значения в пироксенитах и габбро – 7,5‰ и гранитоидах – 8,3‰) свидетельствуют об участии высокотемпературных метеорных вод при кристаллизации магм (Pokrovsky et al., 1991).

Среднекислые и кислые магмы не могли образоваться за счет дифференциации основной магмы по той простой причине, что породы такого состава в большинстве интрузивных комплексов значительно преобладают над основными породами.

На данном этапе развития геологических наук типизация гранитоидов происходит на основе источника вещества и той геодинамической обстановки, которая существовала во время их формирования. На основе указанных критериев гранитоиды среднеюрских интрузивных комплексов являются коровыми, т.е. палингенными (Дудаури, 1972).

Как было сказано выше, продукты первых магматических фаз образовались внедрением основной магмы, являющейся, по нашему мнению, источником тепла, вызвавшим плавление сиалической коры. На первом этапе плавления в высокотемпературных условиях происходило полное или почти полное плавление пород субстрата, что в последующем дало диоритовые породы. Эти породы имеют также и гибридное происхождение и образовались путем ассимиляции гранитной магмой основных пород. Об этом свидетельствуют как структурные особенности диоритовых пород, так и их минеральный состав, а также обилие ксенолитов в гранитоидах. При последующем понижении температуры происходило частичное плавление пород кристаллического субстрата. На этом этапе выплавилась гранитная магма, имевшая эвтектический или близкий к эвтектическому состав.

Среднеюрские (батские) интрузивные комплексы Грузии образовались в субдукционной геодинамической обстановке. Формированию этих комплексов предшествовала мощная вулканическая деятельность, происходящая в условиях растяжения и давшая байосскую порфиритовую серию, мощностью около 3 км. Режим растяжения сменился режимом сжатия, связанным с батской фазой складчатости и сопровождающимся выжиманием магм в верхние горизонты земной коры.

На раннем этапе изучения постпалеозойских интрузивных образований Кавказа была установлена важная эмпирическая закономерность – в доюрских породах содержится микроклин с характерной решеткой, а в мезо-кайнозойских гранитоидах – анортклаз с низким значением угла оптических осей (Белянкин, 1927). Эта закономерность сыграла важную роль в обнаружении многих неинтрузий на Кавказе.

Изучение доюрских и мезозойских интрузивных образований Грузии позволило нам выявить еще одну, правда менее важную, но все же интересную в петрогенетическом аспекте закономерность: в породах мезозойских интрузивов в отличие от древних гранитоидов мусковит отсутствует и из слюд содержится только биотит, который является “сквозным” минералом, присутствующим во всех породах в виде породообразующего или второстепенного минерала. Естественно, что в основных породах биотиты – магнизиальные, а в кислых – железистые, т.е. их состав меняется от флогопит-истонита к аннит-сидерофилиту (Тогонидзе, Дудаури, 1977).

## Литература

- Абесадзе Г.Н. (1972). О природе "Главного надвига" Большого Кавказа в западной части Абхазии //Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. С.150-155.
- Балашов Ю.А. (1976). Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука. 267 с.
- Белянкин Д.С. (1927). Об анортклазе в кавказитах //Изв. АН СССР. 21. №12-14. С.1115-1124.

- Белянкин Д.С., Еремеев В.П., Петров В.П., Фаворская М.А. (1943). О неинтрузиях Бакского (Эцгерского) типа на Кавказе //Зап. Всерос. мин. об-ва. №3-4. С.224-236.
- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. (1972). Юрская система //Вопр. геол. северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. С.22-39.
- Борсук А.М. (1979). Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука. 299 с.
- Вашакидзе Г.Т. (1998). Мезозойские интрузивы Локского массива //Сб.тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С.210-218.
- Габуния К.Е., Гамкрелидзе П.Д. (1942). Геология южной части Борчалинского района //Тр.ГИН АН ГССР. Сер геол. Т.1(VI). 72 с.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. С.204-208.
- Гамкрелидзе П.Д. (1964).Тектоника //Геология СССР.Т.Х.Грузинская ССР.М.:Недра.С.453-491.
- Гамкрелидзе П.Д. (1966). Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением //Глубинное строение Кавказа. М. С.3-14.
- Гурбанов А.Г. (1973). Мезо-кайнозойские магматические формации осевой части Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла //Автореф.кандид. дисс. М. 30 с.
- Дудаури О.З. (1972). Роль древнего кристаллического субстрата в формировании среднеюрских гранитоидов Южного склона Большого Кавказа //Тр. IV Всес.петр.совещ. Ч.2. М.: Наука. С.137-139.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1972). Постпалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой //Вопр. геол. СЗ части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба.С.185-196.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1988). Келасурский гранитоидный массив //Путев. геол. экспед. Тбилиси. 26 с.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. (1998). Петрология и изотопный возраст Кирар-Абакурского интрузивного комплекса //Сб. тр.ГИН АН Грузии. Тбилиси. С.150-162.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. (1999). Региональные проблемы изотопной геологии //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 114. С.118-132.
- Дудаури О.З., Хуцишвили О.Д. (1966). О форме залегания и возрасте Ушба-Эцгерского интрузива //Сообщ. АН ГССР. Т.ХII. №3. С.635-641.
- Джавахишвили Ш.И. (1958). Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз. яз.) //Тр. ГИН АН ГССР. Минер.-петр. сер. 4. С.348-359.
- Заридзе Г.М. (1938). Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве //Бюлл. Геол. ин-та Грузии. Т.IV. Вып.1. Тбилиси: Изд-во Гос. ун-та. 104 с.
- Заридзе Г.М. (1947). Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Тбилиси: Техника да шрома. 400 с.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1950). О возрастных взаимоотношениях кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива //ДАН СССР.Т.LXXII. №1. С.121-124.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива //Тр.ГИН. Сер. мин.-петр. Т.III. С.33-79.
- Киласония П.Ф. (1973). К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива //Сообщ. АН ГССР. 70.№2. С.377-380.
- Кузнецов Ю.А. (1964). Главные типы магматических формаций. М.: Недра. 387 с.
- Мchedlishvili Т.Д., Тогонидзе М.Г. (1985). Выявление петролого-геохимических особенностей юрских гранитоидов Дзирульского массива //Фонды ГИН АН ГССР. С. 3-204.
- Рубинштейн М.М. (1967). Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.11.Тбилиси. 239 с.
- Тогонидзе М.Г. (1973). Петрология Горабского интрузива //Автореф. кандидат.дисс. Тбилиси. 28с
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. (1977). Биотиты из горных пород Гораб-Келасурского интрузивного комплекса //Сообщ. АН ГССР. 86. №2. С.393-396.
- Тогонидзе М.Г., Виноградов В.И., Дудаури О.З. (1989). Новые радиогеохронологические данные о возрасте Хеви-Чалванского интрузивного комплекса на Дзирульском массиве //Сообщ. АН Грузии. 136. №1. С.101-104.
- Хмаладзе И.И. (1970). Ортоклазовое габбро Дзирульского массива и связанные с ним лампрофиры //Изв. геол. об-ва Грузии. Т.6. Вып.1,2. С.44-51.

- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и формирование внутрикавказского массива //Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 41 с.
- Чихелидзе С.С. (1948). Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива //Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер.геол. 4(9). С.27-32.
- Шубитидзе Л.Г. (1999). Петрогенетическое значение кали-натриевых полевых шпатов рикотитов (Дзирульский массив) (на груз. яз.) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114. С.314-317.
- Dudauri O., Togonidze M., Chernyshev I., Gerstenberger H. (1991). The Gorab-Kelasuri intrusive complex in the Transcaucasus: geological setting, petrology and K-Ar ages of biotites //Chemie der Erde. Iena. B.51. H.2/3. P.82-86.
- Dudauri O., Togonidze M., Vinogradov V. (1989). Isotopic age of mesozoic intrusive formations of Georgia (Transcaucasus). Fift working meeting isotope in nature. Proceedings.P.1. Leipzig. P.85-93.
- Pokrovsky B., Dudauri O., Togonidze M. (1991). The oxygen isotope composition of rocks of the Kelasuri and Gorabi massifs //Chemie der Erde. Iena. B.51. H.2/3. P.96-99.
- Vinogradov V. (1991). Rb-Sr systematics of the Kelasuri granitoid pluton,NW Caucasus //Chemie der Erde. Iena. B.51. H. 2/3. P.103-106.

## ПЕТРОХИМИЯ ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЛОКСКОГО МАССИВА

Г.Т.Вашакидзе, Р.А.Ахвледiani

**Петрохимия гранитоидного комплекса Локского массива. Г.Т.Вашакидзе, Р.А.Ахвледiani.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Анализ петрохимических констант гранитоидного комплекса Локского массива (Грузия) позволил высказать предположение, что основная часть массива возникла за счет гранитизации древних вулканогенно-осадочных пород андези-базальтового состава. Примерно аналогичными по составу являются гранитоиды юры и мела, хотя при формировании первых определенная роль отводится явлениям контаминации, а генезис вторых связан с магматическим диапиром и сопутствующими ему сквозьмагматическими растворами.

*kjmbc vfcdbbc uhfybnjblekb rjvghtmcbc gtnhjmbvbf \ u\dfifrb-t= h\fdkklbfyb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkubehb bycnbnenb= \fktmcb·bc m\ 1/9= 380093 s,bkbc\*

*kjmbc vfcdbbc (cfmfhsdtkj) uhfybnjblekb rjvghtmcbc gtnhjmbvbehb rjycfynt,bc fyfkbpvf vjudwf cfiefkt,f ufvyjudtsmdf vjcfpht,f= hjv vfcdbbc ·bhbsflb yfobkb ofhvjbifd ·dtkb fyltpbn-,fpf-knehb itvflutykj,bc dekrfyjutyeh-lfyfktmb mfyt,bc uhfybnbpfwbbs\ fctsbdt itvflutykj,bc fhbc behekb lf wfhwekb uhfybnjblt,bw= sevwf gbhdtkbc xfvj'fkb,t,fib uhrdtekb hjkb bsfvfif rjynfvbyfwbbc ghjwctct,vf= [kj vtjhtt,bc utytpcb lfrfdibht,ekbf vfueh lfbgbhsfy lf vfcfsy lfrfdibht,ek vfuvfufvzjk [cyfht,sfy\*

**Petrochemistry of granitoid complex Locki massif. G.Vashakidze, R.Akhvlediani.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Analyses of petrochemical constants of granitoid complex of Locki massif (Georgia) gave possibility to suppose that the main part of the massif had formed due to granitization of old volcanogenic-sedimentary rocks of andesite-basalt composition. Approximately analogous content have jurassic and creaceous granitoides though in formation of first the definite role has been assigned to contamination processes, and genesis of last has been connected with magmatic diapir and accompanying it throughmagmatic solutions.

Гранитоиды, широко распространенные в возрастном диапазоне породы, содержат в себе разнообразную информацию о составе и генезисе, а следовательно, очевидна их роль в формировании и эволюции сиалической коры континентов. Поэтому, особенно на современном этапе знаний, процессы гранитообразования рассматривают в тесной связи с формированием земной коры, для чего используются геохимические критерии, полученные при статистической обработке обширного материала по химизму основных и микроэлементов силикатных пород.

Останавливаться детально на данном вопросе не представляется возможным, поэтому сошлемся на результаты исследования, суммированные в работах Н.Л.Добрецова (1980), С.Р.Тейлора и С.М.Мак-Леннана (1988), Ч.Хьюджеса (1988). Суть современных представлений о формировании магм и пород, в общих чертах, можно объяснить с позиций экспериментальных исследований системы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , проведенных И.Куширо (1971) при давлении до 30 кбар. По данным автора были получены три невариантные точки физико-химической системы, имеющие важное значение для геологии.

Одна отвечает условиям сухого расплава и соответствует образованию магм базальтов различного состава.

Две других относятся к системе с водой и, вероятно, соответствуют образованию андезитовой и гранитной магмам соответственно. Эксперимент проводился на природном перидотите, в результате чего в сухой системе при 20 кбар был получен толеитовый оливинит, а при 30 кбар -щелочной пикрит. Состав же при участии воды и давлении, равном 26 кбар, соответствовал андезиту.

И.Куширо в зависимости от физических условий плавления у различных невариантных точек получал различные породы при частичном их плавлении ("фракционное плавление"). На этой основе автор представил следующий эволюционный ряд становления континентальной коры: состав начальной коры – хондриты, насыщенные водой и летучими компонентами,-частич-

ное выплавление "андезитовой" магмы (ранняя континентальная кора) - далее дифференциация при водонасыщении и при частичном плавлении образуются "граниты"-верхний слой и соответственно нижний слой "гранулитов". При обеднении системы водой андезитовый состав пород сменяется образованием базальтовой магмы, что, по представлению И.Куширо (1971), должно было произойти на стадии раннего докембрия.

В свете вышесказанного, используя геохронологические исследования одного из авторов данной статьи, сделана попытка петрохимического анализа состава пород гранитоидного комплекса Локского массива.

Локский массив сложен метаморфической свитой и гранитоидами разного состава, которые в свою очередь секутся жилами и дайками мусковитовых гранитов, гранитовых аплитов и пегматитов, диабазов, порфириров разного состава, амфиболового габбро. Надо отметить, что метаморфическая свита сечётся гранитоидами массива, которые также трансгрессивно перекрываются базальтными конгломератами лейаса.

Таким образом, палеозойский магматический комплекс представлен нижеприведенным типом пород.

### Палеозойские магматические породы

**Габбро-диориты** темного цвета, крупно- или среднезернистые, редко встречаются мелкозернистые разновидности. Структура аллотриоморфнозернистая с пойкилитовыми или пойкилоофитовыми участками, реже порфириовидная. Породообразующие минералы представлены амфиболом (магнезиальная роговая обманка с железистостью 34-45%), плагиоклазом (лабрадор № 60) и редко полностью хлоритизированным биотитом. Порода в разной степени окварцована. Из вторичных минералов встречаются хлорит, серицит, соссюрит, эпидот. Аксессуарно присутствуют рудный минерал, апатит и сфен.

**Слаборазгнейсованные кварцевые диориты** - среднезернистые породы серого или темно-серого цвета со слабой гнейсовидной текстурой, что выражается в ориентированном расположении темноцветных минералов в породе. Структура гипидиоморфно- или аллотриоморфнозернистая, местами с неравномернозернистыми участками. Во многих местах порода гранитизирована, из-за чего образуются переходные типы до гранодиоритов, реже до гранитов. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (андезин №32-41, реже олигоклаз), кварцем, биотитом, роговой обманкой (магнезиальная роговая обманка с железистостью 34-40%, иногда края кристаллов представлены актинолитовой роговой обманкой) и калишпатом (микроклин); аксессуарные -- апатитом, цирконом, рудным минералом и редко ортитом. Из вторичных встречаются хлорит, серицит, кальцит и эпидотовые минералы.

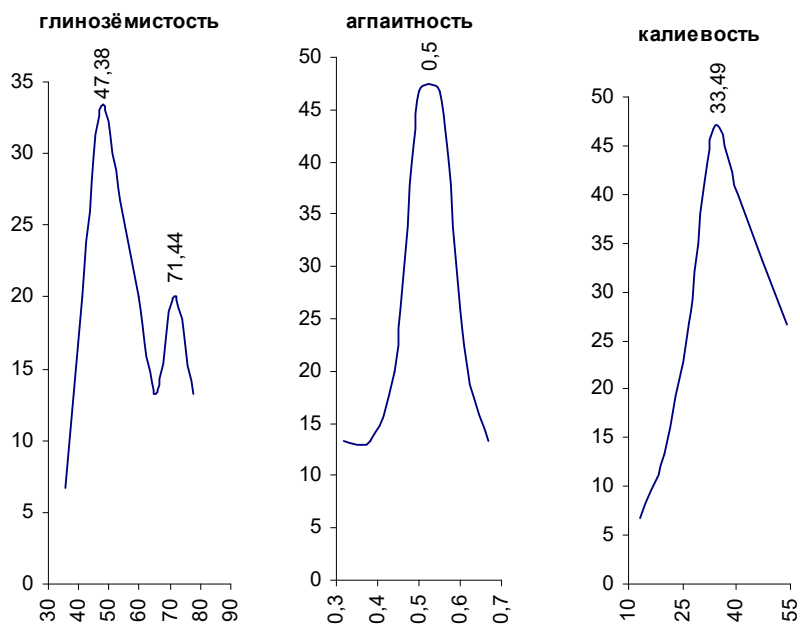
В табл. 1 приведен целый ряд коэффициентов (индексы основности, глиноземистости, агпаитности и калиевоности), а также воспроизведены типы материнских пород с помощью известных расчетов и диаграмм А.А.Предовского (1980) и Де-ля-Роша (1971).

Таблица 1

Основные характеристики магматических пород палеозоя  
(кварцевые диориты и габбро-диориты)

Индекс	Тип породы	Интервал	X ср.	G <sub>n</sub>
Основности	Кварцевые диориты	0.33-0.64	0.45	0.090
Глиноземистость		45.62-83.48	61.2	11.73
Агпаитность		0.32-0.67	0.48	0.106
Калиевоность		22.22-54.02	40.4	11.60
По Предовскому	Туффиты с кислым и основным составом, риолиты. Дациты, граувакки и аркозы			
По Де-ля-Рошу	Андезиты, риолиты, дациты			
Основности	Габбро-диорит	0.53-0.75	0.62	0.097
Глиноземистость		35.35-48.61	42.1	5.62
Агпаитность		0.32-0.55	0.47	0.105
Калиевоность		12.96-36.29	27.0	10.97
По Предовскому	Базиты, туффиты с основным составом, граувакки			
По Де-ля-Рошу	Базальты, гавайиты, андезиты			

Анализируя приводимые данные, убеждаемся в том, что исходный состав претерпевших преобразование вулканогенно-осадочных пород отличался по химизму и если для габбро-дио-



ритов он отвечал базитам и их туфам, то для кварцевых диоритов материнскими породами можно считать кислые разновидности - риолиты, дациты и их туфы. С отмеченным хорошо согласуются наши статистические расчеты по основным характерным индексам изученных пород в целом, а данные представлены в виде гистограмм на рис. 1.

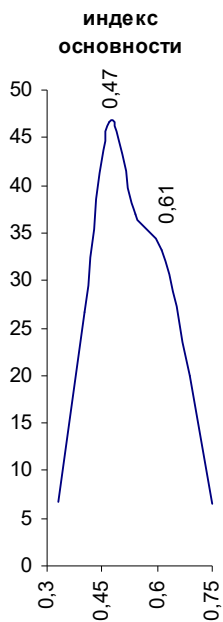


Рис.1. Гистограммы основных индексов палеозойских кварцевых диоритов и габбро-диоритов

Необходимо подчеркнуть, что два индекса - основности и глиноземистости - выявили двухпиковый характер распределения гистограмм, свидетельствуя о гетерогенности изученной совокупности данных, подчеркивая тем самым различный характер химизма исходных материнских пород. Два других коэффициента (агпайтность и калиевость), отражая общее состояние геохимической системы, свидетельствуют о гомогенном характере происходящих процессов становления обеих разновидностей пород (габбро-диоритов и кварцевых диоритов).

С вышеотмеченными породами тесно связаны магматические породы палеозоя, представленные гранитами, аплитами и пегматитами (табл. 2).



Среди древних **гранитов** выделяются двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые разности крупно-, реже среднезернистого строения. Макроскопически граниты желтого, светло-серого, светло-розового или розового цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (альбит-олигоклаз № 4-30), кварцем, калишпатом (микроклин,  $2V=90, 84$ ), мусковитом и биотитом. Из вторичных встречаются хлорит и серицит. Акцессорно присутствуют апатит, циркон, рудный минерал, редко турмалин и ортит.

**Мусковитовые граниты (жилые)** имеют широкое распространение. Мощность жил варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Имеются также небольшие секущие, по-видимому, штокообразные тела. Они представляют собой светло-серые или розовые крупно- или среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Породообразующие минералы представлены калишпатом (микроклин), плагиоклазом (альбит), кварцем и мусковитом. Акцессорно присутствуют – апатит, циркон, рудный минерал.

Породы Локского массива секутся жилами гранитовых **аплитов** и **пегматитов** с преобладанием аплитовых. Обычно мощность жил не превышает нескольких сантиметров, реже достигает единичных метров и очень редко доходит до 10 м.

**Аплиты** являются более распространёнными жилами, чем пегматиты. Ими секутся описанные выше палеозойские породы. Макроскопически палеозойские аплиты мелкокристаллические, большей частью сахаровидные породы розового или серовато-розового цвета. Структура аплитовая микропегматитовая, аллотриоморфнозернистая, иногда порфириовидная. Состоят они из кварца, плагиоклаза (альбит) и калишпата (микроклин). Иногда в малом количестве содержат мусковит, хлорит, гранат и рудный минерал.

**Пегматиты** встречаются в гранитах и кварцевых диоритах. Макроскопически это крупнокристаллические породы розового цвета. Структура пегматитовая, пегматоидная, микропегматитовая или крупнокристаллическая аллотриоморфнозернистая. Породообразующими минералами являются: кварц, плагиоклаз (альбит), калишпат (микроклин) и мусковит. Часто порода карбонатизирована. Акцессорные минералы встречаются редко и представлены рудными минералами, реже апатитом и очень редко цирконом.

Таблица 2

Основные характеристики магматических пород палеозоя (граниты, аплиты, пегматиты)

Индекс	Тип породы	Интервал	$X_{cp.}$	$G_{n-1}$
Основности	Гранит	0.52-0.75	0.61	0.061
	Гранит Мус.	0.53-0.77	0.63	0.060
	Аплит	0.57-0.67	0.64	0.041
	Пегматит	0.59-0.73	0.66	0.059
Глиноземистость	Гранит	70.73-93.06	84.3	6.91
	Гранит Мус.	78.55-90.53	85.2	3.85
	Аплит	79.38-90.15	86.2	4.16
	Пегматит	84.7-91.89	88.4	3.19
Агпаитность	Гранит	0.65-0.92	0.79	0.074
	Гранит Мус.	0.71-1.0	0.82	0.076
	Аплит	0.73-0.88	0.82	0.056
	Пегматит	0.79-0.91	0.88	0.057
Калиевость	Гранит	38.57-62.14	49.8	6.32
	Гранит Мус.	44.44-62.92	50.4	4.64
	Аплит	52.11-62.59	55.8	4.12
	Пегматит	50.63-62.07	56.6	5.23
Тип породы	По Предовскому	Кислые туффины, полевошпатовые и серицитовые аркозы. По химизму перекрываются с полями диоритов, плагиогранитов, дацитов, гранитов и риолитов.		

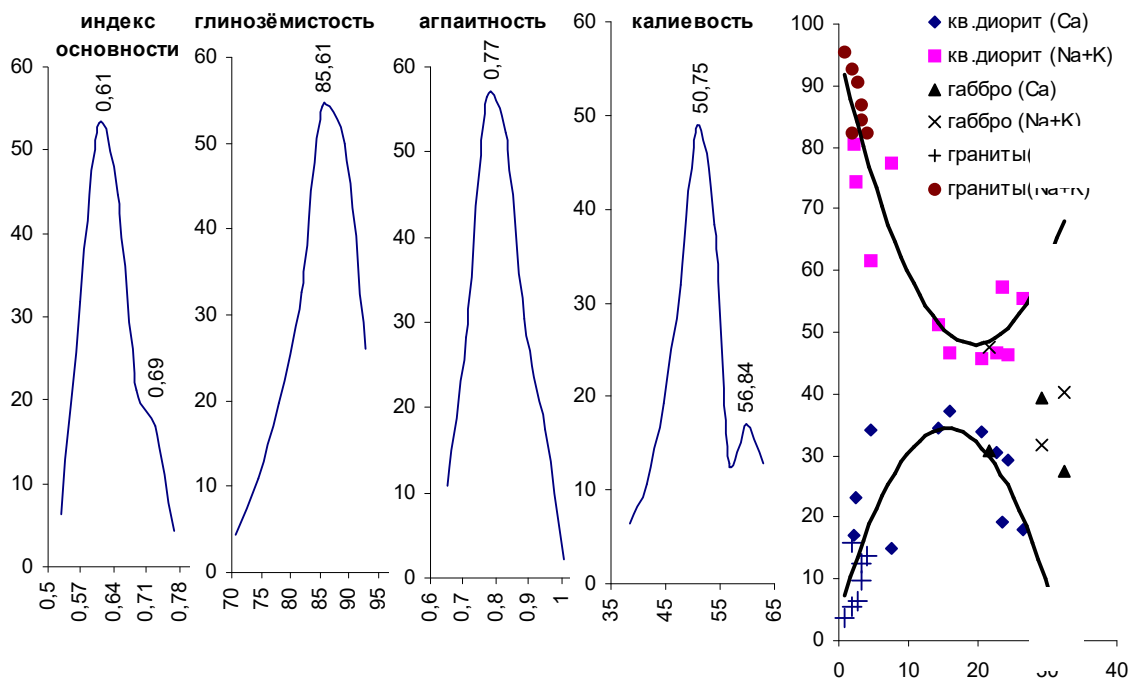
	По Де-ля-Рошу	По химизму- это поле кислых вулканитов риолит-дацитового состава и сопоставляется с гранит-гранодиоритами. По соотношению Ab-An-Or-образцы располагаются вблизи поля щелочно-известковых вулканических серий (и щелочно-известковых плутонических провинций)
--	---------------	--

В первую очередь обращает внимание тот факт, что расчеты по Предовскому и Де-ля-Рошу выявляют кислый характер исходных вулканогенно-осадочных материнских пород, которые, по всей вероятности, следуя расчетам Де-ля-Роша по соотношению Ab-An-Or принадлежали породам щелочно-известковых вулканических серий, преобразованных в щелочно-известковые гранитоиды. Гистограммы распределения основных индексов (рис.2) выявляют, в основном, гомогенный характер, свидетельствуя об однородности как состава исходных пород, так и происходящих процессов и лишь незначительный пик в пределах 56% калиевости подчеркивает возросшую роль  $K_2O$  в дериватах гранитоидов, представленных аплитами и пегматитами.

О генетической взаимосвязи представленных пород палеозойского магматического комплекса удастся проследить используя расчеты Г.С.Момджи (1965), результаты которых представлены на рис. 3. Как видим, набор фигуративных точек состава пород по магнию, кальцию, сумме калия и натрия для кварцевых диоритов, габбро-диоритов и гранитоидов подчиняются полиномиальному закону математической зависимости.

Из общих тенденций на диаграмме Де-ля-Роша (рис. 4) четко фиксируется наличие явления дифференциации от базальтов до риолитов, причем используемые нами индексы выявляют определенную четкую вертикальную зональность при сравнении между собой соответствующих средних величин, приведенных в табл. 1 и 2.

Наблюдаемая общая зональная тенденция распределения используемых нами индексов, смена водосодержащих минеральных ассоциаций (Pог.обм+Би+Пл) парагенезисом обедненным летучими (Пл+Кв+КПШ+Мус) хорошо согласуется с представлением о происхождении, так называемых, расслоенных гранитоидных интрузий, о генезисе которых наиболее полная сов-



ременная информация суммирована в работе Г.М.Заридзе (2001).

Рис.3. Диаграмма Г.С.Момджи

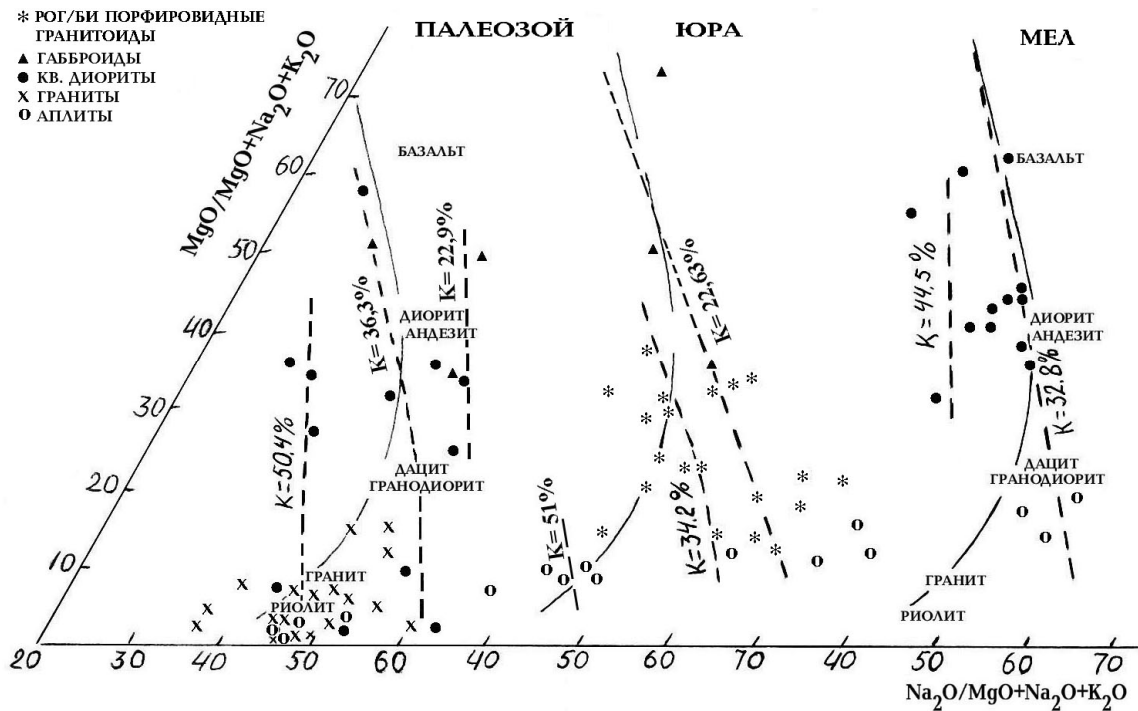
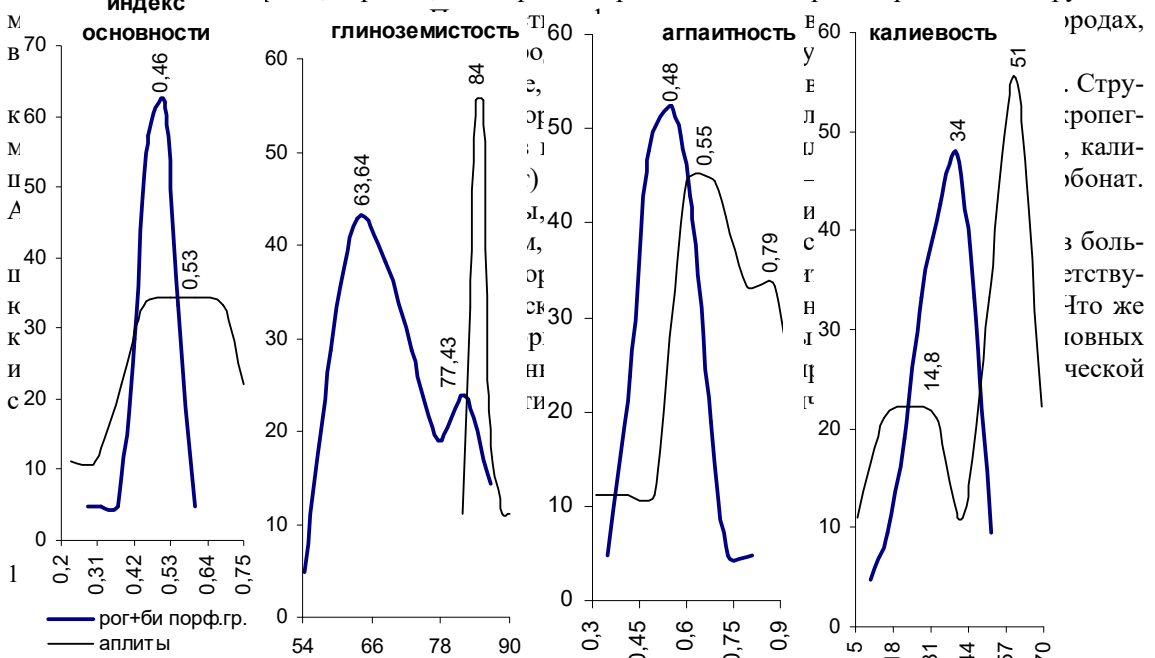


Рис.4. Суммарная треугольная диаграмма Де-ля-Роша для гранитоидов Локского массива

### Юрские магматические породы

**Амфиболовое габбро** серого, темно-серого или темно-зелёного цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, габбровая. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом и амфиболом, акцессорные – апатитом, сфеном, рудными минералами и цирконом. Порода в разной степени окварцована и карбонатизирована.

**Роговообманково-биотитовые порфириновые гранитоиды** резко отличаются от вышеописанных палеозойских гранитоидов содержанием довольно крупных выделений кварца, придающих породе порфириновую текстуру. Породы средnezернистые, массивные, серого цвета. Содержат ксенолиты более основных пород размером до 20 см. Ксенолитов особенно много на северной периферии *Локского интрузива*. По количественному соотношению породообразующих минералов в изученных роговообманково-биотитовых порфириновых гранитоидах отмечается непрерывная гамма пород от кварцевых диоритов через гранодиориты до гранитов. Структура порфириновая, реже порфировая с гипидиоморфнозернистой основной массой. Они состоят из плагиоклаза, кварца, амфибола (представлены магнезиальными, ферро- и актинолитовыми роговыми обманками и актинолитом; железистость 41-53%), биотита и калишпата (микроклиноватая решетка не отмечается,  $-2V=50-60^\circ$ ). Из вторичных встречаются – хлорит, эпидоты, серицит, соссюрит и карбонат. Акцессорные представлены рудными



породах, . Структура порфириновая, калишпата, карбонат. Изобилие биотита. Это же свойство характерно для юрских гранитоидов.

Рис. .5. Гистограммы распределения основных индексов юрских пород

В этой связи особый интерес представляет распределение в пространстве Локского массива аплитовых дериватов юрских гранитоидов, которые четко фиксируют гетерогенную природу их формирования. Это, как выясняется, пространственно связано с различного типа вмещающими породами. Так в контакте с гранитоидами палеозоя в составе пород аплитов резко возрастает количество калия и щелочей, тогда как в аналогичных образованиях, расположенных в пространстве кристаллических сланцев, отмеченные индексы присутствуют в подчиненных количествах. Сказанное подтверждается сравнением соответствующих средних показателей характерных для аплитов Джандари и Локи-Поладаури, соответственно (табл. 3).

Вышесказанное находит отражение как на диаграмме Г.С.Момджи (рис.6), так и на треугольнике Де-ля-Роша и, по-видимому, свидетельствует об определенной роли контаминационных процессов при становлении магматического комплекса юрских гранитоидов.

Таблица 3

Основные характеристики магматических пород юры

Индекс	Тип породы	Интервал	$X_{cp}$	$G_{n-1}$	
Основности	Рог+Би порф.гранит	0.28-0.55	0.44	0.058	
	Аплит	0.23-0.69	0.48	0.146	
	Габброид	0.58-1.18	0.81	0.326	
Глиноземистость	Рог+Би порф.гранит	54.45-82.02	65.65	8.72	
	Аплит	81.72-88.59	83.76	2.014	
	Габброид	25.0-41.58	35.58	9.19	
Агпаитность	Рог+Би порф.гранит	0.35-0.73	0.50	0.087	
	Аплит	Джандари	0.31-0.58	0.50	0.109
		Локи-Поладаури	0.68-0.87	0.76	0.083
	Габброид	0.48-0.55	0.52	0.035	
Калиевость	Рог+Би порф.гранит	10.2-45.81	29.21	9.197	
	Аплит	Джандари	5.7-30.25	17.11	10.53
		Локи-Поладаури	46.62-60.05	51.63	5.487
	Габброид	14.29-31.73	23.39	8.744	
По Предовскому	Фигуративные точки на диаграмме рассеяны в области наложения участков как осадочных пород, так и интрузивных комплексов: граниты, риолиты, диориты, плагиограниты, дациты. Габброиды расположены в поле базитов				
По Де-ля-Рошу	Получены аналогичные с Предовским показатели. Для пород в целом характерны низкая щелочность и натриевый фон. По химизму габброиды это андезито-базальты				

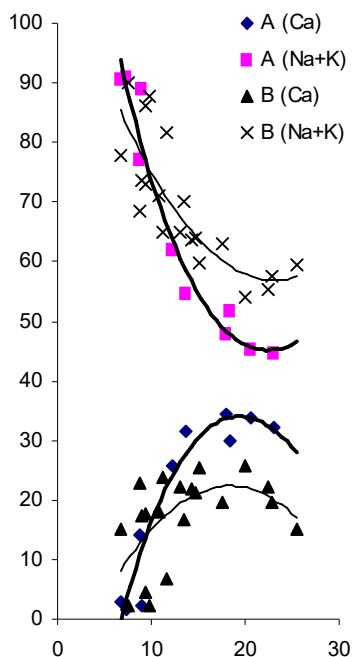


Рис.6. Диаграмма Г.С.Момджи для роговообманково-биотитовых порфировидных гранитов

### Меловые магматические породы

**Кварцевые диорит-порфириды** - среднезернистые порфировые породы серого цвета. Часто содержат мелкозернистые ксенолиты меланократовых пород. Структура породы порфировая или невадитовая, основная масса аплитовая, гипидиоморфнозернистая, микропайкилитовая. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (образует порфировидные выделения), кварцем, амфиболом (встречается как в виде фенокристаллов, так и в виде мелких кристаллов) и биотитом. Вторичные – хлоритом, эпидотовыми минералами, карбонатом. Аксессуары являются рудные минералы, апатит, циркон.

**Аплиты** представлены в виде маломощных, до 5см, параллельных жил. Порода большей частью серого цвета, иногда – розовая, мелкокристаллическая. Структура порфировидная или порфировая с гипидиоморфной или аплитовой основной массой. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, калишпатом и кварцем. В малом количестве содержатся чешуйки биотита. Вторичные – серицит, хлорит, эпидотовые минералы. Аксессуары присутствуют рудный минерал, редко апатит и циркон.

Основные данные суммированы в табл.4. Анализ результатов позволяет выделить определенную зональность, связанную, по нашему мнению, с диапировым механизмом внедрения кварцевых диорит-порфиров во вмещающие гранитоиды палеозоя. Это явление зафиксировано в определенной зональности, что выражено в перераспределении меланократовых и лейкократовых разновидностей изученных пород. Первый тип кварцевых диорит-порфиров приурочен к апикальной части мелового интрузива и представляет "корку закалки", которая при этом по определенной системе трещин пронизана аплитами лейкократового состава.

Таблица 4

Основные характеристики магматических пород мела

Индекс	Тип породы	Интервал	$X_{cp}$	$G_{n-1}$
Основности	меланократовый	0.48-0.55	0.52	0.029
	лейкократовый	0.41-0.46	0.43	0.021
	аплит	0.40-0.41	0.41	0.006
Глиноземистость	меланократовый	45.20-55.8	51.7	4.425
	лейкократовый	46.1-59.4	52.2	4.726
	аплит	72.9-78.6	75.7	2.854
Агпаитность	меланократовый	0.33-0.48	0.43	0.058
	лейкократовый	0.25-0.38	0.32	0.056
	аплит	0.48-0.50	0.49	0.01
Калиевость	меланократовый	31.2-53.8	40.1	9.61
	лейкократовый	26.1-42.5	35.3	6.11
	аплит	29.08-38.51	34.59	4.91
По Предовскому	Меланократовый и лейкократовый типы пород соответствуют туффитам с основным материалом и грауваккам. Аплиты-это гранодиориты.			
По Де-ля-Рошу	Меланократовый и лейкократовый типы пород по химизму соответствуют интервалу от базальтов до андезитов. Аплиты соответствуют гранодиоритам			

Распределение основных индексов согласно статистическому анализу (рис.7) свидетельствует о гетерогенности геохимической системы, подчеркивая зональный характер распределения меланократовой и лейкократовой составляющих при формировании единого магматичес-

кого расплава. Последнее подтверждается генетическим типом диаграммы Г.С.Момджи (1965) (рис.8). В окончательном формировании кварцевых диорит-порфиритов мела, по-видимому, ведущая роль принадлежит метасоматическому влиянию сквозьмагматических растворов, что подтверждается гомогенным типом гистограммы распределения калиевости. Аналогичное мнение высказано и в исследовании Г.М.Заридзе (2001).

Обобщая полученные результаты по петрохимии гранитоидного комплекса Локского массива, можно высказать предположение, что палеозойские образования (кварцевые диориты, габбро-диориты и граниты) консолидировались за счет преобразования (гранитизации) дифференцированных вулканогенно-осадочных пород ("андезитовая кора").

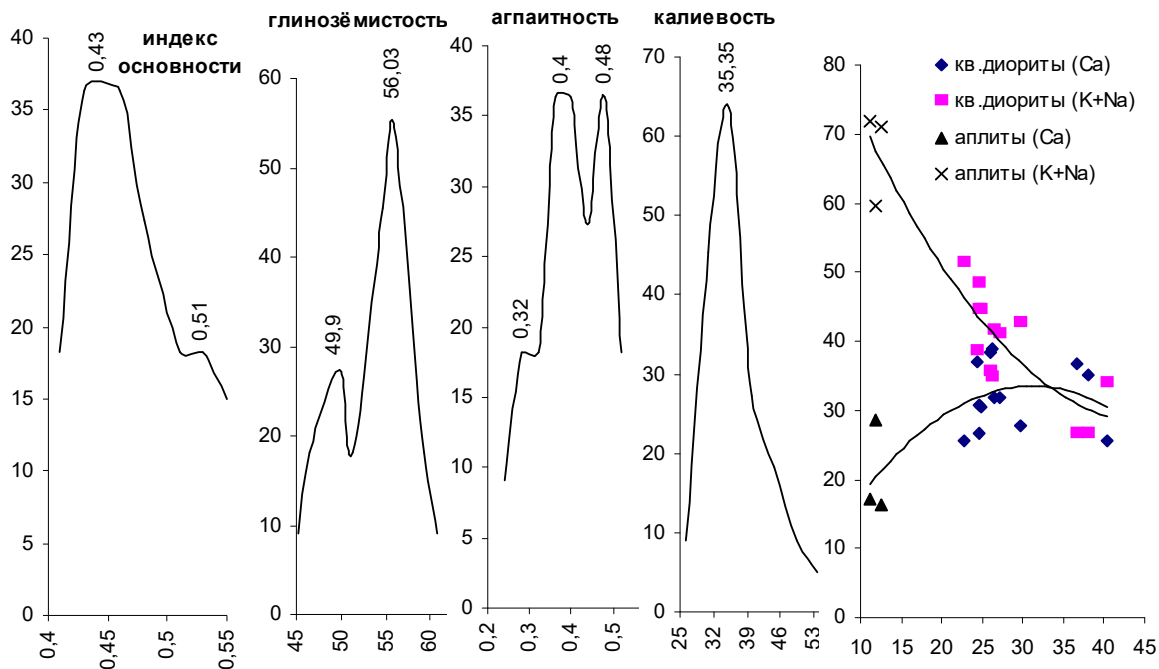


Рис.7. Гистограммы распределения основных индексов гранитоидов мела

Рис.8. Диаграмма Г.С.Момджи для гранитоидов мела

Последующее внедрение юрских гранитоидов было обусловлено, по-видимому, повторным переплавлением (зонная плавка) нижних частей консолидированного субстрата, причем их интрузивный характер сопровождался явлением контаминации вмещающих пород.

Гранитоидные же интрузии мела возникли за счет механизма диапирового внедрения расплава, из-за малого объема которого, образовав "корку закалки", сформировались обособленного характера кварцевые диорит-порфириты.

### Литература

- Де-ля-Рош Х. (1971). Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории //I Междун. геохим. конгресс. Кн. 1/3. М. С. 263-290.
- Добрецов Н.Л. (1980). Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 190 с.
- Заридзе Г.М. (2001). Геологические аспекты современной петрологии и вулканологии. Кн.1. Тбилиси: Мецниереба. 277 С.
- Куширо И. (1971). Частичное плавление перидотита в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магм //I Междунар. геохим. конгресс. Книга 1. М. С.37-48.
- Момджи Г.С. (1965). Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов //Сов.геология. №10. С.20-37.
- Предовский А.А. (1980). Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 152 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988). Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 379 с.

Хьюдженс Ч. (1988). Петрология изверженных пород. М.: Недра. 320 С.

## ПЕТРОХИМИЯ РКВИЙСКОГО ИНТРУЗИВА

Р.А.Ахвледиани, Г.Т.Вашакидзе, И.У.Швелидзе

**Петрохимия Рквийского интрузива. Р.А.Ахвледиани, Г.Т.Вашакидзе, И.У.Швелидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Рквийский гранитоидный комплекс является примером диапирового внедрения выплавленной гомогенной гранитоидной магмы в пределах глубинного заложения при термальной "активизации" вмещающего гнейсовидного субстрата с образованием зоны закалки, в апикальной части которой при насыщении летучими возникают условия для генерации различного типа высокотемпературных месторождений - таких как пегматиты.

*hrdbbc bynhepbdbc gtnhjmbvbf h\fdktlbfyb= u\dfifr-b-t= b\idtkb-t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frftvbhc utjkjubehb bycnbnenb\ v\fkmtcb-bc m\ 1/9= 380093 s,bkcb\*

*hrdbbc uhfybnjblekb rjvghtmcb ofhvjlutyc cbqhvekb xfvj'fkb,t,bc afhukt,ib itvwdtkb uyt-bct,hbdb ce,cnhfnbc sthvekb @fmrndbpfwbhc# lhjc ufvjlyj,bkb uqvjutyehb uhfybnjblekb vfuvbc lbfqbhekb itzhbc vfufkbsc\ ohsj,bc pjybc fgbrfkeh yfobkib fmhjkflt,bs uf/tht,bc lhjc ofhvbjij,f c[dfllfc[f nbqbc vfqfknvtvgthfnehekb cf,fljt,bc= vfufkbsfl gtuvfnbnt,bc= utythfwbbc gbhj,t,b\*

**Petrochemistry of Rkvia Intrusion. R.Akhvlediani, G.Vashakidze, I.Shvelidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Rkvia granitoid complex is the example of diapiric intrusion of fused homogenous granitoid magma in the range of hypogene location under thermal "activation" containing gneissous substrate with formation of chilling zone, apical part of which under volatiles saturation appears conditions for generation different types of hightemperature occurrences such as pegmatites

Наиболее ранние сведения о Рквийском интрузиве находим в исследовании П.А.Топурия (1938), согласно которому отмеченные гранитоиды, обнажаясь на поверхности в виде удлиненного в широтном направлении тела, секут кварцевые диориты, вызывая контактовые явления. С отмеченным интрузивом связаны жильные образования-жильные граниты, аплиты и пегматиты.

По данным автора, центральная часть интрузива сложена порфиroidными гранитоидами (серого и розового цвета) с крупными выделениями щелочного полевого шпата. Между серыми и розовыми разновидностями не наблюдается разницы ни по количественному минералогическому, ни по химическому составам.

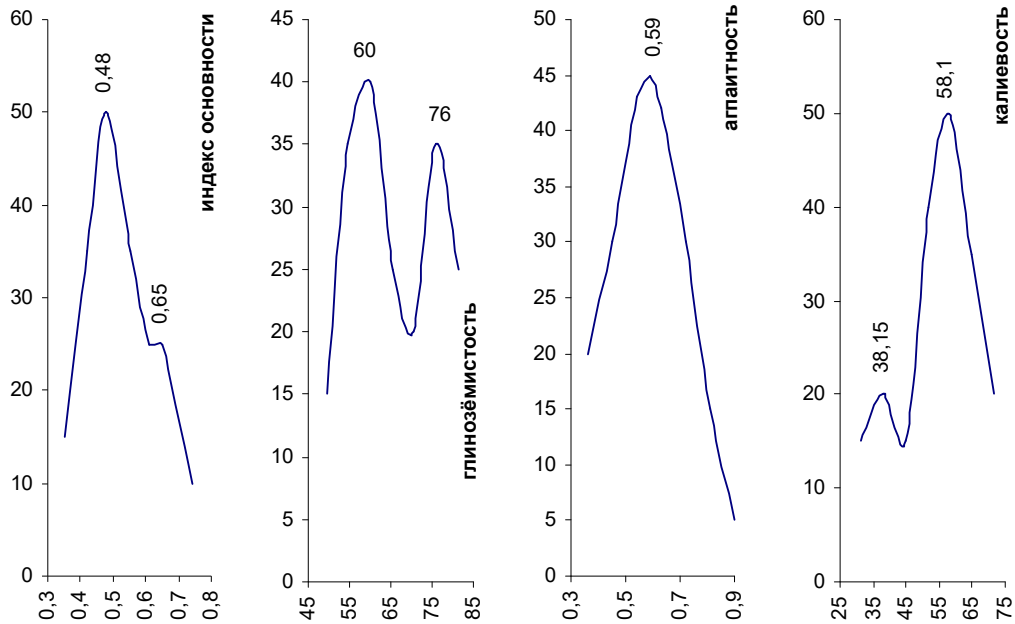
П.А.Топурия особо выделяет периферические области интрузивного массива, причем подчеркивает их различный характер. Для западной периферии им описана полоса порфиroidных гранитов с этакситовой (шлировой) текстурой с крупнозернистыми или неравномернозернистыми выделениями, большей частью кварца, что, по его мнению, является показателем перехода нормального гранита к пегматоидному. С последними связаны собственно жильные дериваты в виде пегматитов, аплитов и мусковитовых гранитов. Краевая часть восточной половины интрузива характеризуется мелкозернистостью и контакт с кварцевым диоритом резкий, хотя местами грань между ними совершенно стирается. Пегматитовые процессы в этой части массива выражены слабо.

На геологической карте П.А.Топурия (1938) представленный участок Дзирульского массива характеризуется зональным строением с порфиroidными гранитами в центральной части. Это явление еще более четко отображено на структурной геологической карте, составленной О.Д.Хуцишвили (1991), на которой отображено антиклинальное строение раннегерцинских гнейсовидных кварцевых диоритов, в апикальной части которых расположены позднегерцинские порфиroidные граниты рквийской фации и связанные с ними аляскитовые граниты, аплиты и пегматиты.

Для уточнения генетической стороны вопроса становления изученного массива весьма примечательна детальная петрографическая характеристика приведенных П.А.Топурия разрезов. К существующей легенде необходимо добавить некоторые выдержки из работы автора, который выделяет два типа периферических контактов отмеченного интрузива с вмещающими



кварцевыми диоритами. В западной части породы - крупно- и равномернозернистые, иногда со шлировыми выделениями биотита, что, по мнению П.А.Топурия, отвечает переходной зоне от порфириовидного гранитоида (рквийская фация) к породам создающим пегматитовое поле с широко развитой жильной фацией пегматитов, аляскитов и лейкократовых гранитов. В восточной зоне контакт интрузива с кварцевыми диоритами резкий, зернистость пород мельче и существенно затухает пегматитопроявление. Состав изученных пород, выраженный в основных харак-



теристических индексах, приводится на рис. 1-4.

Рис. 1. Гистограммы распределения основных индексов кварцевых диоритов

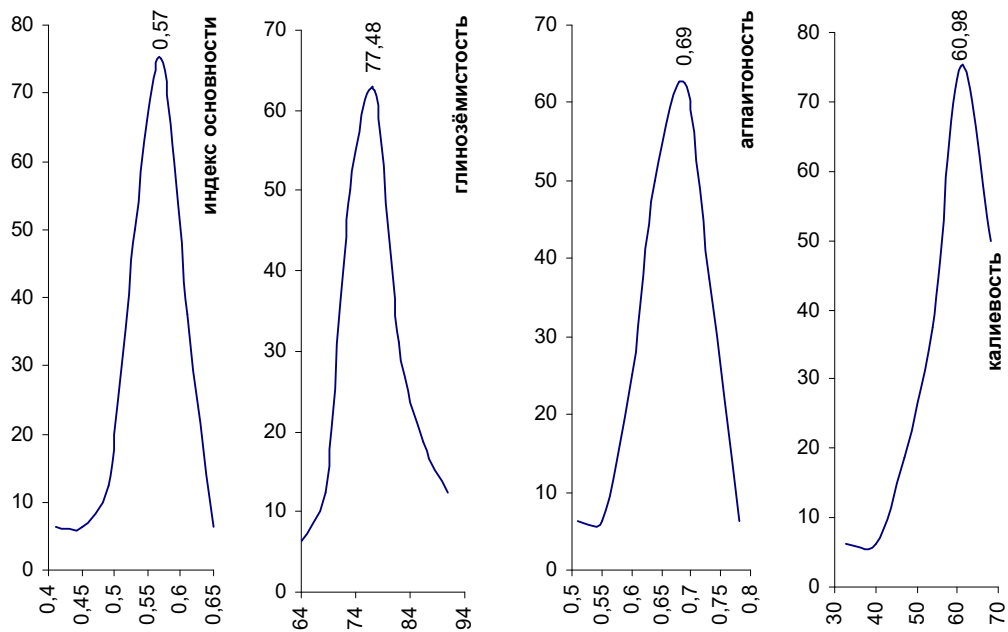


Рис. 2. Гистограммы распределения основных индексов равномернозернистых гранитоидов

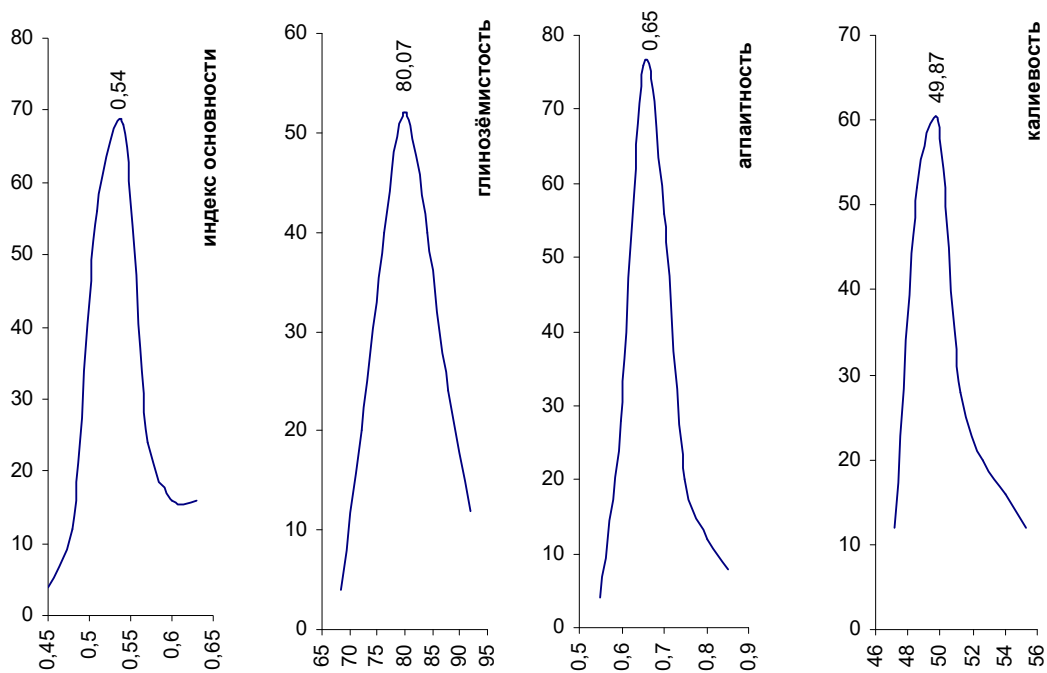


Рис. 3. Гистограммы распределения основных индексов порфиroidных гранитов

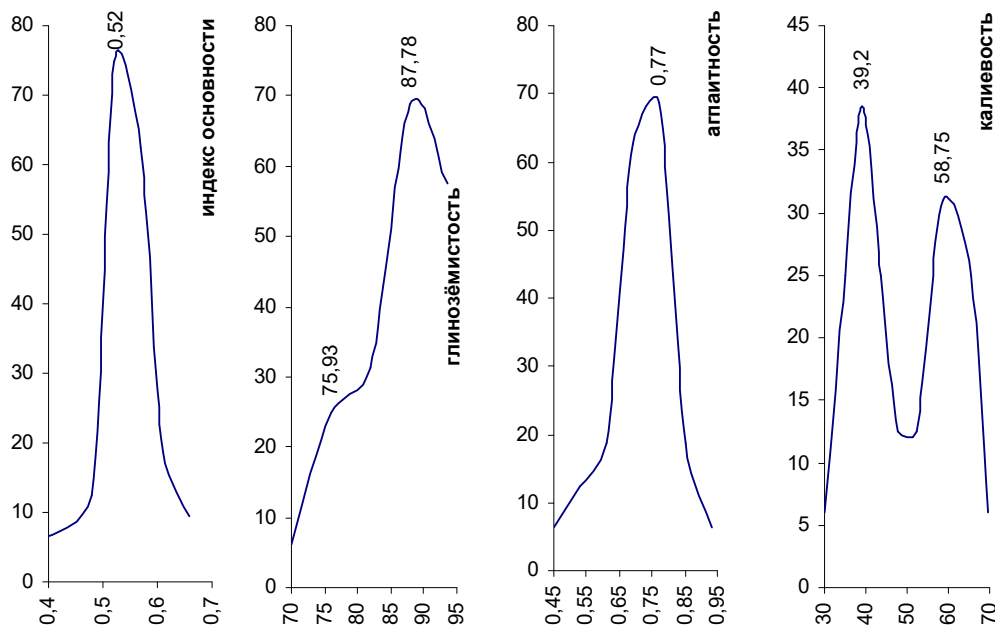


Рис.4. Гистограммы распределения основных индексов пегматитов

По А.А.Предовскому (1980) фигуративные точки большинства кварцевых диоритов и равномернозернистых гранитоидов распределились в области туффитов с кислым, средним и основным материалом. Примечательно, что существенное количество образцов кварцевых диоритов распределилось в области граувакк, полимиктов и частично полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов. Особенно необходимо отметить концентрацию фигуративных точек порфиroidных гранитоидов, пегматитов и аляскитов в области диаграммы, которая фиксирует на поле осадочных образований пород гранитоидного плана: диориты, плагиограниты, дациты, граниты, риолиты, трондьемиты, пегматоидные гранитоиды и аплиты.

По Х.Де-ля-Рошу (1971)(рис.5) фигуративные точки, аналогично вышесказанному, по составу располагаются в области дифференциатов от андезитов, через трахиты к риолитам, причем необходимо подчеркнуть, что составы порфиroidных гранитов концентрируются у тренда гранитов, тогда как пегматиты и аляскиты приближаются к полевошпатовому тренду.

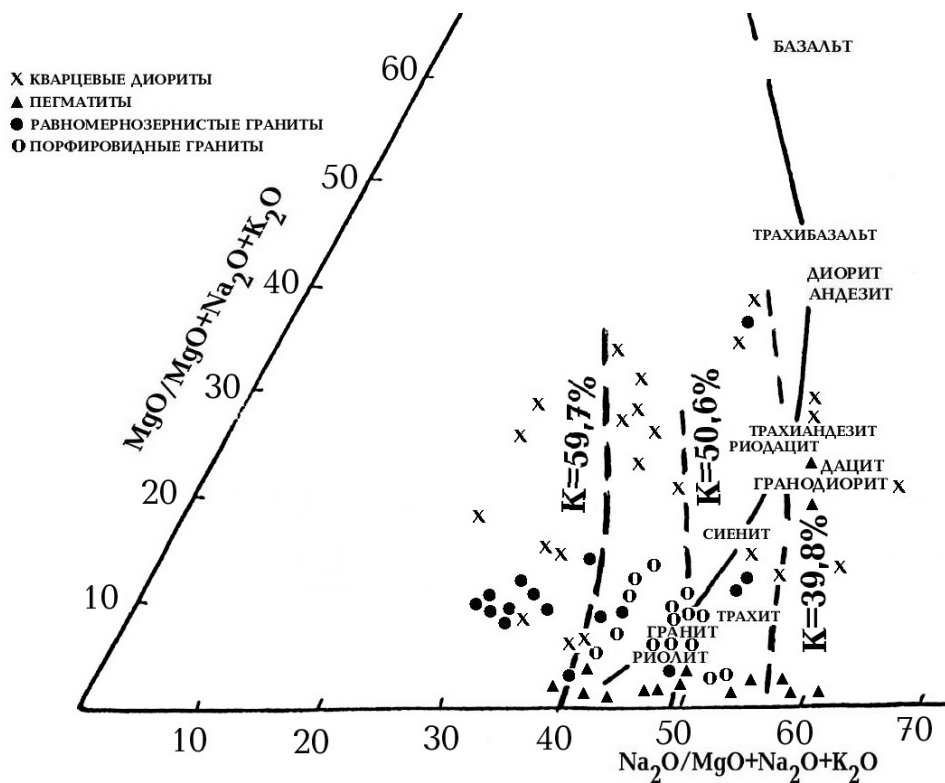


Рис.5. Диаграмма Х.Де-ля-Роша для гранитоидов Рквийского интрузива

Согласно Ф.А.Летникову (1971), выплавление гранитоидных магм осуществляется в диапазоне Р-Т условий от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, а геохимические и петрологические особенности гранитоидных расплавов на разных глубинах в первую очередь определяются составом исходного гнейсового субстрата и глубинных растворов, воздействующих на породу.

В качестве аргумента, используя экспериментальные исследования М.Шимаду, О.Брауна и В.Файфа, а также теплоту плавления и температуру механического сдвига  $\alpha + \beta$  перехода кварца при соответствующей роли в термодинамической системе водно-флюидного режима, Ф.А.Летников (1971) предлагает определенную генетическую схему образования и консолидации гранитоидных расплавов. Согласно автору, в зависимости от соотношения процессов выплавления и предшествующего метаморфизма можно выделить три типа куполов. Всех их характеризует тесная взаимосвязь с породами амфиболитовой или реже гранулитовой фациями метаморфизма, диапировый тип внедрения и тесная петрохимическая зависимость от материнских пород. В зависимости от соотношения процессов выплавления и предшествующего метаморфизма автор выделяет три типа куполов, подчеркивая при этом ведущую роль факторов глубинности и размера расплавленной массы.

Кроме гнейсовидных куполов выплавление гранитоидных магм, по мнению Ф.А.Летникова (1971), может происходить в пределах зоны глубинного заложения при термальной "активизации" гнейсового субстрата, причиной которого предполагается наличие в зоне активации глубинных (трансмагматических в трактовке Д.С.Коржинского) растворов, привносящих в расплав К, H<sub>2</sub>O, Si, F, Be.

По взаимоотношению с вмещающими породами автор выделяет изофациальные и нефациальные типы. В первом случае выплавления состав будущего гранита мало чем отличается от фазового состава гнейсов, из которых он выплавляется. Во втором -либо гранитный расплав, внедрившись в породы фации зеленых сланцев, кристаллизуется целиком, образовав массив единого гранодиоритового или гранитного состава, либо, если его масса значительна, кристаллизуется эндоконтактовая кайма, термостатирующая основную часть расплава внутри магматической камеры. Эта масса, оставаясь в жидком состоянии, продолжает гранитизироваться под воздействием глубинных растворов и эволюционировать до аляскитов.

В продолжение вышесказанного весьма интересным представляется исследование Л.В. Таусона с соавторами (1971) о геохимических особенностях формирования гранитоидных магм в зонах активации, причем, характеризуя область распределения каледонит Восточного Забайкалья, авторы отмечают в их составе широкое распространение нижнепалеозойских гнейсо-видных гранитоидов и протерозойских кристаллических сланцев и мигматитов.

Зона герцинской складчатости, по их данным, сложена полями верхнепалеозойских гранитоидов и толщами слабо метаморфизованных палеозойских глинистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов.

Согласно авторам, механизм формирования гипабиссального комплекса необходимо рассматривать как последовательно отторгнутые от материнского глубинного очага порции гранитной магмы, состав которых менялся во времени по мере дифференциации этого глубинного очага. На нижеприведенной схеме (рис.6) изображена концепция Л.В.Таусона с соавторами (1971) формирования гипабиссальных интрузий. Для нас особый интерес представляет та часть схемы, которая фиксирует взаимосвязь внедрившегося плутона с вмещающими породами. В первую очередь необходимо отметить наличие зоны закалки, что согласуется с данными Ф.А. Летникова (1971) о наличии у кристаллизующегося плутона термостатирующей эндоконтактной каймы. Последняя, как можно увидеть, создает разноплановый характер контакта с вмещающими породами и при наличии повышенного содержания летучих в исходном расплаве, которые концентрируются в апикальной части, создаются условия, учитывая наличие в зоне диапира оперяющих трещин, возникновения жильных дериватов кристаллизующегося расплава. В результате в ближнем эндо- и экзоконтакте интрузии будут образовываться высокотемпературные породы типа скарнов, грейзенов, апогранитов, пегматитов и т.д.

Сопоставляя между собой вышесказанное, приходим к выводу, что участок Дзирульского массива, представленный Рквийским гранитоидным комплексом, является примером так называемого процесса "зонной (выборочной) плавки" вмещающих пород. В этом отношении заслуживает внимания высказанное И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1999) мнение о том, что позднегерцинские магматические гомогенные гранитоиды, а также порфиоровидные граниты Рквийской интрузии являются предположительно продуктами выборочного плавления осадочных и осадочно-вулканогенных пород сиалической коры.

Нами предпринята попытка на основании статистического анализа петрохимического состава пород гранитного комплекса Рквийского интрузива проследить эволюцию становления отмеченного участка Дзирульского массива. Следуя представлениям П.А.Топурия о строении изученного интрузива и используя накопленные новые материалы, в таблице суммированы статистические данные по основным характеристическим индексам.

Таблица

Основные характерные индексы Рквийского интрузива

Индексы	Тип породы	Интервал	$X_{\text{сред.}}$	$G_{n-1}$
Основность	Пегматиты и пегматоидные граниты	0,39-0,66	0,52	0,060
	Равномернозернистые граниты	0,41-0,65	0,57	0,052
	Порфиоровидные граниты	0,45-0,63	0,54	0,042
	Кварцевые диориты	0,35-0,74	0,48; 0,65	0,058
Глиноземистость	Пегматиты и пегматоидные граниты	58,2-93,7	75,7; 90,7	9,422
	Равномернозернистые граниты	64,1-90,9	77,48	6,392
	Порфиоровидные граниты	68,3-91,8	80,07	5,739
	Кварцевые диориты	49,4-81,3	60; 76	10,63
Агпаитность	Пегматиты и пегматоидные граниты	0,46-0,93	0,77	0,107
	Равномернозернистые граниты	0,51-0,78	0,69	0,058
	Порфиоровидные граниты	0,55-0,83	0,65	0,063
	Кварцевые диориты	0,36-0,90	0,59	0,144
Калиевость	Пегматиты и пегматоидные граниты	34,8-69,5	39,2; 58,8	12,09
	Равномернозернистые граниты	25,96-68,0	60,98	10,9
	Порфиоровидные граниты	47,2-55,3	49,87	2,145
	Кварцевые диориты	31,5-71,4	38,2; 58,1	5,28

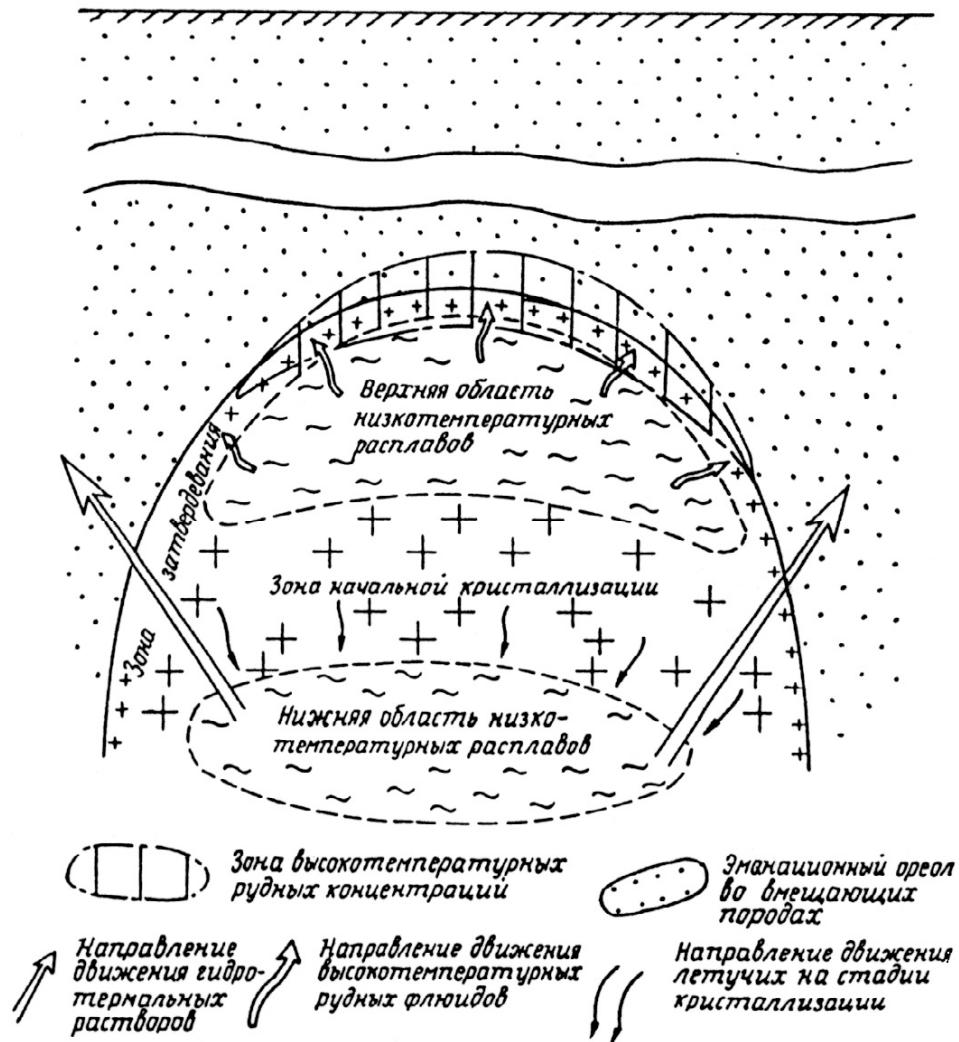


Рис.6. Схема формирования гипабиссальных интрузий по Л.В.Таусону(1971)

Комплексный анализ полученных данных выявляет общую закономерность распределения петрохимических особенностей исследованных совокупностей пород: кварцевых диоритов, порфириовидных гранитов (рквийская фация), равномернозернистых пегматоидных гранитов, собственно пегматитов.

Тождественность сопоставляемых генетически однотипных показателей позволяют, по нашему мнению, установить определенную общую закономерность пространственного и временного изменения петрохимического состава изученных пород. Наиболее информативной представляется треугольная диаграмма Де-ля-Роша, на которой весьма четко можно выделить для фигуративных точек в целом три тренда совокупностей по калиевости в 39.8, 50.6 и 59.7%. Особенно четко на две группы подразделяются вмещающие кварцевые диориты, причем первая совокупность располагается вблизи теоретической кривой вулканогенно-осадочных пород андезит-трахит-дацитового состава. Другая совокупность, смещенная к 59.7% калиевости, попадает, по сведениям Де-ля-Роша, в область осадочных пород грауваккового типа. Как видим, высказанный постулат полностью подтверждается диаграммой А.А.Предовского, на которой основная часть фигуративных точек кварцевых диоритов расположена в области граувакк, полимиктов и аркозовых песчаников, а остальные точки разбросаны в области туффилов кислого и основного составов.

Ключевое значение для расшифровки вопросов генезиса представляет весьма компактное расположение на обоих диаграммах фигуративных точек состава порфириовидных гранитов (рквийская фаза) в области гомогенных гранитов с величиной калиевости = 50.6%. Обращает на себя внимание среднестатистическая величина отмеченного коэффициента (см. таблицу). Гомо-

генный химический состав вполне соответствует представлениям о формировании таких гранитоидов в результате зонной плавки вмещающих материнских пород - кварцевых диоритов для рквийской фазы.

О генетической общности изученных пород в процессе гранитообразования свидетельствуют практически идентичные среднестатистические показатели индексов основности и аргитности для порфиоровидных, равномернозернистых гранитов и пегматитов. Что же касается индексов глиноземистости и калиевости, то флюктуации среднестатистических показателей свидетельствуют о существенной роли, кроме наложенных процессов, характера вмещающих пород. Особенно наглядно взаимосвязь фиксируется на диаграмме Де-ля-Роша (рис. 5), ибо точки химического состава пегматитов четко коррелируются с составами кварцевых диоритов, равномернозернистых гранитоидов и рквийской фазией, тем самым подчеркивая известное представление о формировании пегматитовых образований как в экзо-, так и в эндоконтактных зонах.

Особо необходимо выделить вопрос наличия зоны равномернозернистых (пегматоидных) гранитов, которые, по данным П.А.Топурия, представляют собой периферическое обрамление порфиоровидных гранитоидов Рквийской интрузии, а если принять во внимание предпосылки Ф.А.Летникова (1971) и Л.В.Таусона с соавторами (1971), то отмеченные породы не что иное, как термостатирующая эндоконтактная (зона закалки) кайма. Перераспределение всех основных индексов и сопоставление их с аналогичными данными остальных выделенных групп пород подтверждают высказанное мнение.

Таким образом, по нашему мнению, Рквийский гранитоидный комплекс - пример диапирового внедрения выплавленной гомогенной гранитоидной магмы в пределах глубинного заложения при термальной "активизации" вмещающего гнейсовидного субстрата с образованием зоны закалки, в апикальной части которой при насыщении летучими возникают условия для генерации различного типа высокотемпературных месторождений, таких, как пегматиты, которые характерны для периферических зон Рквийского интрузива.

#### Литература

- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского массива и условия формирования магматитов //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 144. С 46-71.
- Де-ля-Рош Х. (1971). Геохимическая характеристика областей метаморфизма //Сб. 1-го Международ. геохим. конгр. Т.3. Кн.1. М. С.263-291
- Летников Ф.А. (1971). Физико-химические условия выплавления и геохимическая эволюция гранитоидных расплавов в различных фациях метаморфизма //Сб. 1-го Международ. геохим. конгр. Т.3. Кн.1, М. С.83-94.
- Предовский А.А. (1980). Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 152 с.
- Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шеремет Е.М. (1971). Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации // Сб. 1-го Международ. геохим. конгр. Т.3. Кн.2. М. С.7-25
- Топурия П.А. (1938). Рквийский интрузив порфиоровидного гранита в Дзирульском массиве //Бюлл. ГИН Грузии. Т.3. Вып.4. С.361-475.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.193. 154 с.

**Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ И ВОЗРАСТЫ  
ДОАЛЬПИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА  
ЗАКАВКАЗСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА,**

**А.В.Окросцваридзе, Д.В.Кларк, П.Х.Рейнолдс**

**Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопные системы и возрасты доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа Кавказского срединного массива. А.В.Окросцваридзе<sup>1</sup>, Д.В.Кларк<sup>2</sup>, П.Х.Рейнолдс<sup>2</sup>.** <sup>1</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси; <sup>2</sup>Геологический факультет Далхазского университета, Галифакс Н.С., Канада В3Н7J3.

Рассмотрены результаты комплексного исследования Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и возрастов доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. На основании полученных данных допускается, что гнейсовые кварцевые диориты ( $A/CNK=1,02$ ;  $I_{Sr}=0,7044\pm 0,0066$ ;  $\Sigma_{Nd}=-1,976692$ ) принадлежат к гранитоидам I типа, которые образуются на доколлизийном этапе эволюции орогена. Rb-Sr изотопный возраст их формирования отвечает  $686\pm 54$  млн лет. Тоналиты ( $A/CNK=1,22$ ;  $I_{Sr}=0,7087\pm 0,0011$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,762702$ ) принадлежат к гранитоидам S типа и образуются на синколлизийном этапе эволюции орогена. Rb-Sr изотопный возраст их формирования соответствует  $538\pm 53$  млн лет. Микроклиновые граниты ( $A/CNK=1,21$ ;  $I_{Sr}=0,70860\pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ) принадлежат к гранитоидам S типа и образуются на синколлизийном этапе эволюции орогена. Rb-Sr изотопный возраст формирования их магматического очага соответствует  $352\pm 21$  млн лет.

*rfdrcbbc iblf vfcdbbc ·bhekbc rhbcnfkehb idthbkbc fkeghbcobfy uhfybnjblt, bc Sm-Nd, Rb-Sr If K-Ar bpjngehbc bcntvt, b lf fcfrt, b\ fjmhcwdfhb·t' = \rkhfrb² = g\htbyjklcb²\ 'cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frlvtvbc utjkjubehb bycnbneb v\ fktmcb·bc m\ 1/9 = 380093 s, bkbcb + ²lfk]fepbc eybdthcbntnbc utjkjubehb afrekntnb = Jfkbfmcb = rfyflf B3H7J3.*

*ufy[bkekbf rfdrcbbc iblf vfcdbbc ·bhekbc rhbcnfkehb idthbkbc fkeghbcobfy uhfybnjblt, bc Sm-Nd, Rb-Sr If K-Ar bpjngehbc bcntvt, bc lf fcfrt, bc rjvgtmcehb itcofdkbc itltut, b\ vbqt, ek vjfwvtvt, pt lf hlyj, bs lf idt, ekbf = hjv uytbcehb rdfhwbfyb lbjhbnt, b (A/CNK=1,02;  $I_{Sr}=0,7044\pm 0,0066$ ;  $\Sigma_{Nd}=-1,976692$ ) vbtresdyt, bfy uhfybnjblt, bc I nbgc = hjvkt, bw xfvj'fkb, lyty jhutybcbtdjkewbbc cbyrjkbpbefvltk tnfqpt\ vfsb ajhvbht, bc Rb-Sr bpjngehbc fcfrb ittcf, fvt, f 686±54 vky\ otkc\ nfyfkbst, b (A/CNK=1,22;  $I_{Sr}=0,7087\pm 0,0011$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,762702$ ) vbtresdyt, f uhfybnjblt, bc S nbgc lf ofhvjlutyty cbyrjkbpbef ofhvjfmvyt, c\ vfsb ajhvbht, bc Rb-Sr bpjngehbc fcfrb ittcf, fvt, f 538±53 vky\ otkc\ vbrhjrkybyfyb uhfybnt, b (A/CNK=1,21;  $I_{Sr}=0,70860\pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ) vbtresdyt, bfy uhfybnjblt, bc S nbgc lf ofhvjlutyty cbyrjkbpbef ofhvjfmvyt, c\ vfsb vfuvehb rthbc ajhvbht, bc Rb-Sr bpjngehbc fcfrb ittcf, fvt, f 352±21 vky\ otkc\*

**Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar Isotope system and geochronology age of the Pre-Alpine granitoids of Dzirula Salient of the Caucasian Median Massif. A.Okrostsvaridze<sup>1</sup>, D.Clarke<sup>2</sup>, P.Reynolds<sup>2</sup>.** <sup>1</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi; <sup>2</sup>Department of Earth Sciences; Dalhousie University, Halifax, N.S. Canada B.3H 7J3.

Complex study of Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar isotope system and geochronology age of the Pre-Alpine granitoids of Dzirula salient of the Median Massif has been carried out. Relying on the data obtained it is assumed, that gneiss quartz diorite ( $A/CNK=1,02$ ;  $I_{Sr}=0,7044\pm 0,0066$ ;  $\Sigma_{Nd}=-1,976692$ ) belong to I type granitoids and they are formed at the precollision stage of the orogen evolution. Their generation Rb-Sr isotopic age corresponds to  $686\pm 54$  Ma. Tonalites ( $A/CNK=1,22$ ;  $I_{Sr}=0,7087\pm 0,0011$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,762702$ ) belong to S type granitoids and they are formed at the syncollision stage of the orogen evolution. Their generation Rb-Sr isotopic age corresponds to  $538\pm 53$  Ma. Microcline granites ( $A/CNK=1,21$ ;  $I_{Sr}=0,70860\pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ) belong to S type granitoids and they are formed at the syncollision stage of the orogen evolution. Their magma formation centre of Rb-Sr isotopic age corresponds to  $352\pm 21$  Ma.

Закавказский срединный массив расположен между орогенными зонами Большого и Малого Кавказа и представляет собой значительную структурную единицу региона. В соответствии с современным геотектоническим районированием он рассматривается как Черноморско-

Центральнозакавказский террейн (Gamkrelidze, 1997). В его формировании четко выделяются два больших этапа: альпийский и доальпийский. Альпийский чехол представлен мезозойско-кайнозойскими терригенно-карбонатными породами и вулканогенно-осадочными молассовыми образованиями. Доальпийский кристаллический фундамент обнажается в виде различных выступов вдоль субмеридионально-транскавказского регионального поднятия. В частности, с юга на север выделяются Мургузский, Локский, Храмский и Дзирульский кристаллические выступы.

Дзирульский кристаллический выступ Закавказского срединного массива представляет собой интересный геологический объект, так как он является результатом действия сложнейших тектонических, метаморфических и магматических процессов нескольких орогенных циклов - в нем кодированы важные геологические события региона. Все вышесказанное обусловило большой интерес ученых к этому геологическому объекту. Несмотря на то, что его изучали многочисленные геологи, он и сегодня остается в центре внимания исследователей (Okrostsvavidze, Shengelia, 1996; Gamkrelidze, 1997; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; Закариадзе и др., 1998; Чихелидзе, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001 и др.).

### **Краткий геологический обзор Дзирульского кристаллического выступа**

Дзирульский кристаллический выступ (ДКВ), или Дзирульский массив, является крайне северо-западным обнажением транскавказского регионального поднятия Закавказского срединного массива, который занимает площадь около 1200 км<sup>2</sup>. В его строении принимают участие докембрийские и раннепалеозойские гнейсовые кварцевые диориты, мигматиты, кристаллические сланцы, филлиты и фрагменты офиолитов: метабазиты и амфиболиты. Большая часть исследователей перечисленные породы объединяет в гнейсово-мигматитовый комплекс (Абесадзе, Цимакуридзе, 1976; Хуцишвили, 1991 и др.). В позднепалеозойское время они секутся многочисленными телами микроклиновых гранитоидов различных мощностей, а в мезозое породы ДКВ интродуцируются гибридными кварцевыми диоритами, габброидами и гранодиоритами.

В начале 80-х годов было установлено, что в пределах северо-восточной части ДКВ фиксируются аллохтонные пластины офиолитов, т.н. Чорчано-Уцлевская зона (Гамкрелидзе и др., 1981), изученная многими исследователями. В последнее время была опубликована детальная работа об офиолитах отмеченной зоны (Закариадзе и др., 1998). Согласно этой работе ультраосновные породы Чорчано-Уцлевской зоны представляют собой гарцбургиты океанического типа - реститы плавления толеитовых базальтов, а метабазациты, амфиболиты и эпидотовые амфиболиты по составу отвечают N и T-MORB - типов толеитовых базальтов. Sm-Nd модельный возраст метабазитов Чорчано-Уцлевской зоны отвечает 810±100 млн.лет, а габброиды Цхетисджвари - 607±78 млн.лет.

В конце 90-х гг., в результате изучения петрогенезиса гранитоидов, было высказано предположение, что в пределах ДКВ аллохтонной является не только Чорчано-Уцлевская офиолитовая зона, но и весь комплекс догерцинских фемических пород. В частности, было допущено, что в герцинском тектоно-магматическом цикле, в турне-раннем виле имел место мощный надвиг (обдукция) коры океанического типа на континентальную кору, что вызвало утолщение земной коры и увеличение РТ параметров в ее нижних горизонтах. Последующие позднегерцинские инверсионные процессы вызвали уменьшение региональных давлений, что обусловило генерацию гранитоидного расплава в нижних горизонтах литосферы. Сформированная магма интродуцировала и метасоматически обрабатывала вышележащие породы фемического комплекса (Okrostsvavidze, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; Окросцваридзе, 1999).

Новая версия эволюции ДКВ еще больше усилила интерес к этому геологическому объекту и на повестку дня стала необходимость проведения изотопно-геохимических исследований, на основании которых возможно было бы создание полноценной петролого-геодинамической модели. К сожалению, имеющиеся изотопно-геохимические данные о гранитоидах ДКВ очень скудны.

Что касается исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, которые петрогенетически очень информативны, то в гранитоидах ДКВ они еще не проводились, и настоящая работа является первой попыткой для заполнения этого пробела. Следует отметить, что исследование изотопных систем дает очень надежные петрогенетические результаты, когда они проводятся ком-



плексно, в частности, коррелируются изотопные данные Sr и Nd (Allegre, Othman, 1980; Golshtein, Jakobsen, 1988; Фор, 1989 и др.).

### Объем и методика исследований

В результате полевых исследований, проведенных авторами настоящей работы в 1997 году, в пределах ДКВ из кварцевых диоритов, тоналитов, микроклиновых гранитоидов и калишпатовых габбро были отобраны 70 образцов, точки взятия которых зафиксированы на геологических картах с помощью GPS. Перед обработкой каждый образец, вес которых составлял примерно 7-8 кг, тщательно очищался. Для всех взятых образцов был определен химический состав, а также редкие и редкоземельные элементы. В результате петрографо-химического отбора в 24 образцах были определены Nd, Sr и Ar изотопные данные, а также Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar изотопные возрасты.

Аналитические работы по изучению изотопных систем Sm-Nd и Rb-Sr проводились в центре изотопных исследований университета Беркли (США). Исследования изотопных возрастов K-Ar методом, химические анализы пород, а также содержание в них редких и редкоземельных элементов, проводились в различных лабораториях Далхаузского университета (Канада). Следует отметить, что из-за ограниченного объема данной работы мы приводим химические анализы только тех образцов, для которых проводились изотопные исследования.

При расчете величины  $\Sigma_{Nd}$  и модельных возрастов  $T_{Nd}$  использованы современные значения соответствующих параметров ( $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512638$ ;  $^{147}Sm/^{144}Nd=0,1967$ ) для однородного хондритного резервуара (CHUR) по данным С.Якобсена и Дж.Васербурга (Jacobsen, Wassrburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) ( $^{143}Nd/^{144}Nd=0,513151$ ;  $^{147}Sm/^{144}Nd=0,2136$ ) по данным С.Голдштейна и С.Якобсена (Goldshtein, Jacobsen, 1988). Среднее коровое значение  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0,12) взято из работы С.Тейлора и С.Макленнона (Taylor, McLennan, 1985).

### Кварцевые диориты

Большая часть т.н. гнейсово-мигматитового комплекса ДКВ сложена кварцевыми диоритами и реже диоритами и гранодиоритами, которые объединяются под названием "кварцевые диориты". Эти породы всегда находились в центре внимания исследователей и им были посвящены многочисленные труды, в которых были высказаны различные мнения об их генезисе и возрасте. И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1998, 2000, 2001) различают две текстурные и возрастные разновидности кварцевых диоритов: гнейсовой и массивной текстур. Этими авторами они впервые были отнесены к докембрийским образованиям и было показано, что они испытали региональный метаморфизм и разгнейсование до внедрения в них массивных "кварцевых диоритов", которые, по их мнению, относятся к кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовой серии, формировавшейся при интенсивной плагиомигматизации докембрийского комплекса, в результате проявления позднебайкальского этапа регионального метаморфизма. По мнению указанных авторов, к этому времени и относится возникновение циркона в плагиомигматитах возрастом  $491 \pm 73$  млн.лет (U-Pb метод; Bartnitsky, et al., 1990).

Кварцевые диориты ДКВ являются темно-серыми среднезернистыми породами гипидиоморфно-зернистой структуры, для которых характерны гнейсовидные текстуры. Состав: главные первичные материалы - плагиоклаз, кварц, биотит; вторичные - мусковит, хлорит, серицит, эпидот; акцессорные - апатит, циркон, сфен, ортит и рудный минерал. Для этих пород характерны многочисленные меланократовые включения, в основном сферовидных очертаний. Размеры последних колеблются в диаметре от 3-5 до 50 см. Местами число сферовидных включений составляет 35-40% от всего обнажения. Состав включений отвечает габбро, габбро-диоритам или диоритам.

По всей территории ДКВ кварцевые диориты секутся многочисленными жилами и телами герцинских микроклиновых гранитоидов, в результате чего отмечается интенсивная микроклинизация вмещающих пород. Следует отметить, что этот процесс сыграл важную роль при формировании современного геологического облика ДКВ.

До настоящего времени дискуссионным остается вопрос генезиса кварцевых диоритов ДКВ. Некоторые исследователи совершенно отрицают проявление самостоятельной кварц-диоритовой магматической активности и считают их продуктами метасоматической гранитизации (Заридзе, Татришвили, 1953). Другие рассматривают эти породы как первично магматические

образования, на что, по их мнению, указывают устойчивые минеральные и химические составы неизменных разностей, гипидиоморфная структура, зональные плагиоклазы и наличие различно ориентированных ксенолитов (Хмаладзе, Чихелидзе, 1976; Чихелидзе, 1998). По нашему мнению кварцево-диоритовые гнейсы ДКВ являются гибридными образованиями, которые формировались под воздействием мантийных или нижнекоровых интрузивных тел на более кислый протолит путем т.н. прогрессивного плавления (Okrostsvaridze, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998).

Нами были изучены петрохимические особенности кварцевых диоритов ДКВ (табл.1). Для этих пород параметр  $A/CNK$  ( $A=\text{molAl}_2\text{O}_3$ ;  $C=\text{molCaO}$ ;  $Na=\text{molNa}_2\text{O}$ ;  $K=\text{molK}_2\text{O}$ ) равняется 1,02, что соответствует гранитоидам I типа, для которых этот показатель  $<1,1$  (Chappel, White, 1974). Для этих гранитоидов такие же результаты показала дискриминационная диаграмма  $D_1$ - $D_2$  (Hassan, McAllister, 1992). В частности, на этой диаграмме, кварцевые диориты ДКВ попадают в поле гранитоидов I типа, так как микроклиновые гранитоиды занимают поле гранитоидов S типа. Опираясь на эти и полево-петрографические данные мы допускаем, что кварцевые диориты ДКВ принадлежат к гранитоидам I типа (Okrostsvaridze, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998).

Таблица 1.

Химический состав кв.диоритов и диорита (вес %) и содержание в них Y и Nd (ppm) ДКВ

N	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Y	Nb
Dz10	64,44	0,84	17,69	6,46	0,29	0,07	1,53	4,55	3,96	2,08	0,28	22,5	24,6
Dz12	63,92	0,71	17,47	5,18	0,33	0,06	1,42	3,92	4,17	2,72	0,22	17,1	19,5
Dz13	63,89	0,55	18,42	4,64	0,40	0,07	1,47	3,70	4,35	3,14	0,16	16,9	21,0
Dz34	53,67	0,93	18,65	8,26	0,28	0,12	4,94	9,09	2,43	1,57	0,15	19,7	10,9

Образцы Dz10, Dz12, Dz13 – гнейсовые кв.диориты (ущ.р.Дзирула), Dz34 – массивный диорит (ущ.р.Думала).

Из дискриминационных диаграмм  $R_1$ - $R_2$ , Nb-Y и Rb-(Nb-Y) выясняется, что докембрийские кварцевые диориты ДКВ представляют собой доколлизийные образования эволюции орогена (рис.1,2,3). Как показывает распределение в этих породах редкоземельных элементов (РЗЭ), которые более диоритовые, чем гранитовые (низкий уровень и слабая асимметричность трендов, отсутствие минимума Eu), в процессе формирования кварцевых диоритов, кристаллическое фракционирование магмы практически отсутствовало (табл.2; рис.4).

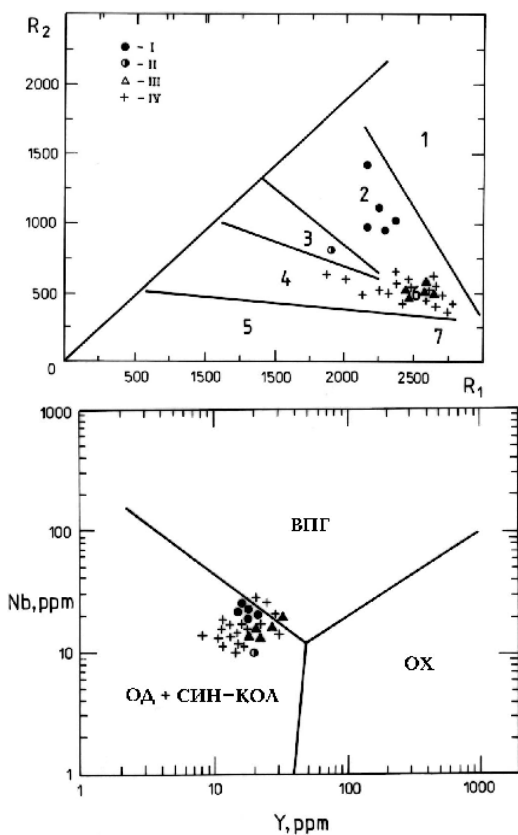


Рис.1. Доальпийские гранитоиды ДКВ на мультипликационной  $R_1$ - $R_2$  диаграмме (Botchelor, Bomwden, 1985)

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

Поля гранитоидов: 1-мантийного фракционирования; 2-доколлизийные; 3-постколлизийного воздымания; 4-позднеорогенные; 5-анорогенные; 6-синколлизийные; 7-посторогенные

I-гнейсовые кварцевые диориты; II- массивный диорит; III – тоналиты; IV- микроклиновые граниты

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов (ppm) в кварцевых диоритах и диорите ДКВ

N	La	Ce	Pz	Md	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Dz10	29,25	58,26	6,83	21,95	5,93	1,71	5,54	0,86	4,81	0,89	2,26	0,27	1,46	0,19
Dz12	27,98	55,21	6,12	20,18	5,07	1,60	1,35	0,52	3,82	0,64	2,17	0,25	1,62	0,26
Dz13	27,11	52,72	5,51	19,57	4,16	1,53	3,50	0,54	3,13	0,59	1,72	0,27	1,78	0,25
Dz34	37,78	75,72	9,2	22,08	6,66	1,38	6,09	0,90	5,58	1,06	3,16	0,47	3,12	0,47

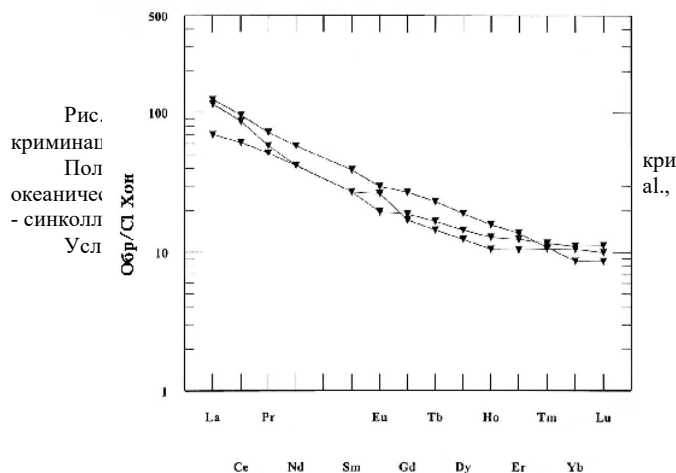


Рис. криминал Пол океаничес - синколл Усл

кри al.,

Рис.4. Распределение редкоземельных элементов в гнейсовых кварцевых диоритах ДКВ. Образцы нормированы по хондриту (Boynnton,1984).

Достаточно интересные результаты дали исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в кварцевых диоритах ДКВ (табл.3). Средний показатель коэффициента  $I_{Sr}$  равняется  $0,7044 \pm 0,0066$ , что указывает на то, что источником этих образований была или мантия, или продукты выборочного плавления океанической коры (Chappel, White,1974; Pitcher,1982). Параметры  $\Sigma_{Nd}$  варьируют в пределах от  $-1,768034$  до  $-2,195080$ , что указывает на образование этих пород из того протолита, который имел более низкий Sm/Nd показатель по сравнению с хондритом. А это в свою очередь указывает на то, что они испытали генерацию в результате плавления или ассимиляции древних коровых пород, так как параметр Sm/Nd более низкий в коровых породах, чем в хондритах (Taylor, McLennan,1985). Ввиду того, что параметр Sm/Nd не отличается очень низким отрицательным показателем (в пределах от  $-1,768034$  до  $-2,292449$ ), что характерно для чисто коровых образований ( $<6$ ) и если учесть, что в процессе ассимиляции и гибридизма имеет место гомогенизация изотопных данных (Allegre, Othman,1980; Taylor, McLennan, 1985), тогда можно допустить гибридный генезис кварцевых диоритов ДКВ, тем более, что такую возможность нам дают данные  $I_{Sr}$  этих пород, средний показатель которых соответствует  $0,7044 \pm 0,066$ , что является параметром мантийной или океанической коры.

Таблица 3

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd (ppm) и некоторые изотопные данные в кварцевых диоритах и диорите ДКВ

N	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$I_{Sr}$	Sm	Nd	$^{143}Sm/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\Sigma_{Nd}$
Dz10	89,27	387,51	0,45765	0,70872	0,70440	3,24	22,47	0,512362	0,11998	-1,768034
Dz12	97,64	402,23	0,5934	0,71023	0,70441	3,96	20,38	0,512379	0,1178	-1,967034
Dz13	110,22	416,89	0,7476	0,71172	0,70442	4,17	18,87	0,512071	0,1214	-2,195008
Dz34	60,58	378,72	0,45217	0,70882	0,70883	3,87	21,04	0,512366	0,14028	-2,292449

Данные, полученные в результате изотопных исследований, еще более убеждают нас в том, что кварцевые диориты формировались в результате прогрессивного плавления, а не в результате дифференциации основной первичной магмы. В частности, мы допускаем, что рассмотренные породы сформировались в результате прогрессивного или "тигельного" плавления, упрощенный механизм которого таков: в сравнительно кислом протолите имело место вторжение

основных тел, сформированных в океанической коре, которое вызвало перегрев и переплавление вмещающих пород, в результате чего имели место процессы ассимиляции и гибридизма.

Теперь что касается изотопных возрастов кварцевых диоритов ДКВ. Из 11 биотитов этих пород К-Аг методом был определен их изотопный возраст, средний показатель которого равняется  $328 \pm 8$  млн.лет (Тогонидзе, Дудаури, 2000). Полученный результат не отвечает реальному возрасту и он нивелирован герцинской тектоно-магматической активностью. Самые достоверные результаты о возрасте гнейсовых кварцевых диоритов были получены из циркона U-Pb методом, который отвечает  $726 \pm 222$  млн.лет (Bartnisky et al., 1990). Несмотря на то, что погрешность слишком велика, надо отметить, что это была первая реальная цифра, основанная на фактическом материале, показавшая докембрийский возраст гнейсовых кварцевых диоритов ДКВ.

Для трех образцов нами были комплексно изучены изотопные возрасты гнейсовых кварцевых диоритов ДКВ. Были использованы как Sm-Nd, так Rb-Sr и К-Аг методы. Sm-Nd не дал хороших результатов, так как Sm имеет длительный период полураспада ( $\approx 106$  млрд.лет) поэтому в сравнительно молодых породах этот метод не работает, что нашло подтверждение и в наших исследованиях.

В отличие от описанного метода хороший результат для гнейсовых кварцевых диоритов дало исследование Rb-Sr изотопной системы: Rb-Sr изотопный возраст для трех образцов рассмотренных пород показал  $686 \pm 54$  млн.лет, что указывает на поздний протерозой (рис.5). Полученный результат, по нашему мнению, достоверен, поскольку коэффициент СКВО=0,07, а погрешность равняется 54 млн.лет. Кроме того, полученные нами результаты ( $686 \pm 54$  млн. лет), в пределах погрешности, приближены к возрасту, определенному предыдущими авторами ( $726 \pm 222$  млн.лет; Bartnisky et al., 1990).

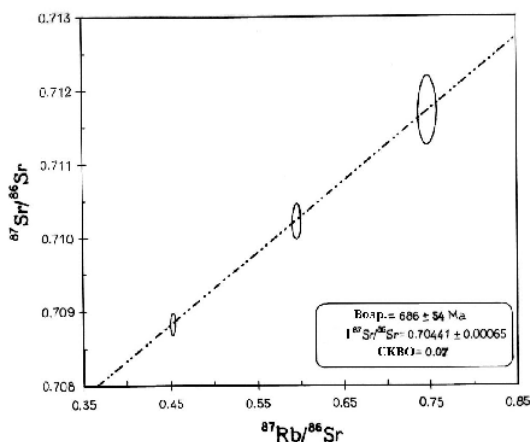


Рис.5. Rb-Sr изохора для докембрийских гнейсовых кварцевых диоритов ДКВ

Кроме рассмотренных докембрийских гнейсовых кварцевых диоритов нами был изучен образец массивного секущего диорита (Dz34) из ущ. р.Думала, фигуративная точка которого на мультипликационной  $R_1$ - $R_2$  диаграмме попадает в поле гранитоидов постколлизийного воздымания. К-Аг модельный возраст его формирования, который был получен из роговой обманки, соответствует  $307 \pm 2$  млн.лет (рис.6). Интересно, что изотопные параметры этого образца уже указывают на верхнекоровый протолит, в частности,  $I_{Sr}$  соответствует 0,708828, а  $\Sigma_{Nd}$  отвечает—2.29449.

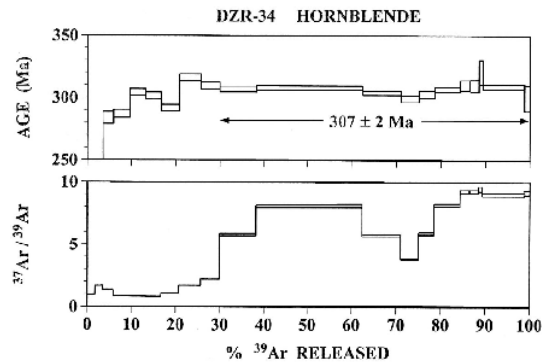


Рис.6. К-Аг изотопный возраст роговой обманки из массивного кварцевого диорита ДКВ (Обр.Dz34, ущ. р.Думала).

Таким образом, суммируя вышеприведенные данные, можно допустить, что гнейсовые кварцевые диориты ДКВ принадлежат к гранитоидам I типа, которые сформировались на доколлизийном этапе эволюции орогена. Механизмом генерации магмы являлось прогрессивное или "тигельное" плавление, в результате чего формировался гибридный расплав, в котором практически имело место кристаллическое фракционирование гибридной магмы. Rb-Sr изотопный возраст генерации магмы соответствует позднему протерозою, в частности 686±54 млн.лет и, по нашему мнению, формирование гнейсовых кварцевых диоритов ДКВ должно быть связано с доколлизийным этапом раннеафриканской (раннебайкальской) тектоно-магматической активности.

### Тоналиты

Присутствие небольших выходов тоналитов в пределах ДКВ описаны многими исследователями. В 1995 г А.В.Окроецваридзе совместно с Д.М.Шенгелиа в ущ. р.Мачарула, обнаружили мощное тоналитовое тело анатектического генезиса. Ранее аналогичное тело было зафиксировано О.Д.Хуцишвили и М.А.Кекелиа в ущ. р.Квирила в 2 км выше с.Мартотубани (Хуцишвили, 1991). И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1999, 2001) были закартированы эти два выхода, именуемые ими "массивные кварцевые диориты" кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовой серии. Нами детально были исследованы выходы этих пород в ущ. р. Мачарула.

В ущ. р.Мачарула, в трех километрах от устья р.Дзирула, кварцевые диориты тектоническим контактом соприкасаются с анатектическими биотитовыми плагиомигматитами, которые метаморфизованы в условиях низкого давления и высокой температуры (LP-НТ тип метаморфизма). Их минеральный состав следующий:  $P1+Qtz+Bt+Sill=Ksp$ . В плагиомигматитах отмечаются согласные и иногда секущие тела тоналитового состава, а через 300 м плагиомигматиты целиком замещаются гранитоидным телом тоналитового состава. Граница между ними четкая, но контактные минералы не фиксируются. В ущ. р.Мачарула оно прослеживается примерно на 700 м, но затем ущелье сужается и обнажение покрывается делювионом. На южном контакте с мигматитами преобладают остаточные гнейсовые текстуры, которые имеют ориентацию вмещающих мигматитов. Такие же гнейсовые текстуры наблюдаются на северном краю обнажения тоналитов, что дает нам право предположить, что вмещающие мигматиты расположены недалеко. Исходя из этого, можно допустить, что тоналиты р.Мачарула обнажаются приблизительно на расстоянии 750-800 м, что в масштабах ДКВ является достаточно мощным магматическим телом.

Тоналиты р.Мачарула сероватые среднезернистые породы, характерным признаком которых можно считать гомогенное строение. Они имеют массивные текстуры, а структура - гипидиоморфнозернистая. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, олигоклаз-андезиновый ряда и биотит, содержание которого превосходит 20%. Количество кварца не превышает 15%, а калишпата 7%, который представлен микропегматитами, в небольшом количестве отмечается роговая обманка. Аксессуарными минералами являются апатит, циркон, ортит и рудные минералы. Тоналиты р.Мачарула испытывают процесс герцинской микроклинизации, в результате которого они редко приобретают гранодиоритовый состав, а еще реже гранитовый.

Нами детально были изучены химические, петрохимические и изотопные особенности описанных пород (табл.4,5,6). Дискриминационными параметрами  $D_1$  и  $D_2$  (-7,+14) и  $A/CNK$  (1,22) они принадлежат к пералюминиевым гранитоидам S типа (Hassan,McAllister,1992; Clarke, 1992)

Таблица 4

Химический состав тоналитов р.Мачарула (в вес%) и содержание в них Y и Nb (ppm)

N	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Y	Nb
Dz31	66,77	0,77	15,83	5,99	0,22	0,08	2,44	2,77	2,99	2,92	0,92	22,5	25,5
Dz32	67,83	0,69	16,29	4,40	0,42	0,08	2,00	2,63	2,85	3,72	0,31	31,9	17,0
Dz44	67,09	0,69	16,18	6,87	0,22	0,08	2,60	2,32	2,86	2,71	0,06	32,8	21,4
Dz45	67,36	0,63	16,37	5,62	0,20	0,09	1,36	2,04	2,84	3,71	0,08	15,8	13,5

Таблица 5.

Содержание редкоземельных элементов в тоналитах р.Мачарула (ppm)

N	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Dz31	43,76	85,95	10,09	37,43	6,87	1,34	5,41	0,45	4,10	0,82	2,30	0,33	2,10	0,30
Dz32	10,76	33,65	4,11	16,09	3,87	1,69	3,89	0,72	5,27	1,21	3,93	0,65	4,48	0,70
Dz44	42,44	84,08	10,09	37,69	7,28	1,48	5,92	0,92	5,79	1,12	3,68	0,60	4,15	0,62
Dz45	58,34	104,5	13,53	49,76	9,44	1,61	7,09	0,88	4,07	0,59	1,29	0,16	1,08	0,14

Таблица 6

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd (ppm) и некоторые изотопные данные в тоналитах р. Мачарула

N	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_{\text{Sr}}$	Sm	Nd	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\Sigma_{\text{Nd}}$
Dz31	116,23	213,75	1,53879	0,720506	0,7092	6,48	38,45	0,512062	0,10410	-6,28938
Dz32	118,87	294,18	1,14318	0,717573	0,7089	3,98	17,08	0,512346	0,14394	-2,87918
Dz44	110,20	248,86	1,25292	0,718262	0,7087	7,10	39,63	0,512044	0,11064	-6,99145
Dz45	89,67	290,02	1,383323	0,716065	0,7081	9,30	48,56	0,512070	0,11823	-6,8908

Анализ расположения фигуративных точек тоналитов на дискриминационных  $R_1$ - $R_2$ , Nb-Y и (Rb-Y+Nb) диаграммах показывает, что они являются синколлизионными образованиями и сформированы в условиях островодужного геодинамического режима.

В них достаточно высокое суммарное содержание РЗЭ (201,55; 90,99; 207,01; 213,59 мкг/гр) (см. табл.5), но не отмечаются четкие асимметричности трендов (рис.7). Тоналиты обогащены лантаноидами и сравнительно обеднены РЗЭ и в них слабо выражен Eu минимум, что указывает на то, что в магматической камере процесс фракционирования не был интенсивным.

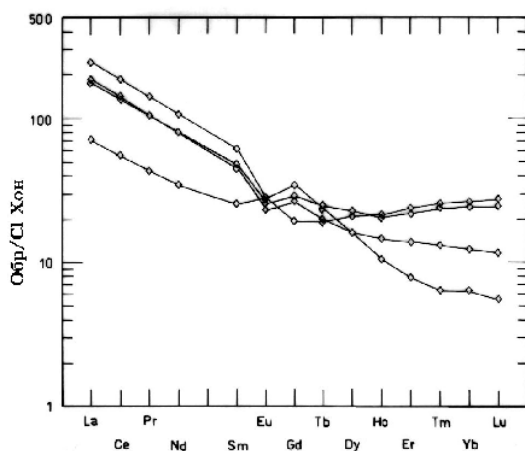


Рис.7. Распределение редкоземельных элементов в тоналитах ДКВ. Образцы нормированы по хондриту (Boynnton, 1984)

Изучение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в тоналитах показало, что они верхнекоревые образования (см. табл.6). Содержание  $I_{\text{Sr}}$  меняется от 0,7081 до 0,7092, а их среднее равняется 0,7087, что явно соответствует верхнекоревым параметрам. О коровом генезисе свидетельствует и параметр  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ; средний показатель этого параметра соответствует 0,12 (Taylor, McLennan, 1985). Показатели  $\Sigma_{\text{Nd}}$  тоналитов меняются в пределах от 2,87919 до -6,8906, что показывает, что эти породы сформировались из того протолита, у которого, по сравнению с хондритом, соотношение Sm /Nd более низкое. А это в свою очередь указывает на то, что они испытали генерацию в результате анатексиса или ассимиляции древних коровых пород. Как видно, оба этих изотопных параметра хорошо сопоставляются, позволяя допустить коровый характер тоналитов р.Мачарула.

Нами комплексно были исследованы изотопные возрасты рассмотренных тоналитов. Были использованы Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методы. Изотопная система Sm-Nd здесь, как и в гнейсовый кварцевых диоритах, по вышеуказанной причине не дает достоверных результатов. В отличие от рассмотренного метода хороший результат дало Rb-Sr изотопное датирование. Как видно из рис.8, Rb-Sr изотопный возраст рассчитан для 4 образцов тоналитов и соответствует  $538 \pm 53$  млн.лет (СКВО=0,19), что является докембрийским числом. Опираясь на эти факты можно допустить, что формирование тоналитов было связано с позднеафриканской (позднебайкальской) тектоно-магматической активностью.

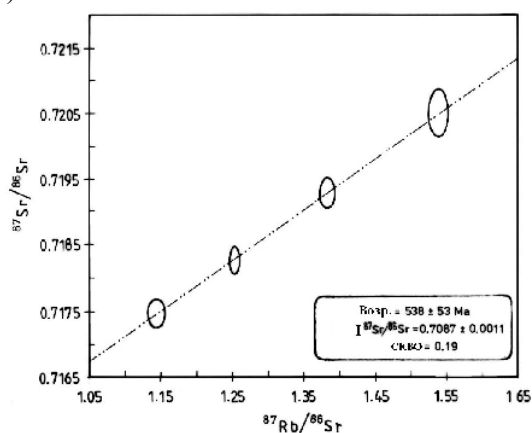


Рис.8. Rb – Sr изохора для тоналитов ДКВ

Изотопный возраст тоналитов р.Мачарула был определен и К-Аг методом. Как видно из рис.9, возраст биотита (Dz32) из тоналитов р.Мачарула соответствует  $306 \pm 2$  млн.лет, что является позднегерцинским числом. Исходя из этого допускаем две версии охлаждения рассмотренных тоналитов. По первой версии эти тоналиты начали свое движение вверх во время герцин-

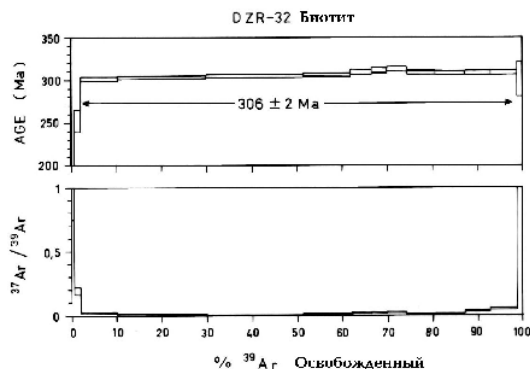


Рис.9. К-Аг изотопный возраст биотита из тоналитов ДКВ (обр. Dz32, ущ.р.Гезрула)

ской тектоно-магматической активности и именно тогда охладились ниже  $300^{\circ}\text{C}$ , а по второй – они остыли до позднего палеозоя и испытали вторичный перегрев во время вышеотмеченной тектоно-магматической активности.

Таким образом, суммируя вышеприведенные данные можно допустить, что тоналиты р.Мачарула принадлежат к пералюминиевым гранитоидам S типа, которые формировались на синколлизонном этапе эволюции орогена путем анатексиса биотитовых плагиомигматитов. Rb-Sr изотопный возраст их формирования ( $538 \pm 53$  млн.лет) отвечает кембрию. Предполагаем, что их петрогенезис должен быть связан с позднепанафриканской (позднебайкальской) тектоно-магматической активностью.

#### Микроклиновые граниты

Как отмечалось, гнейсово-мigmatитовый комплекс ДКВ сечется телами микроклиновых гранитоидов различной мощности, среди которых самым мощным является интрузив Рквиа, хорошо фиксирующийся в пространстве и во времени и поэтому наш выбор остановился на этом образовании.

Рквийский гранитоидный интрузив расположен на северо-западе ДКВ, он имеет линзообразную форму субширотного простираения и занимает площадь примерно  $75 \text{ км}^2$ . В современном эрозионном срезе он сечет гнейсово-кварцевые диориты и в свою очередь перекрыт лейкасовыми кварц-порфировыми вулканогенными образованиями. Южный контакт центральной части интрузива четкий и явно магматический. Такое же соприкосновение отмечается и в западной части северного контакта. В восточной части интрузива (ущ. рр.Сатопела и Садзела) отмечается постепенный переход между гранитоидами и гнейсово-кварцевыми диоритами, а в западной части (ущ.р.Буджа) гранитоиды интрузива аплитовыми и пегматитовыми полями переходят во вмещающие породы.

Большая часть рквийского интрузива состоит из гранитов сероватого или розоватого цвета, имеющих порфировидную текстуру, а основная масса представлена среднезернистыми породами массивной текстуры. Порфировидные минералы представлены К-На полевыми шпатами, размер которых в среднем 3-4 см, а иногда они достигают 6-7 см. Розовую окраску этим породам придают К-На полевые шпаты. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, К-На полевой шпат, кварц, биотит и мусковит; вторичными - серицит, мусковит, хлорит, эпидот и каолинит; аксессуарными - циркон, монацит и ильменит.

Рквийский интрузив изучен многими геологами. В 30-х годах исследованием этого интрузива занимался П.В.Топурия, который, по нашему мнению, совершенно правильно рассматривал это тело как типичное магматическое образование (Топурия, 1938), хотя затем представления о нем несколько раз менялись. Порфировидные выделения К-На полевых шпатов рквийского интрузива детально изучал Р.М.Манвелидзе (1983) и установил, что они являются магматическими образованиями.

Нами детально изучены петрохимические особенности гранитоидов рквийского интрузива (табл.7). Это пералюминиевые породы и по параметру  $A/CNK$ , средняя составляющая которого больше 1,211, явно отвечают образованиям S типа. Как известно, для пералюминиевых гранитоидов этот параметр больше 1,0 (Clarke, 1992), а для гранитоидов S типа он больше 1,1 (Cha-

pell, White, 1974). Породы рквийского интрузива также попадают в поле гранитоидов S типа на дискриминационной диаграмме ISA (Hassan, McAllister, 1992). Анализ расположения фигуративных точек гранитоидов рквийского интрузива на дискриминационных диаграммах  $R_1$ - $R_2$ , Nb-Y и Rb-(Y-Nb) показывает, что они являются синколлизонными образованиями сформированными в условиях островодужного геодинамического режима (см. рис.1,2,3).

Таблица 7

Химический состав гранитоидов рквийского интрузива (вес.%, содержание Y и Nb в ppm)

<sup>1</sup>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Y	Nb
Dz2	72,25	0,27	15,09	2,57	0,23	0,04	0,59	1,23	3,55	3,78	0,15	13,23	19,99
Dz4	65,01	0,86	17,35	6,15	0,18	0,08	2,16	0,34	1,16	4,19	0,06	33,49	24,39
Dz9	74,79	0,07	14,71	1,15	0,69	0,06	0,18	0,61	3,65	4,17	0,22	7,93	17,81
Dz15	75,09	0,22	15,21	1,98	0,19	0,05	0,51	1,15	3,79	3,75	0,17	15,39	17,51
Dz16	71,88	0,17	15,49	1,74	0,33	0,04	0,42	1,15	3,31	5,52	0,15	10,16	14,23

Обр. Dz2, Dz4, Dz9 были взяты из ущ. р.Квирила; обр. Dz15, Dz16 - из ущ.р.Буджа

Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах рквийского интрузива показывает, что они являются магматическими образованиями (табл.8; рис.10), их тренды характеризуются четкой асимметричностью, высоким содержанием лантаноидов и низким уровнем тяжелых РЗЭ. Они имеют четко выраженный Eu-минимум, что указывает на то, что в магматической системе имело место кристаллическое фракционирование. Из вышеотмеченной общей закономерности выпадают только два образца: первый (с самым низким Eu-минимумом) сильно окварцован, а второй – взят из контакта гнейсовых кварцевых диоритов и, возможно, испытывает их сильное контактовое влияние.

Таблица 8

Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах рквийского интрузива (ppm)

<sup>1</sup>	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Dz2	40,09	76,79	9,10	33,44	5,91	1,13	4,16	0,57	2,79	0,45	1,15	0,16	0,85	0,12
Dz4	51,70	10,15	12,14	45,51	8,85	1,46	7,22	1,05	6,18	1,20	3,63	0,50	5,70	0,54
Dz9	4,75	9,89	1,15	4,19	1,19	0,08	1,25	0,24	1,39	0,24	0,56	0,10	0,65	0,08
Dz15	34,29	61,43	7,69	23,10	5,12	0,86	4,03	0,58	2,88	0,51	1,32	0,16	0,92	0,12
Dz16	28,27	51,17	6,07	22,65	3,91	1,11	2,96	0,42	2,14	0,30	0,79	0,10	0,61	0,09

Обр. Dz2, Dz4, Dz9 были взяты из ущ. р.Квирила; обр. Dz15, Dz16 - из ущ.р.Буджа

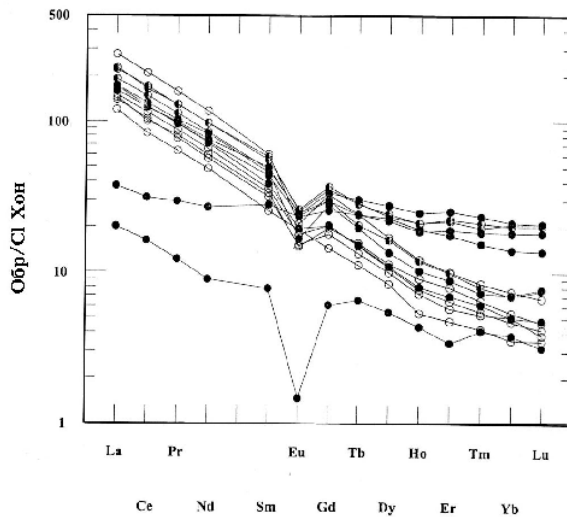


Рис.10. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах рквийского интрузива ДКВ. Образцы нормированы по хондриту (Boynnton, 1984).

В гранитоидах рквийского интрузива нами были изучены Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы (табл.9). В породах этого интрузива в хорошей корреляции находятся параметры  $I_{Sr}$   $\Sigma_{Nd}$ . Коэффициент  $I_{Sr}$  колеблется между 0,70667 и 0,71460, а средний показатель равняется  $0,70860 \pm 0,00048$ , что указывает на верхнекоровый протолит рассмотренных гранитоидов. Параметр  $\Sigma_{Nd}$  колеблется в интервале от 0,19580 до -9,36967, что показывает, что эти гранитоиды испытали генерацию в результате анатексиса или ассимиляции древних коровых пород, так как, как было



отмечено выше, параметр Sm/Nd в коровых породах всегда ниже, чем в хондритах (Taylor, McLennon, 1985).

Интересные данные были получены о времени формирования рквийского интрузива. До наших исследований из этого интрузива К-Аг методом было сделано 13 определений, средний показатель которых соответствует 324±8 млн.лет, что указывает на их среднекарбонный возраст (Dudaří et al.,1990). Нами был определен изотопный возраст рквийского интрузива, для чего были использованы как Sm-Nd, так и Rb-Sr и К-Аг изотопные системы. Метод Sm-Nd по вышеизложенным причинам не сработал. В отличие от этого метода в гранитоидах рквийского интрузива достаточно убедительный изотопный возраст показала Rb-Sr изотопная система. Как видно из рис.11, изохора построена для 5 образцов, коэффициент СКВО достаточно низкий (0,33), а модельный возраст  $T_{Nd}(DM)$  отвечает 352±21 млн.лет. По нашему мнению полученный результат определяет время генерации магматической камеры рквийского интрузива, которое должно быть связано с раннегерцинской тектоно-магматической активностью.

Таблица 9

Содержание Rb,Sr,Sm и Nd и некоторые изотопные данные в гранитоидах рквийского интрузива (ppm)

<sup>1</sup>	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	I <sub>Sr</sub>	Sm	Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	Σ <sub>Nd</sub>
Dz2	114,99	249,60	1,30301	0,71519	0,7072	5,86	33,29	0,51216	0,10863	-4,50135
Dz4	153,83	74,93	5,82932	0,75006	0,7146	8,08	45,59	0,51191	0,10947	-9,36967
Dz9	177,68	36,08	14,03432	0,79204	0,7066	1,20	4,17	0,51223	0,17722	-6,92835
Dz15	130,40	203,49	1,81301	0,71774	0,7067	5,08	23,20	0,51214	0,13525	-6,43603
Dz16	155,39	250,46	0,71734	0,75526	0,7066	3,92	23,31	0,51227	0,10387	-2,19580

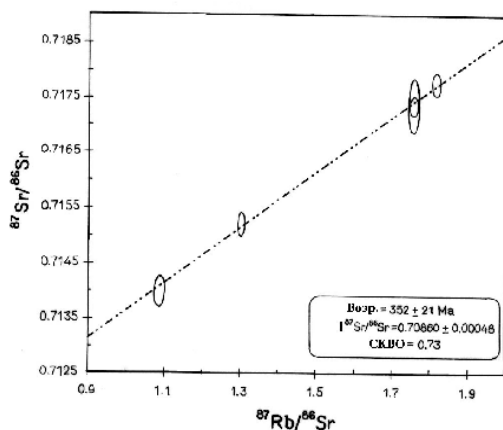


Рис.11. Rb-Sr изохора для гранитоидов рквийского интрузива ДКВ

Из образцов гранитоидов (Dz2,Dz9,Dz16) К-Аг методом был определен изотопный возраст мусковитов, который одинаков для всех образцов и соответствует 304±2 млн лет (рис.12, 13), что делает более достоверными полученные результаты.

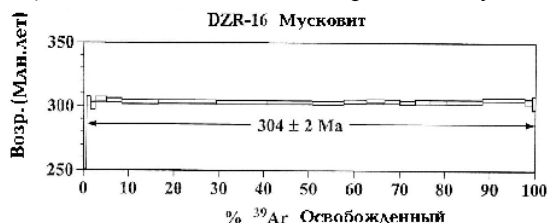


Рис.12. К-Аг изотопный возраст мусковита из гранитоидов рквийского интрузива ДКВ (обр.Dzr-16 ущ.р.Буджа)



Рис.13. К-Аг изотопный возраст мусковита из гранитоидов рквийского интрузива ДКВ (обр.Dzr-9 ущ. р.Буджа)

Исходя из специфики К-Аг метода, полученный возраст должен показывать время охлаждения магмы. В результате сопоставления изотопных возрастов можно допустить, что магма рквийского интрузива испытала генерацию в период раннегерцинской тектоно-магматической активности (352±21 млн.лет), а в гнейсовые кварцевые диориты она интродуцировалась в позднегерцинское время и охладилась ниже 300-250<sup>0</sup>С (304±2) млн.лет назад.

Таким образом, суммируя вышеприведенные данные, можно допустить, что рквийский интрузив принадлежал к гранитоидам S типа, которые сформировались в синколлизонных условиях эволюции орогена. Механизмом формирования магмы было анатектическое плавление,

в генерированном расплаве имело место кристаллическое фракционирование, а протолитом являлись верхнекоревые породы ( $I_{Sr}=0,70860\pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ). Магматический очаг рквийского интрузива сформировался в период раннегерцинской тектоно-магматической активности ( $352\pm 21$  млн.лет), а во вмещающие гнейсовые кварцевые диориты она интродуцировалась в позднегерцинское время и охладилась ниже  $300-250^{\circ}\text{C}$   $304 (\pm 2)$  млн.лет назад.

### Обсуждение результатов

Результаты исследований Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и возрастов доальпийских гранитоидов ДКВ частично подтвердили те представления и взгляды, которые были сформированы на основании петрографо-минералогических и изотопных исследований, но также выявили новые данные, которые дают основание по-новому интерпретировать магматические события изученной структуры.

Достаточно интересные результаты были получены о гнейсовых кварцевых диоритах. Изучение петрохимии Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем показало, что они являются доколлизийными гибридными породами I типа и в их формировании принимал участие как нижнекоревый (возможно, мантийный), так и верхнекоревый материал ( $A/CNK=1,02$ ;  $I_{Sr}=0,7044\pm 0,0066$ ;  $\Sigma_{Nd}=-1,976692$ ), что хорошо сопоставляется с нашими прежними представлениями об их петрогенезисе. Что касается возраста формирования этих пород, то до наших исследований существовало только одно определение их изотопного возраста ( $726\pm 222$ ), полученное по циркону U-Pb методом (Bartnitski et al., 1990). Несмотря на большой разброс отмеченного определения это был полученный впервые докембрийский изотопный возраст кварцевых диоритов ДКВ. Достоверный результат, в частности  $686\pm 54$  млн.лет ( $СКВО=0,07$ ) для кварцевых диоритов дал Rb-Sr изотопный метод. Это число, в пределах ошибки, сопоставляется с данными, полученными U-Pb методом. Если учесть тот факт, что изотопная система U-Pb закрывается примерно при температуре  $800-850^{\circ}\text{C}$ , а Rb-Sr система при температуре  $700-750^{\circ}\text{C}$ , тогда полученная изотопная возрастная разница должна быть закономерной. Таким образом, благодаря сопоставлению существующих и наших данных с большей уверенностью можно утверждать, что гнейсовые кварцевые диориты ДКВ являются позднепротерозойскими образованиями.

Детальное изучение гранитоидов р.Мачарула показало, что они представляют собой тоналиты, которые образуются в результате плагиомигматизации и анатексиса кварцево-диоритового протолита в позднепанафриканском тектоно-магматическом цикле и, по всей вероятности, разгнейсование докембрийских кварцевых диоритов ДКВ должно быть связано с этим циклом. Их образования являются наглядным примером вещественной эволюции магматических пород в течение одного тектоно-магматического цикла. Изучение петрохимии и Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем тоналитов ( $A/CNK=1,22$ ;  $I_{Sr}=0,7087\pm 0,0011$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,762702$ ) показало, что они представляют собой синколлизийные образования S типа, протолитом которых уже являются породы континентальной коры. Следует отметить, что в породах панафриканского тектоно-магматического цикла отмечается перестройка Rb-Sr изотопной системы.  $I_S$  для гнейсовых кварцевых диоритов раннепанафриканской генерации соответствует  $0,7044$ , а для тоналитов позднепанафриканской генерации этот показатель возрастает до  $0,7087$ , что уже явно является параметром континентальной коры. Что касается изотопных возрастов этих пород, то Sm-Nd метод в этой системе не сработал хорошо. Достоверный результат показал Rb-Sr метод, в частности,  $538\pm 53$  млн. лет ( $СКВО=0,19$ ) и, по всей вероятности, образование этих гранитоидов связано с позднепанафриканской коллизией.

Калиевый гранитоидный магматизм в пределах ДКВ проявляется после обдукции мощной пластины, которую по составу и генезису можно рассматривать как переходную между океанической и континентальной корами (андезитовый слой), поскольку в ее строении принимают участие материалы как одной, так и другой коры. Как уже говорилось, отмеченная пластина формировалась в период панафриканского тектоно-магматического цикла.

Нами был детально исследован самый мощный представитель калиевого гранитоидного магматизма ДКВ – Рквийский интрузив. Изучение петрохимии и Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем отмеченного интрузива ( $A/CNK=1,21$ ;  $I_{Sr}=0,7086\pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ) показало, что они являются типичными представителями пералюминиевых гранитоидов S типа, который образовался на синколлизийном этапе эволюции орогена, а протолитом служили породы верхней континентальной коры. Sm-Nd метод изотопного возраста для этого интрузива не сработал хорошо, но все же показал их верхнепалеозойский возраст. Достоверный результат дал Rb-Sr

метод модельного возраста –  $352 \pm 21$  млн.лет ( $СКВО=0,79$ ), что является раннегерцинской цифрой и мы их рассматриваем как время образования магматического очага этого интрузива. К-Аг методом был определен изотопный возраст трех биотитов из ущ.рр.Буджа и Квирила и были получены идентичные числа -  $304 \pm 2$  млн.лет, что делает более достоверными эти данные

Результаты изотопно-геохимического и модельного возрастного исследования наглядно показали, что ДКВ сложен породами различного состава, генерации магмы, возраста и геодинамической позиции образования, сгущивание которых можно объяснить только процессами коллизии и аккреции, что позволяет рассматривать ДКВ как аккреционно-складчатую структуру. Следует отметить, что полученные изотопные данные подтвердили версию обдукции пластины докембрийских кварцевых диоритов ( $I_{Sr}=0,7044 \pm 0,0066$ ;  $\Sigma_{Nd}=-1,976692$ ) на протолит микроклинитовых гранитоидов ( $I_{Sr}=0,7086 \pm 0,00048$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,88624$ ).

Изучение изотопных возрастов всего спектра гранитоидов этой структуры показало, что в ней каледонские гранитоиды отсутствуют и можно полагать, что в строении ДКВ в целом, породы этого тектоно-магматического цикла участия не принимают, но не исключено, что протолитом этого калиевого гранитоидного магматизма служила континентальная окраина или энсиалическая островная дуга каледонского времени.

Заканчивая обсуждение результатов настоящего исследования хотелось бы отметить, что изотопные возрасты фактически отражают термическую историю геологических процессов и дают возможность проследить вариации их температурных режимов. В случае ДКВ можно предположить, что гнейсово-мигматитовый комплекс после панафриканского тектоно-магматического цикла не перегрелся выше  $700-750^{\circ}C$ , а после позднегерцинской магматической активности не перегревался более чем на  $300-250^{\circ}C$ . После раннегерцинского тектоно-магматического цикла температура магматического очага рквийского интрузива не превышала  $700-750^{\circ}C$ , а сама магма охладилась до  $300-250^{\circ}C$  в позднегерцинское время.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность Нино Джибути и ее семье за оказанное гостеприимство во время экспедиционных работ, а также Давиду Блуашвили за помощь при полевых исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Далхаузского университета, Канада.

### Литература

- Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К. (1976). Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // Сообщ. АН ГССР. Т.84. № 1. С.133-136.
- Гамкрелидзе И.П. и др. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказа // Геотектоника. № 5. С.23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С.47-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2001) . Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника . №5. С. 60-72.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. (1999). Региональные проблемы изотопной геологии// Сб. тр., посвященн. 90-лет. со дня рожд. Г.М.Заридзе. Тбилиси. С.118-132.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1953). О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива // Тр. ГИН АН ГССР. Минерал.-петрограф. сер. Т.3.С.33-79.
- Закариадзе Г.С. и др. (1998). Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст допозднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива // Петрология. Т.6. №4. С.422-444.
- Манвелидзе Р.М. (1983). Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии. // Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 81.С.124.
- Одикадзе Г.Л. (1969). Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов. Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. С.62.

- Окроецваридзе А.В. (1999). Петрогенетическая модель герцинских микроклиновых гранитоидов Дзирульского кристаллического выступа // Тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. Вып. 114. С.200-204.
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. (2000). Петрология и геохронология Дзирульского кристаллического массива // Мат. науч. сесс., посвященн. 110-летию со дня рожд. академика А.И.Джанелидзе. Тбилиси. С.333-344.
- Топурия П.А. (1938). Рквийский интрузив порфириовидного гранита Дзирульского массива // Бюлл. ГИН Грузии.Т.3. Вып.4. С.361-475.
- Фор Г. (1989). Основы изотопной геологии. М.: Мир. С.154.
- Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С. (1976). Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Тр.ГИН АН ГССР.Нов.сер. Вып.94. С.77.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента // Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.103.С.154.
- Чихелидзе К.С. (1998). Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива. Автореф. кандидат. дисс. С.25.
- Шенгелиа Д.М., Окроецваридзе А.В. (1998). Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы //Докл. РАН. Т.359. №6. С.801-804.
- Allegre C., Ben Othman D. (1980). Nd-Sr Relationship in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis // Nature. V. 286. P.335-342.
- Bartnitski Ye., Dudaury O., Stepaniuk L. (1990). Geochronology phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe // Isotopes in Nature. Leipzig. P.1-10.
- Batchelar R., Bowden P. (1985). Petrogenetic interpretation of Granitoid rock series using multiplicationic parametrs // Chem.Geol. V.48.P.43-55.
- Boynnton W. (1984). Cosmochemistry of the REE: Meteorite studies // Rare Earth element Geochemistry. Amsterdam. P.63-114.
- Chappel B., White A. (1974). Two contrasting Granite types // Pacif.Geol.V.8.P.173-174.
- Clarke D. (1992). Granitoids Rocks // Chapman and Hall. London.P.283.
- Dudaury O., Togonidze M., Vaashakidze G. (1990). K-Ar age of the Granitoids of the Transcaucasian median massif // Vorage des unternationalen Isotopen kolloquium. 1988 in Fraiderg. Leipzig. P.42-44.
- Gamkrelidze I. (1997). Terreins of the Caucasus and adjacent areas // Bull. Acad. Sci. of Georgia. V.155.N 3.P.75-81.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (1998). New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // Bull. Acad.Sci. of Georgia. V.158. N1. P.93-96.
- Golshtein S., Jacobsen S. (1988). Nd and Sr isotopic systematics of revers water suspended material implicatiob for crustal evolution //Earth Planet. Sci. Lett. V.87.P.249-265.
- Hassan H., McAllister A. (1992). An integrated geological, geochemical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick // Geol. Sur. Canada. Pap. 91-15. P.136.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984). Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites //Earth Planet. Sci. Lett. V.67. P.137-150.
- Okrostsvaridze A., Shengelia D. (1996). New Data on the formation of microcline granites of Dzirula salient // Bull. Acad. .Sci. of Georgia. V.14. N 1.P.93-95.
- Pearce I., Harris N., Tindle A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 25.P.956-983.
- Pitcher W. (1982). Granite type and tectonic environment // Mountain Building Processes, Academic Press. London. P.19-40.
- Taylor S., McLennan S. (1985). The continental crust: its evolution and composition. London. Blackwel. 384 p.

## О ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЕ МЕТАМОРФИТОВ ЧОРЧАНА-УЦЛЕВСКОГО АЛЛОХТОННОГО КОМПЛЕКСА ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Т.Н.Цуцунава, Н.Г.Тархан-Моурави

**О первичной природе метаморфитов Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса Дзирульского кристаллического массива. Т.Н.Цуцунава, Н.Г.Тархан-Моурави.** Геологический институт Академии наук Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

На основе петрохимических данных установлены материнские породы метаморфических образований Чорчанской и Нинисской тектонических пластин Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса Дзирульского кристаллического массива.

*·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc xjhxfyf\_eoktdbc fkjmnjyehb rjvgktmcbc vtnfvjhabnt, bc cfo'bc  
mfyt, bc itcft, \ s\o eoeyfd= y\sfh[fy\_vjehfdb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb  
bycnbnenb= v\fk t mcb·bc m\ 1/9= 380093 s, bkbcb\  
gtnhjmbvbehb vjyfwvt, bc cfae·dtkpt lflutybkb f·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc xjhxfyf\_eokt-  
dbc fkjmnjyehb rjvgktmcbc xjhxfybc f ybycbc ntmnjybrehb mthwkt, bc vtnfvjhaekb ofhvj-  
yfmvyt, bc cfo'bc mfyt, b\*

**About primary rocks of metamorphites of Chorchana-Utslevi allochthonous complex of the Dzirula Crystalline Massif. T.Tsutsunava, N.Tarkhan-Mouravi.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

On the basis of petrochemical data the primary rocks of Chorchana and Ninisi tectonic plates's metamorphic formations of the Chorchana-Utslevi allochthonous complex of the Dzirula crystalline massif are established.

Чорчана-Уцлевский аллохтонный комплекс в виде узкой полосы (1-1.5 км) обнажается в ЮЗ-СВ направлении на протяжении 14 км в ущ. рр. Лопанисцкали, Чератхеви и Шуагеле. Весь комплекс со всех сторон ограничен позднегерцинскими (судетскими) микроклиновыми гранитами. Второй, значительно меньшей величины выход этого комплекса находится в ущ. р. Бжинеура (левый приток р. Дзирула) и прослеживается на 350-400 м. Бжиневский выход метаморфитов контактирует с байосскими порфиристыми образованиями, а с остальных трех сторон опять-таки - с микроклиновыми гранитами. На аллохтонном комплексе с большим несогласием залегают лейасовые осадки. С метаморфическими сланцами пространственно ассоциируется комплекс метаофиолитов - серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы. Аллохтонный комплекс перекрыт Чешорским неоавтохтоном (И. Гамкрелидзе и др., 1981).

В результате всесторонних исследований на этом участке массива установлено сонахождение разновозрастных чешуй (кембрий, нижний-средний палеозой). Они имеют различную историю метаморфизма и представлены тектоническими пластинами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (И. Гамкрелидзе, 1976; Адамия, Шавишвили, 1979; Хуцишвили, 1991) и фрагментами верхней мантии и океанической коры (И. Гамкрелидзе и др., 1981). Установлено, что все эти породы претерпели тектоническое перемещение в турне - раннем-среднем визе (И. Гамкрелидзе и др., 1981; Хуцишвили, 1991), т.е. до внедрения позднегерцинских микроклиновых гранитов.

Метаморфиты Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса геологически и петрологически довольно детально изучены рядом исследователей. Первые труды о метаморфитах комплекса принадлежат П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе. В дальнейшем в этом районе работали Г. М. Смирнов, А. Флоренский, Г. П. Барсанов, И. Г. Кузнецов, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили. Позже появились труды П. Ф. Киласония, И. И. Хмаладзе, М. Б. Абесадзе, Г. К. Цимакуридзе, И. П. Гамкрелидзе, Г. Д. Думбадзе, М. А. Кекелия, Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили, О. Д. Хуцишвили, Д. М. Шенгелия, Г. С. Закариадзе, Т. Н. Цуцунава.

Метаморфиты Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса фаунистически датированы как нижнекембрийские, нижне-среднепалеозойские (Барсанов, 1931; Кузнецов, 1931; Вологдин 1931; Кожухаров, Боянов, 1971; Абесадзе и др., 1980).

Несмотря на единое мнение исследователей об аллохтонном строении комплекса, различны их взгляды на количество тектонических чешуй (И.Гамкрелидзе и др., 1981; Адамия, 1984; И.Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985; Хуцишвили, 1991).

На основе анализа минеральных парагенезисов и изучения химизма породообразующих минералов (Цуцунава, 2000), а также разработанной И.Гамкрелидзе и его соавторами (И.Гамкрелидзе и др., 1981; И.Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985) схемы, в метаморфитах аллохтонного комплекса установлены три температурные ступени проградного регионального метаморфизма (Цуцунава, 1999, 2000). Из выделенных двух пластин Нинисская представлена хлоритовой субфацией зеленосланцевой фации, а Чорчанская пластина - хлоритовой и биотитовой субфациями той же фации. В свою очередь в биотитовой субфации выделены низкотемпературная и высокотемпературная ступени (Цуцунава, 1999, 2000).

Мнения исследователей расходятся и о характере метаморфизма Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса. Ряд авторов (Киласония, 1965; Абесадзе, 1969; И.Гамкрелидзе и др., 1981; И.Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985; Хуцишвили, 1991) считает, что метаморфиты Чорчанской пластины являются диафоритами верхов фаций зеленых сланцев и переходной к эпидот-амфиболитовой и даже к амфиболитовой. В результате проведенного за последние годы детального исследования химического состава всех породообразующих минералов и особенно граната, установлено, что метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса имеет проградный характер и степень его интенсивности не превышает биотитовой субфации зеленосланцевой фации (Цуцунава, 1999, 2000).

Региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, скорее всего, является допозднегерцинским. При шарьировании комплекса в бретонской фазе породы претерпели интенсивный динамометаморфизм, а при внедрении судетских гранитов – контактовый метаморфизм.

Чорчанская пластина представлена лишь насыщенными  $K_2O$  метапелитами. Это кварц-серицитовые, серицит-кварц-альбитовые, кварц-серицит-хлорит-альбитовые, хлорит-серицитовые, биотит-хлорит-серицитовые и гранатовые сланцы, а также графитовые сланцы с кварцитами. Характерными минеральными парагенезисами являются:  $Qtz+Ms-Phn+Chl_{57-59}+Ab^6+Bt-Phn_{50}$ ;  $Qtz+Ms-Phn+Bt-Phn_{45}+Ab^{10}+K-Chl_{65}+Bt_{70}+C$ ;  $Qtz+Ms-Phn+Bt-Phn_{76}+Bt_{69-94}+K-Chl_{66-82}+Spes-Alm_{93-97}$ .<sup>1</sup>

Метаморфиты Нинисской пластины представлены чередованием амфиболовых и эпидот-амфиболовых сланцев, метадиабазов и метапорфиритов. Главные минеральные парагенезисы:  $Chl_{51}+(Hbl_{55})+Ab^3+Ep+Ksp^{2-5}$ ;  $Chl_{51}+(Hbl_{59})+Ab^7+Ep$ .

С целью сравнения пород представленных двух классов нами построены петрохимические диаграммы (рис.1,2,3). Здесь же отметим, что на диаграммы нанесены образцы не только из  $CaO$  богатых пород Нинисской пластины, но и из метабазитов офиолитового комплекса. Последний является довольно крупным выходом амфиболитов, который обнажается в ущ. р. Чератхеви между филлитами и гранитами. Главные минеральные парагенезисы амфиболитов:  $Pl^{20-36}+Hbl+(Qtz,Ep)$ ;  $Pl^{38}+Hbl_{43}+(Sf)$ ;  $Pl^{38}+Hbl$  (Cum). Интенсивность метаморфизма амфиболитов соответствует амфиболитовой фации. На диаграммы нанесены также породы Чешорского неавтохтонного комплекса. Они представлены туфами кварц-порфиров, которые претерпели лишь динамометаморфизм. Здесь же приведены таблицы химического состава всех вышеупомянутых пород (табл.1, 2, 3, 4).

Из диаграмм четко видно, что фигуративные точки, соответствующие метапелитам Чорчанской пластины, и фигуративные точки  $CaO$  богатых пород образуют четко обособленные поля. Поле фигуративных точек пород Чешорского неавтохтонного комплекса, как и ожидалось, совпадает с полем фигуративных точек пород Чорчанской пластины. Частично перекрывают друг друга поля фигуративных точек метабазитов офиолитового комплекса и пород Нинисской пластины, хотя из диаграммы (см. рис.3) видно, что породы офиолитового комплекса более высокожелезистые. Все вышеуказанные породы характеризуются одинаковым и стабильным содержанием  $Na$ .

<sup>1</sup>Символы минералов: Ab-альбит; Bt-биотит; Bt-Phn-биотит-фенгит; C-графит; Chl-хлорит; Cum-кумминктонит; Ep-эпидот; Hbl-роговая обманка; K-Chl-калихлорит; Ksp-калишпат; Ms-Phn-мусковит-фенгит; Pl-плаггиоклаз; Qtz-кварц; Sf-сфен; Spes-Alm-спессартин-альмандин. В скобках – парагенезисы неравновесных минералов.

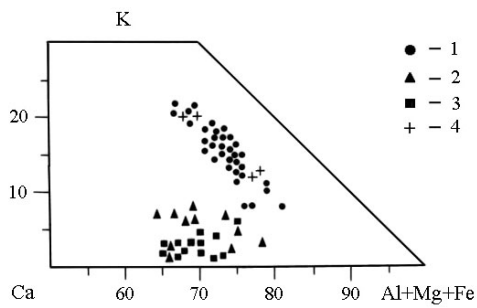


Рис.1. Петрохимическая диаграмма Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, метабазитов офиолитового комплекса и пород Чешорского неавтохтона для отношения  $(Al+Fe+Mg)/K/Ca$  (атом. %)

1-метапелиты Чорчанской пластины; 2-СаО богатые породы Ниниской пластины; 3-метабазиты офиолитового комплекса; 4-породы Чешорского неавтохтона.

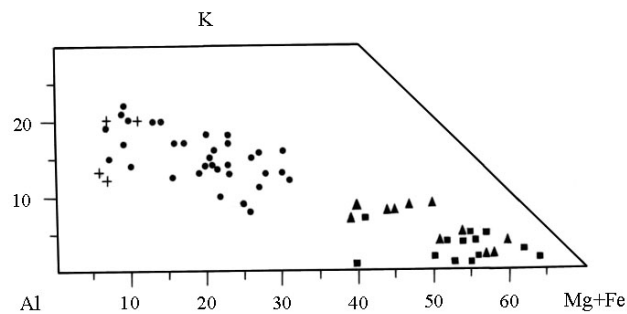


Рис.2. Петрохимическая диаграмма Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, метабазитов офиолитового комплекса и пород Чешорского неавтохтона для отношения  $(Fe+Mg)/K/Al$  (атом. %). Усл. обознач. см. на рис.1.

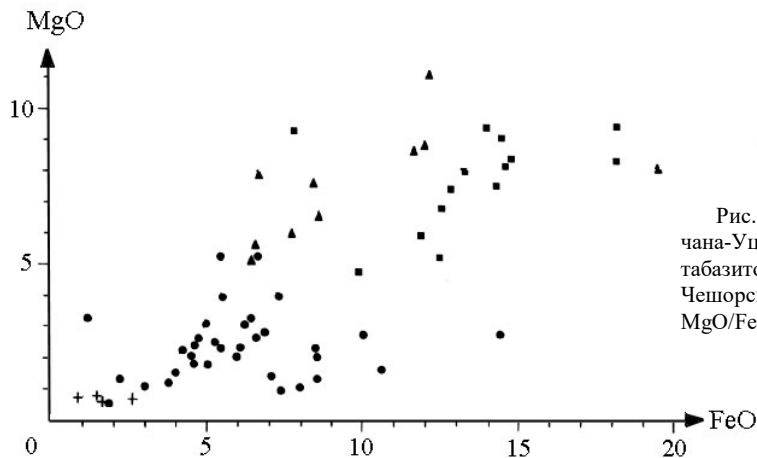


Рис.3. Петрохимическая диаграмма Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, метабазитов офиолитового комплекса и пород Чешорского неавтохтона для отношения  $MgO/FeO$  (атом. %). Усл. обознач. см. на рис.1.

Для петрохимической классификации и распознавания первичной, дометаморфической природы метаморфитов Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса нами использована диаграмма А.А.Предовского (1970). В большинстве случаев т.н. “снятие” метаморфизма с метаморфизованных пород дает достоверные результаты. Известно, что в условиях добититовой субфации нередко легко улавливается первичная природа метаосадков и метамагматитов. Осадочные породы добититовой субфации претерпевают перекристаллизацию, однако в обломочных породах хорошо сохраняются реликты первично-осадочных структур. При характеристике метаморфических пород более высокой степени наиболее информативными являются их химический и минеральный составы. Для восстановления первичной природы метаморфизованных пород важное значение имеет установление характера метаморфизма. В результате аргументированных обсуждений вывод о сохранности принципиальных черт состава горных пород при метаморфизме признается значительной частью исследователей. Хотя метаморфизм аллохтонного комплекса имеет явно выраженный изоморфический характер, нельзя не признать наличие метасоматических процессов, которые сопровождают внедрение позднегерцинских микроклиновых гранитов. В породах четко выражены процессы привноса гранитного материала, окварцевания и альбитизации. Явление метасоматоза в “филлитах” Дзирульского кристаллического массива детально описаны Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1959). Учитывая вышесказанное, для установления первичной природы метаморфитов нами использованы лишь те образцы пород, которые не испытали метасоматического преобразования.

Таблица 1

Химический состав метапелитов Чорчанской пластины, *вес. %*

№	53-Н	54-Н	55-Н	57-Н	59-Н	60-Н	61-Н	71-Н	72-Н	73-Н	75-Н
SiO <sub>2</sub>	66.36	69.68	64.36	67.86	67.75	63.58	59.53	52.70	50.79	52.01	55.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.79	14.64	16.62	15.42	15.46	16.86	19.52	19.32	21.38	22.80	16.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.81	0.54	2.35	1.51	2.24	4.05	1.96	7.18	6.88	3.13	4.86
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.47	0.69	0.63	0.61	0.56	0.83	0.78	1.00	0.99	0.70
MnO	0.10	0.08	0.14	0.14	0.08	0.06	0.10	0.31	0.20	0.38	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.49	0.52	0.48	0.45	0.45	0.52	0.15	0.14	0.22	0.37
SO <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
CaO	0.64	0.35	0.50	0.40	0.42	0.26	0.32	0.35	0.12	0.49	0.33
MgO	1.74	2.10	2.35	2.34	1.75	1.36	2.16	2.54	1.58	2.74	3.08
K <sub>2</sub> O	2.28	4.37	2.94	1.84	3.03	3.27	4.23	4.82	5.60	5.10	5.04
Na <sub>2</sub> O	3.44	3.93	3.44	3.55	3.31	5.59	3.37	3.16	3.29	3.62	3.32
FeO	1.80	0.62	2.35	2.53	1.98	2.35	3.25	1.44	2.27	2.71	0.72
Влага	0.41	0.52	0.66	0.55	0.45	0.52	0.58	1.66	1.03	0.80	1.73
Ппп	2.37	2.17	3.06	2.71	2.43	3.05	3.59	5.56	5.67	4.97	4.96
Σ	100.4	102.1	100.0	100.0	100.0	102.0	100.0	100.0	99.99	100.0	97.00

№	1-96	1-96а	2-96	2-96а	3-96	3-96а	4-96а	5-96	6-96	8-96	11-96
SiO <sub>2</sub>	59.69	60.13	65.41	62.37	61.39	60.14	69.12	57.43	63.34	56.22	63.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.56	16.77	15.20	17.07	16.05	18.46	14.79	18.34	17.09	20.77	17.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.45	0.94	0.74	1.53	0.97	0.43	1.29	0.69	1.26	0.46
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.71	0.91	0.74	0.77	0.83	0.71	0.90	0.82	0.89	0.69
MnO	0.10	0.11	0.12	0.09	0.11	0.13	0.11	0.13	0.10	0.13	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.35	0.44	0.34	0.40	0.38	0.37	0.41	0.37	0.38	0.34
SO <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	0.21	0.71	1.08	0.60	1.83	0.28	1.40	0.46	0.52	0.08	0.32
MgO	5.24	3.02	2.61	3.95	5.20	2.62	2.26	3.95	3.13	0.98	1.51
K <sub>2</sub> O	3.00	3.92	2.57	3.78	2.08	4.64	1.79	4.87	3.55	5.38	3.64
Na <sub>2</sub> O	3.03	2.96	3.43	3.13	3.02	2.93	3.34	3.05	3.12	3.01	3.29
FeO	5.29	4.58	3.80	4.93	5.03	5.62	3.80	6.04	5.63	6.13	4.30
Влага	0.31	0.55	0.34	0.33	0.19	0.20	0.21	0.22	0.19	0.39	3.55
Ппп	5.31	5.72	3.14	1.91	2.39	2.80	1.60	2.92	4.46	4.36	0.19
Σ	99.97	99.99	100.0	99.99	100.0	100.0	100.0	100.0	103.0	99.99	99.98

№	12-96	13-96	14-96	30-97	31-97	32-97	35-97	36-97	37-97	39-97	41-97
SiO <sub>2</sub>	57.67	67.81	64.33	62.04	70.53	69.85	53.03	51.61	53.03	53.41	67.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.86	19.62	17.75	18.92	16.31	15.53	21.06	21.41	20.04	20.68	16.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	0.15	0.58	0.88	0.54	0.46	2.34	2.22	2.22	2.41	0.60
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.17	0.77	0.76	0.53	0.52	1.05	0.97	0.99	0.91	0.52
MnO	0.11	0.10	0.12	0.10	0.11	0.09	0.13	0.10	0.12	0.11	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.27	0.35	0.36	0.31	0.35	0.44	0.41	0.41	0.42	0.32
SO <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
CaO	0.19	0.24	0.41	0.27	0.21	0.38	0.25	0.11	0.28	0.25	0.10
MgO	2.05	0.50	2.07	2.34	1.00	1.29	1.35	1.17	2.07	2.35	1.27
K <sub>2</sub> O	5.49	4.52	3.47	3.92	3.02	2.71	5.68	6.09	5.40	5.81	3.49
Na <sub>2</sub> O	3.01	3.21	3.28	3.25	3.26	3.30	2.71	2.77	2.78	2.88	3.06
FeO	4.80	1.68	3.96	4.55	2.49	2.42	6.21	5.86	6.38	6.10	3.26
Влага	0.37	0.31	0.44	0.22	0.16	0.47	0.83	3.33	0.97	0.40	0.27
Ппп	3.07	1.39	2.45	2.36	1.53	2.64	4.89	3.88	5.29	4.26	2.79
Σ	100.0	99.98	99.99	99.98	100.0	100.0	99.99	99.94	100.0	100.0	99.99

Применение диаграммы А.А.Предовского (1970) мы сочли целесообразным в данном случае, так как образование минеральных парагенезисов метаморфических пород обусловлено термодинамическими условиями метаморфизма и исходным литологическим и химическим составом пород.

Из диаграммы (рис. 4) видно, что фигуративные точки, соответствующие метаморфитам Чорчанской пластины по факторам глиноземистости  $A=Al_2O_3-(CaO+K_2O+Na_2O)$  и фемичности  $F=(MgO+FeO+Fe_2O_3)/SiO_2$ , расположились в ареале осадочных и вулканогенно-осадочных пород следующим образом: 61% попал в поле граувакк (на диаграмме обозначено цифрой 7), по 14% - в поля полимиктов (6) и полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов (5), а по



2% - в поля полимиктовых (9) и гидрослюдистых (10) глин, почти на границе с полями граувакк и полимиктов.

Таблица 2  
Химический состав метабазитов офиолитового комплекса, *вес. %*

№	23-Н	24-Н	26-Н	27-Н	28-Н	29-Н	30-Н	35-Н	37-Н	38-Н	40-Н
SiO <sub>2</sub>	48.95	51.50	46.50	48.06	45.89	49.32	47.84	52.40	54.62	50.23	48.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.88	11.95	12.46	14.17	12.53	14.48	13.99	13.25	13.16	13.62	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.91	8.20	8.78	5.72	8.21	3.09	4.69	4.20	4.14	4.86	0.82
TiO <sub>2</sub>	1.07	0.74	1.22	0.99	1.23	1.45	1.05	1.25	1.33	1.36	1.11
MnO	0.15	0.15	0.14	0.19	0.15	0.20	0.16	0.18	0.17	0.19	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.40	0.40	0.58	0.48	0.56	0.52	0.54	0.53	0.51	0.56
SO <sub>3</sub>	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
CaO	6.24	6.48	7.74	7.74	8.16	8.83	10.22	9.34	8.81	7.73	10.64
MgO	7.85	8.87	8.09	8.13	9.19	7.30	7.75	6.80	5.87	7.36	9.09
K <sub>2</sub> O	1.59	1.37	1.06	1.21	0.63	1.17	1.23	0.24	0.32	0.61	0.71
Na <sub>2</sub> O	2.81	2.80	2.61	2.49	2.35	2.73	2.62	2.65	2.57	2.65	3.07
FeO	5.28	5.28	7.87	7.44	8.62	8.36	7.26	7.26	6.71	7.99	5.80
Влага	0.74	0.15	0.60	0.47	0.40	0.45	0.08	0.24	0.39	0.40	0.39
Ппп	2.92	2.04	2.47	2.76	2.13	2.03	2.54	1.60	1.33	2.45	3.26
Σ	100.0	99.99	99.97	100.5	100.0	102.5	99.99	99.99	99.99	100.0	100.0

Таблица 3  
Химический состав метаморфитов Нинисской пластины, *вес. %*

№	41-Н	45-Н	46-Н	47-Н	49-Н	63-Н	70-Н	23-97	24-97	25-97	28-97
SiO <sub>2</sub>	49.32	58.88	46.21	58.32	53.36	46.65	49.32	54.06	55.17	57.33	46.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.43	14.30	15.36	13.98	13.86	13.41	14.58	15.24	13.31	14.09	15.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.41	2.53	5.84	2.23	1.46	10.67	5.33	1.90	2.70	2.27	3.58
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.16	2.21	1.01	1.37	2.35	1.38	1.36	1.23	1.38	1.87
MnO	0.16	0.12	0.19	0.13	0.17	0.17	0.15	0.14	0.14	0.11	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.55	0.68	0.56	0.48	0.53	0.29	0.49	0.51	0.47	0.56
SO <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	10.57	5.28	4.57	5.64	8.05	3.79	5.57	3.80	8.19	5.74	6.85
MgO	8.78	4.93	8.96	5.54	7.74	7.64	8.58	6.62	7.60	6.02	11.10
K <sub>2</sub> O	0.50	1.74	1.71	2.27	2.48	1.09	3.00	2.25	1.16	2.03	0.70
Na <sub>2</sub> O	2.56	3.35	2.83	3.42	3.20	2.26	2.87	2.87	2.58	2.97	2.67
FeO	0.36	3.07	6.34	3.43	5.25	6.76	5.07	6.62	5.70	5.43	8.58
Влага	0.24	0.84	0.55	0.43	0.13	0.91	0.50	0.20	0.24	0.32	2.25
Ппп	0.96	3.20	4.51	3.00	2.40	3.74	3.34	4.45	1.48	1.83	2.49
Σ	100.1	99.99	100.0	100.0	99.99	100.8	100.0	100.0	100.0	100.0	102.0

Таблица 4  
Химический состав пород Чешорского неавтохтона, *вес. %*

№	44-Н	16-97	17-97	19-97
SiO <sub>2</sub>	67.41	67.20	69.85	69.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.83	20.59	16.55	21.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.17	0.42	0.11
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.15	0.25	0.17
MnO	0.05	0.08	0.12	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.26	0.32	0.29
SO <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.01	0.01
CaO	0.41	0.15	0.45	0.22
MgO	0.70	0.78	0.62	0.66
K <sub>2</sub> O	3.25	5.26	4.40	2.88
Na <sub>2</sub> O	3.19	2.90	3.50	3.09
FeO	0.54	1.36	2.15	1.51
влага	0.32	0.23	0.26	0.21
ппп	1.30	0.85	1.10	0.69
Σ	100.0	99.99	100.0	99.99

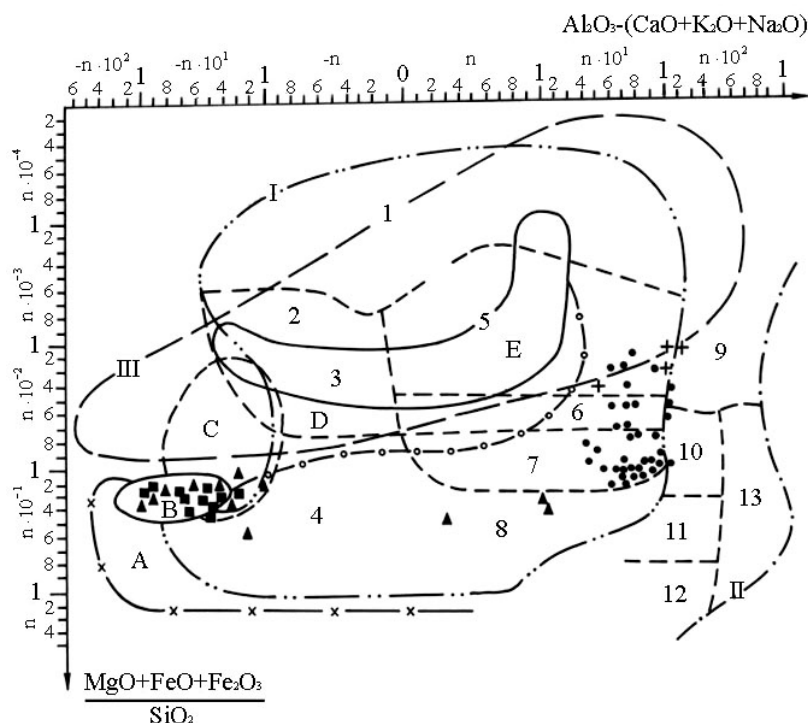


Рис.4. Составы метаморфитов Чорчана-Ущлевского аллохтонного комплекса, metabазитов офиолитового комплекса и пород Чешорского неовастохтона на диаграмме А.А. Предовского (1970)

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы: I-псаммиты, II-пелиты, III-хемогенные силициты. Изверженные породы: А-ультрабазиты, В-базиты, С-сиениты, D-диориты, плагиограниты и их эффузивные аналоги. Поля: 1-кварциты; 2,3-туффиты с кислым и средним материалом; 4-туффиты с основным и ультраосновным материалом; 5-полевошпатовые и серицитовые кварциты и аркозы; 6-полимикты; 7-граувакки; 8-смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород; 9-полимиктовые глины; 10-гидрослюдистые глины; 11-монтмориллонитовые глины; 12-вермикулитовые глины; 13-бокситовые глины

Фигуративные точки, соответствующие метаморфитам Нинисской пластины, расположились в более широком ареале: 41% точек попал в поле базитов (В), 25% - в поле смешанных продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород (8), а по 17% - в поле туффитов с основным и ультраосновным материалом (4) и в поле сиенитов, щелочных сиенитов и их эффузивных аналогов (С). Попадание фигуративных точек Нинисской пластины в поле С скорее всего обусловлено влиянием микроклиновых гранитов, что и вызвало в породе возрастание содержания калия, тем более если учесть, что точки расположились очень близко к границе поля базитов.

Большая часть фигуративных точек (82%), соответствующих амфиболитам офиолитовой серии, оказались, как и следовало ожидать, в поле базитов (В) и лишь 18% - почти на границе с последним (С).

Большинство (75%) фигуративных точек пород Чешорского комплекса расположились на границе полей полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов (5) и полимиктовых глин (9), а 25% - в поле полимиктовых глин (5).

На диаграмме состава изверженных пород фигуративные точки, соответствующие всем вышеуказанным метаморфитам, по коэффициентам  $K_2O-Na_2O$  и  $MgO+FeO+Fe_2O_3/SiO_2$ , в отличие от первой диаграммы, расположились довольно разбросанно. Хотя общая закономерность не нарушена и большинство фигуративных точек  $CaO$  богатых пород попадают в поля базитов и сиенит-трахитов, а насыщенных  $K_2O$  метапелитов и пород Чешорского комплекса - в основном в поле гранитов и риолитов, и лишь небольшая часть - в поле диоритов, плагиогранитов и дацитов.

Сравнительная характеристика данных, полученных по диаграмме А.А.Предовского и типов исходных пород С.П.Кориковского, дает удовлетворительный результат. Хотя некоторое исключение составляет попадание части фигуративных точек, насыщенных  $K_2O$  метапелитов, в

поле метапсаммитов (поле граувакк и полимиктов). Это обстоятельство, видимо, объясняет некоторое несоответствие принятых в представленной работе терминов “насыщенный  $K_2O$  метапелит” по С.П.Кориковскому (1979) и “метапелит” по А.А.Предовскому. Как известно, граница поля глин (исходных пород метапелитов) и зернистых осадочных пород (исходных пород метапсаммитов или метаграувакк) трудно устанавливается на разных петрохимических диаграммах (Предовский, 1970, 1980; Руденко, 1977 и др.), так как в разряд зернистых осадочных пород граувакк попадают осадочные образования самого разнообразного химического состава и сам термин “граувакка”, т.е. “метапсаммит” нередко теряет определенность в петрохимическом смысле. А.А.Предовский считает, что лишь наличие обломков пород (объем обломков >25%) не может считаться основным классификационным критерием граувакк, полностью игнорируя химический состав пород. Исходя из этого, основываясь на микроскопическом исследовании и результатах химического анализа пород и проводя систематику в первую очередь по фемичности (основности), считаем, что обе вышеупомянутые классификации очень сходны.

Таким образом, полученные результаты показывают, что исходными породами метаморфитов Чорчанской пластины являются осадочные и вулканогенно-осадочные породы, а метаморфиты Нинисской пластины - это продукты метаморфизма основных магматических пород

### Литература

- Абесадзе М.Б. (1969). Петрология позднепалеозойских метаморфических сланцев Дзирульского кристаллического массива//Канд. дисс. Фонды ГИН АН ГССР. 253с. (на груз. яз.)
- Абесадзе М.Б., Цимакурдидзе Г.К., Пландерова Е. (1980). Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива// Geologicky prase. Geologicky ustav Dionjza Styra. Bratislava. Spravy 74. pp.137-143
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. (1979). Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап)// Геотектоника. №1. С.77-85.
- Адамия Ш.А. (1984). Доальпийское основание Кавказа - состав, строение, становление// Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 86. С.3-104.
- Барсанов Г.П. (1931). Нижний кембрий в Закавказье// Изв. АН СССР. №9. С.1255-1259.
- Вологдин А.Г. (1931). К открытию археоциат на Кавказе// Изв. ВГРО. Т.1. Вып.100. С.891-897.
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза// Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.52. 226с.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д.(1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказе// Геотектоника. №5. С.23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. (1985). Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива// Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.87. С.58-73.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1959). Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М.: Госгеолтехиздат. 254 с.
- Киласония П.Ф. (1965). О генезисе и возрастных соотношениях метаморфитов Дзирульского кристаллического фундамента// Изв. АН СССР. Сер. геол. №3. С.58-72.
- Кузнецов И.Г. (1931). Об открытии в Закавказье кембрийских отложений// Изв. ВГРО. Т.1. Вып.100. С.275-278.
- Кожухаров Д., Боянов И. (1971). Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива// Изв. АН СССР. Сер. геол. №6. С.42-47.
- Кориковский С.П. (1979). Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука. 262с.
- Кузнецов И.Г. (1931). Об открытии в Закавказье кембрийских отложений// Изв. ВГРО. Т.1. Вып.100. С.275-278.
- Предовский А.А. (1970). Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР. 115с.
- Предовский А.А. (1980). Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152с.

- Руденко Ю.Л. (1977). Реконструкция метаморфических и метасоматических измененных пород на основе парагенетического количественно-минералогического анализа// ДАН СССР. Т.236. №1. С.204-207.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента// Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.103. 154с.
- Цуцунава Т.Н. (1999). Белые калиевые слюды метаморфитов Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса// Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114. С.210-220.
- Цуцунава Т.Н. (2000). Региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса (Дзирульский массив)// Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. С.311-319.

## ЭКСПЛОЗИВНОЕ СТЕКЛООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

М.Н.Щербакова, Ф.П.Мельников

**Эксплозивное стеклообразование и формирование газовой-жидких включений. М.Н.Щербакова, Ф.П.Мельников.** МГУ, Воробьевы горы, 119899 Москва.

Рассматриваются результаты изучения газовой-жидких включений в природных стеклах пирокластитов. Доказано, что попадание углеводородов в стекла имело место при взрывах, а затем они включались в осадочный процесс.

*tmcgkjpbehb vbybc ofhvjmvyf lf ufj,hbd-s[tdflb xfyfhst,bc ajhvbht,fl v\ixth,frjdf= a\vtkybrjdb\ vjcrjdbc cff[tkvobaj eybdthcbntnb= djhj,bjdbv vst,b= 119899 vjcrjdb\*

*ufy[bkekbfb gbhjrkcfnjkbneh ,eyt,hbd vbyt,ib fhct,ekb ufj,hbd-s[tdflb xfyfhst,bc itcofdkbc itltut,b\ lflutybkbfb= hjv vbyt,ib yf[ibho'fk,flt,bc xfyfhst,bc vj[dtlhfcb flubkb ]mjylf tmcgkjpbeh ghjwctib lf v[jkl fvbc itvltu [lt,jlf v[fsb itnfyf ctlbvtynfwbeh fepib\*

**The explosive vitrification and forming of the gas-liquid inclusion. M.Shcherbakova, F.Melnikov.** Moscow State University, Vorobyovy Gory, 119899 Moscow.

The results of study of the gas-liquid inclusion in the natural glasses of the pyroclastite has been considered. The present study reveals that hit the hydrocarbons in the glasses by explosion. Afterwards these glasses hit in the basin of sedimentation.

Сегодня в петрологии продолжается совершенствование методов, позволяющих устанавливать термодинамическую обстановку во время образования тех или иных пород.

Особое положение в палеотермо- и батиметрии занимает изучение включений разнообразных сред в минералах (а также в стеклах), позволяющее сопоставлять особенности пород по данным макро- и микроописаний с результатами специализированных анализов (определения состава жидкой и газовой сред, величины давлений, температуры декрептации, гомогенизации и т.п.).

Нами в природных стеклах пирокластитов Азербайджана в 1984 г. были выявлены газовой-жидкие включения. Пирокластиты образуют отдельные горизонты в разрезе позднего миоцена. В указанный период на значительной территории Азербайджана, равно как и Грузии, существовал мелководно-морской бассейн, в котором накапливались карбонатно-глинистые отложения (периодиты). В морской бассейн с территории современной Армении (окрестности оз.Севан), отсюда где в позднем миоцене существовала вулканическая суша и соответственно были вулканы центрального типа, поставлялся пирокластический материал (событийный). Был изучен разрез в горах Боян-Ата, в 50 км западнее г.Баку. В разрезе было описано 6 горизонтов пирокластитов. Самым мощным оказался нижний из них – до 1 м (в стеклах из этого горизонта и были обнаружены заинтересовавшие нас газовой-жидкие включения). Залегающие выше по разрезу 5 горизонтов существенно менее мощные – от 3-4 мм до 30 см.

Методом треков по отобранному нами стеклу был определен геохронологический возраст, составивший в среднем 6,4 млн.лет (Чумаков и др.,1988). Как было установлено, метод треков предъявляет определенные требования к вулканическим стеклам (они желательны не должны быть менее 0,1 мм, а также прозрачны, без вторичных изменений); этим условиям отвечало отобранное на анализ стекло (Щербакова, Мельников, 1999).

Макроскопически слой пирокластитов, в стеклах которого сохранились газовой-жидкие включения, двучленен: его нижняя часть имеет желтый цвет за счет окислов железа. Верхняя часть снежно-белая, слабо цементирована. Микроскопически устанавливается, что в компонентном составе прозрачного, непемзовидного стекла более 50%. Размеры черепков стекла до 0,2 мм. В образце присутствует также стекло пемзовидное, волокнистое. Стекла, с сохранившимися газовой-жидкими включениями составляют до 1%. Встречаются единичные чешуйки биотита. Гранулометрический анализ показал, что в составе образца есть как алевритовая фракция (менее 0,05 мм), так и тонкопесчаная (0,05-0,1 мм). Последней отвечает максимальное (до 95%) количество стекла. Во фракции более 0,1 мм много агрегатов – механически скрепленных осколков, практически черных под микроскопом, это т.н. "аккреционный пепел". Стекло кислое (со-

держание  $\text{SiO}_2=72,1\%$ ). Химические анализы показали, что стекло соответствует низкощелочному дацит-риолиту ( $\text{K}_2\text{O}$  от 2,4 до 3,19%,  $\text{NaO}_x$  от 3,3 до 3,76%). По данным количественных спектральных анализов Ве и Р характеризуются близкларковыми содержаниями ( $\text{Ве } 5.5 \times 10^{-4}$ ,  $\text{Р } 7 \times 10^{-2}$ ). Pb, Mo, Cu, Zr, Sc ниже, а W, V, Y выше кларковых.

Основными компонентами в 3 изученных фракциях (<0,05 мм, 0,05-0,1 мм и >0,1 мм) оказались витро-(преобладающие) и кристаллокласты. Литокласты отсутствуют, не исключено, за счет выпадения их из пирокластического облака ближе к источникам. Доказательством типоморфности кристаллокластов (кварца, биотита, реже плагиоклаза, а из аксессуарных циркона и апатита) является то, что во многих образцах они наблюдались в рубашках вулканического стекла. В целом, по компонентному составу пирокластиты изученного слоя отвечают плинианскому извержению (Щербакова, Мельников, 1999). Вулканические стекла, заключающие газово-жидкие включения, имеют размер до 0,25 мм, размер включений около 0,1 мм. Описанные включения двухфазовые, газово-жидкие с различными соотношениями газ – жидкость; иногда однофазовые – жидкие.

Жидкая фаза (определения Ф.П.Мельникова)- углекислота (изучался переход включений жидкости при замораживании в твердое состояние). Наблюдались деформированные включения жидкой углекислоты, показывающие, что захват капле происходил в момент, когда стекло было еще вязким, а быстрое охлаждение стекла препятствовало капле углекислоты приобрести сферическую форму.

Состав газовой фазы определялся дважды. В 1986г. - в Ленинграде, в лаборатории ВНИГРИ Э.М.Прасоловым:  $\text{H}_2=7,2$   $\text{CH}_4=5,7$   $\text{N}_2=25,2$   $\text{Ar}=1,4$   $\text{CO}_2=60,4$  (0,3[10-3], Мархинин, 1985). Второй раз состав газовой фазы был определен в Ростове-на Дону, в лаборатории Ростовского университета Э.С.Сианисяном:  $\text{H}_2=\text{сл.}$   $\text{N}_2=0,3-1$   $\text{CO}_2=40,0$   $\text{H}_2\text{O}=500$   $\text{SO}_2=\text{сл.}$   $\text{C}_2\text{H}_6=8-10$   $\text{C}_3\text{H}_8=\text{сл.}$   $\text{C}_4\text{H}_{10}$  (100 г в  $\text{мм}^3$ ).

Хрономатографический анализ выделившихся при декрептации газов свидетельствует об идентичности их состава, но несколько различном их содержании. Основными компонентами оказались  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

Декрептограммы образцов, полученные с помощью декрептометра ВД-6 с хроматографической приставкой, свидетельствуют о присутствии в основном 2 генераций включений, декрепотирующихся в интервалах температур 130-260 и 420-450 градусов.

Таким образом, как нам представляется, в позднем миоцене (около 6,4 млн.лет) на территории вулканического плато (окрестности современного оз.Севан) имели место извержения вулканов, в том числе эксплозии плинианского типа, поставившие пирокластический материал в восточном направлении, где в рассматриваемое время существовал мелководно-морской бассейн. Большое количество поданного материала подавляло бассейновую седиментацию и, таким образом, пирокластика формировала отдельные, дискретные горизонты.

Какие же палеотермо- и барометрические реконструкции дают на изучение включений газовой и жидкой сред, обнаруженных нами в стеклах?

**Во-первых**, дает ли фактологический материал ответ на вопрос какова могла быть глина очага, подававшего в выводной канал кислую магму (как показано выше, состав пирокластике дацит-риолитовой)? Да, дает – определения состава газовой фазы и корреляция содержания в ней  $\text{CO}_2/\text{CH}_4=10$  является характеристикой, как известно, именно магматических пород (Подклетнов, 1987). Известно также и то, что флюидные компоненты такого состава внутри газовых пузырьков были найдены на глубинах 2900-4980 м. В опубликованной в 1998 г. статье Ю.Б.Слезина уточнялось, что глубина очага не может быть менее нескольких км (в среднем 5 км), с учетом возможных теплопотерь. Итак, все начиналось в очаге.

**Во-вторых**, раз состав магматической массы, породившей кислое стекло, можно, по-видимому, соотнести с кремнеземом, то, как известно, последний превращается в вязкую жидкость при  $T=1713^\circ$ .

**В-третьих**, раз имела место эксплозия – плинианское извержение, то что же произошло перед ней? Конечно, начиналось все с того, что газы поднимались к поверхности, магма вскипала, возникал эффект "магматической губки". Известна  $T=700-850^\circ$ , при которой подготовленная к эксплозии масса размягчалась, что достигается при соотношении стекло/газ=100/1. Подготовленная к эксплозии масса стекловата – это пеностекло. Что же препятствовало расплаву образовывать центры кристаллизации? Конечно только быстрое охлаждение, при котором возникает т.н. "барьер нуклеации".

**В-четвертых**, вопрос, на какой стадии развития магматического, предэксплозивного процесса мигрирующие газы, воды и углеводородные смеси могут частично задерживаться в стеклах? Как сказано выше, наличие деформированных включений жидкой углекислоты подтверждают, что захват капле происходил в вязком стекле. Затем быстрое охлаждение препятствовало капле углекислоты приобрести сферическую форму. Сам факт – наличие углекислоты – свидетельство тому, что внутри включений давление было высоким, в данном случае определена цифра порядка 70 атмосфер.

Кстати, как отмечается, факт захвата углекислоты типичен для поверхностных условий. Любопытно замечание Ю.Б.Слезина (1998) о том, что для магмы высокой вязкости неправомерно предположение о "равновесности роста пузырьков при снижении давления". И далее – "результатом неравновесности роста пузырьков будет высокое давление в них".

Известно, что в процессе охлаждения в стекле могут образовываться две несмешивающиеся жидкости. А далее, по мере охлаждения стекла ниже критической температуры несмешиваемости, происходит мгновенное разделение фаз – жидкой и газообразной. Состав газовой фазы позволяет связывать их подачу с собственно магматическим процессом, ибо перечень компонентов магматогенный, да и наличие углеводородных газов – этана, пропана и бутана указывает на извлечение их из недр Земли.

**В-пятых**, интересующее нас извержение завершилось эксплозивным взрывом. Как известно, термин "эксплозия" означает явление вулканического взрыва, обычно сопровождаемого выбросами большого количества пирокластического материала и газа. Магма рассматривается как взрывчатое вещество высокой удельной энергии ( $5 \times 10^4$  Дж/кг; Токарев, 1983). Для плинианских извержений скорость выхода вулканических газов составляет 500-600 м/сек. Взрывы плинианского типа подают материал на высоту 10-30 км (Wilson L. et al., 1978). Расчеты показали, что давление в магме перед взрывом составляет  $10^7$  ПА. Таким образом, перепад давлений между основанием тефрово-газового столба и его вершиной (где давление равно атмосферному, а следовательно составляет  $10^5$  ПА) очень велик. Этот перепад обуславливает большие скорости (сотни м/сек) выноса тефровых частиц и, следовательно, имеет место быстрое охлаждение, что способствует быстрому преобразованию стекла. Рассеяние пирокластики во время извержения контролируется режимом атмосферных ветров – для плинианских это порой высоко-тропосферных.

Из литературных источников мы узнали, что в эксплозивном облаке уменьшается степень защищенности катионов и механическое повреждение решетки. Известно также и то, что наименьшая прочность стекла связывается с  $T=200^\circ$ .

Последний вопрос – вопрос о декрептации в указанных выше интервалах  $T=130-260^\circ$  (1-ый интервал) и  $420-450^\circ$  (2-ой интервал). Не исключено, что  $T=400^\circ$  отвечает температуре разложения содержавшейся в газовой фазе органики – этана, пропана, бутана.

Впервые газовой-жидкие включения в природных стеклах позднего миоцена Азербайджана до нас были обнаружены П.П.Авдусиным еще в 1935 г. Хотя, по-видимому, одними из первых битуминозные вещества в составе газовой фазы магматических пород были описаны в обсицианах Армении и Грузии в 1972 г. М.Е.Яковлевой и Л.И.Потаповой. Наши данные интересны тем, что мы обеспечили доступную нам более высокую степень изучения этого феномена. Данные интересны еще и тем, что доказывают попадание углеводородов в стекла при эксплозиях, с последующим включением их в осадочный процесс. Любопытно и то, что пирокластиты позднего миоцена с газовой-жидкими включениями предшествуют накоплению нефтепродуктивной толще Азербайджана.

## Литература

- Авдусин П.П. (1935). Пирокластические осадки в третичном комплексе северо-восточного Азербайджана // Нефтяное хозяйство. Баку. С.7-17.
- Ермаков Н.Г., Долгов Ю.А. (1979). Термобаргеохимия. М.: Недра. 271 с.
- Мархинин Е.К. (1985). Явления крупномасштабного выноса дисперсных углеводородов в вулканическом процессе // Дегазация Земли и геотектоника (Тез. докл. II Всес. совещ.) М.: Наука. С.79-80
- Подклетнов Н.Е. (1987). Синтез полиароматических углеводородов и аминокислот в условиях, моделирующих вулканический процесс // Вулканология и сейсмология. № 2. С.44-51

- Слезин Ю.Б.(1998). Механизм вулканических извержений (стационарная модель). М.: Научный мир. 127 с.
- Фролов В.Т., Щербакова М.Н. (1991). К построению актуалистической модели взрывно-осадочного процесса //Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. № 6. С.33-40.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. (1988). К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса //ДАН СССР. Т.303. № 1. С.178-181.
- Щербакова М.Н., Мельников Ф.П. (1985). Газово-жидкие включения в тефре среднего понта Азербайджана // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып.3. Петропавловск-Камчатский, тез.докл. VI Всес. вулканолог. совещ. С.269-270.
- Щербакова М.Н., Мельников Ф.П., Прасолов Э.М., Сианисян Э.С. (1996). Стадии взрывного стеклообразования //Ежегодная научная конфер. "Ломоносовские чтения". Тез.докл., М. С.73-74.
- Щербакова М.Н., Мельников Ф.П. (1999). Взрывное стеклообразование и формирование газово-жидких включений //Тез.докл. IX Междун. конфер. по термобарогеохимии. Александров. ВНИИСИМС. С.44-46.
- Яковлева М.Е., Потапова Л.И. (1972). Включения битуминозных веществ в обсидиане //АН СССР. Тр.минерал.музея. Вып.21. С.205-209.
- Shcherbakova M., Melnikov F., Prasolov E. (1987). The gas-liquid Inclusion in the natural glasses of Azerbaijan //Second international conference on Natural glasses. Prague. P.149-154.
- Wilson L. et al. (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics //J.of Geophysical Research. Vol. 83. N B4. P.1829-1839.



## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОРТОКЛАЗОВОГО ГАББРО (РИКОТИТОВ) ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

К.С.Чихелидзе, Л.Г.Шубитидзе

Акцессорные минералы ортоклазового габбро (рикотитов) Дзирульского кристаллического массива. К.С.Чихелидзе, Л.Г.Шубитидзе. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Изучены акцессорные минералы ортоклазового габбро (рикотита) и лампрофировых жил. Установлено, что они содержат одни и те же главные и акцессорные минералы, указывающие на их генетическую общность. Синпетрогенные (магматические) акцессории представлены самородным цинком, магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом и пиритом, а минералы, образующиеся при наложенных процессах, в основном, пиритом, а также халькопиритом, арсенипиритом, антимонитом, сфалеритом, галенитом, киноварью, молибденитом, баритом и флюоритом.

*·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc jhsjrkfpbfyb uf,hjt,bc (hbrjsbnt,bc) fmwtcjhekb vbythfkt,b\ m\xb[tkb·t= k\ie,bsb·t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbneb v\fktmcb·bc m\ 1/9= 380093 s,bkbc\*

*itcofdkbbkf ·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc jhsjrkfpbfyb uf,hjc (hbrjsbnt) lf kvghjabhekb ·fhqdt,bc fmwtcjhekb vbythfkt,b\ lf lutybkkf= hjv bcyb itbwfdty thscf lf bvfdt ·bhbsfl mfyvfity lf fmwtcjhek vbythfkt,c= hfw fv mfyt,bc utytneh vcufdct,fpv vbesbst,c\ cbygtnhjutyekb (vfuehb) fmwtcjht,b ofhvjlutybkkf sdsyf,flb sesbbs= vfuytnbns= fgfnbns= catybs= wbhrybs lf gbhbnbs= [kj ptlyft,b ghjwct,bc itltuf ofhvjmvbkb vbythfkt,b rb- ·bhbsflf gbhbnbs lf fuhtsd vwbht hfilyj,bs\ mfkrygbhbnbs= fhctyjgbhbnbs= fysbvjybnbs= carkthbnbs= ufkybnbs= cbyuehbs= vjkb,lybnbs= ,fhbnbs lf akehbnbs\*

**Accessory minerals of orthoclastic gabbro (rikotites) of Dzirula crystalline massif. K.Chikhelidze, L.Shubidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

The accessory minerals of orthoclastic gabbro (rikotite) and lamprophyric veins are investigated. It is established, that they contain the same main and accessory minerals indicating the genetic similarity of these rocks.. Sinpetrogenic (magmatic) accessories are represented by native zinc, magnetite, apatite, sphenum, zircon and pyrite, and minerals which are products of superposed processes mainly by pyrite and chalcopyrite, arsenopyrite, antimonite, sphalerite, galena, cinnabar, molybdenite, barite, and fluorite as well.

В восточной части Дзирульского кристаллического массива развито ортоклазовое габбро, известное под названием "рикотиты".

Возраст и генезис рикотитов остаются спорным до сих пор. Часть исследователей (Заридзе, 1938; Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1950; Киласония, 1973; Хуцишвили, 1991) считают, что формирование рикотитов обусловлено воздействием палеозойских гранитоидов на герцинский (или догерцинский) базитовый комплекс.

По данным других исследователей (Хмаладзе, 1966, 1969; Мчедлишвили, Тогоидзе, 1985) рикотиты считаются постпалеозойскими образованиями, так как в отличие от доюрских магматитов массива, они являются свежими массивными породами, в них отсутствуют жилы палеозойских гранитоидов, а К-Аг возраст биотитовой фракции соответствует средней юре [169±11 млн.лет (по Хмаладзе); 179±6 млн.лет (по Мчедлишвили, Тогоидзе)]. По мнению этих авторов формирование рикотитов обусловлено глубинными процессами ассимиляции.

По данным исследования последних лет (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001; Шубитидзе, 1999) формирование рикотитов вызвано воздействием основно-ультра-основной магмы на сиалический слой. Формирование же кварц-полевошпатового материала лейкократовой части рикотитов является результатом выборочного плавления сиалических пород. В рикотитах выделяются следующие типы пород: пироксеновое, роговообманковое и ортоклазовое габбро, а также лейкократовые жильные образования и лампрофиры ряда вогезит-спессартитов.

**Пироксеновое габбро** выделяется в центральной части интрузивного тела. Это зеленовато-серая, крупнозернистая, массивная порода. Главные породообразующие минералы -

пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, реже калиево-натриевый полевой шпат и кварц, а акцессорные представлены рудным минералом, сфеном, апатитом и рутилом.

Пироксен - авгит, он представлен бесцветными неравномерными или идиоморфными кристаллами. Часто наблюдаются вроски пироксена с реакционными каймами роговой обманки. Количество пироксена варьирует с анхимономинерального до минимума в амфиболовых разновидностях. Полевые шпаты представлены более или менее измененными ксеноморфными зернами. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) присутствует в каждой разновидности в изменчивом количестве. Он представлен соссютизированными и эпидотизированными идиоморфными кристаллами. Образует пойкилитовые вроски в биотите, реже в роговой обманке и пироксене. Кварц наблюдается в подчиненном количестве, замечаются его микропегматитовые сростки с калишпатом.

**Роговообманковое габбро** макроскопически тонко-, или среднезернистая, зеленовато-серая массивная порода с габброидной или панидиоморфной структурой. Состав породы – основной плагиоклаз и роговая обманка, в меньшем количестве присутствуют пироксен, биотит и калиево-натриевый полевой шпат, а акцессорные – рудный минерал, апатит, сфен, ортит, рутил и циркон. Роговая обманка образует темно или светло-зеленые идиоморфные кристаллы. Продуктами ее замещения являются: биотит, хлорит, эпидот и вторичная роговая обманка. Биотит встречается редко, но иногда его количество доходит до 10-15%. Он образует темно-коричневые чешуйки с плеохроизмом от светло-соломенно-желтого до коричневого. Местами, на краях пироксеновых кристаллов имеются вроски биотита, указывающие на первичный магматический характер биотита.

**Ортоклазовое габбро** - экзотическая темно-серо-зеленоватая массивная порода. Главные породообразующие минералы: пироксен, роговая обманка, плагиоклаз (лабрадор-андезин) и калиево-натриевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудным минералом; вторичные- хлоритом, минералами группы эпидота и светло-зеленой роговой обманкой. Калиево-натриевые полевые шпаты ряда ортоклаз-анортоклаз ( $2V=40-70^{\circ}$ ,  $\Delta\rho=0.06-0.50$ ,  $\Delta_0=0.4$ ) (Шубитидзе, 1999) представлены пелитовыми ксеноморфными зернами, которые содержат пойкилитовые включения плагиоклаза. Микро- и макроскопическое наблюдение свидетельствуют о том, что калиево-натриевый полевой шпат кристаллизовался на последнем этапе магматического процесса становления рикотитов.

**Лампрофиры** представлены вогезитом и спессартитом. Они макроскопически розовые или зеленовато-серые породы с массивной текстурой и порфириковой структурой.

В *вогезитах* ведущим минералом является калиевый полевой шпат, а плагиоклаз – подчиненным.

В *спессартитах* вкрапленники представлены роговой обманкой, а местами - плагиоклазом (андезин - №30-35) и калиевым полевым шпатом (Хмаладзе, 1966). Калиевый полевой шпат часто содержит пертитовые включения плагиоклаза. Основная масса состоит из роговой обманки, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Встречаются участки минералов группы эпидота, вторичной роговой обманки, пренита, альбита и кварца. Акцессорные минералы - апатит, сфен и рудный минерал.

Нами впервые изучены акцессорные минералы рикотита в искусственных шлифах. Для извлечения акцессорных минералов отбирались пробы весом 5-10 кг. Опробовались породы без видимых следов гипергенного изменения. Отбор и обработка проб проводились по методике, предложенной В.В. Ляховичем и С.Д. Туровским (1968). Диагностика минералов основывалась на данных оптического, микрохимического и рентгено-структурного анализов.

Всего в исследованных породах было выявлено 23 минерала (см. таблицу). Наиболее распространены магнетит, апатит, сфен, пирит и самородный цинк. Крайне редки – ильменит, ортит, самородная медь. Сульфиды, являющиеся продуктами наложенных процессов, представлены арсенопиритом, антимонитом, молибденитом и гипергенными минералами – анатазом и марказитом. Из таблицы следует также, что наиболее обогащено акцессориями пироксен-роговообманковое габбро, приближающееся к составу протолита. Изучение шлифов данной пробы показало, что ее отдельные участки по составу представляют собой анхимономинеральный клинопироксенит. Однако, судя по протологенному материалу и наличию во фракциях ортоклаза, этот образец также имеет гибридный характер. В более кислых членах габброидов (обр. 37, 37-1, 39) количество ведущих акцессориев уменьшается, а в лейкократовой

контактной фации (обр.39) сокращается и видовой состав аксессуарных минералов. Эта особенность четко наблюдается по содержанию самородного Zn, являющегося характерным минералом основных пород. Спессартит (обр. 38) и лейкократовое крупнокристаллическое образование (обр. 40) проявляют большое сходство с габброидами по содержанию главных породообразующих и аксессуарных минералов. Разница, в основном, заключается в количественных соотношениях минералов.

Таблица

Содержание аксессуарных минералов в интрузиве ортоклазового габбро (г/т)

Минералы	№ обр.					
	36	37	37-1	38	39	40
Самородный Zn	1.5	0.13	е.з.	0.4	е.з.	е.з.
Самородная Cu	-	-	-	-	-	е.з.
Магнетит	3010	6.87	30.0	1871	420	2245
Апатит	474	62.0	143	е.з.	12.5	1686
Сфен	1220	37.3	266	107	870	213.5
Циркон	0.32	0.13	6.30	е.з.	е.з.	е.з.
Циртолит	16.1	е.з.	-	-	-	-
Ильменит	-	-	е.з.	-	-	240
Ортит	е.з.	-	-	-	-	-
Пирит	374	6.10	55.0	123.4	2091	386
Халькопирит	-	е.з.	е.з.	-	-	440
Галенит	е.з.	0.80	е.з.	-	-	е.з.
Сфалерит	е.з.	-	-	-	-	е.з.
Барит	2.4	3.0	136.6	е.з.	-	0.61
Киноварь	е.з.	0.53	е.з.	-	-	-
Арсенопирит	-	е.з.	-	-	-	-
Антимонит	-	-	-	-	-	-
Молибденит	е.з.	-	-	-	-	-
Флюорит	-	е.з.	е.з.	е.з.	-	-
Анатаз	-	-	е.з.	-	-	-
Гематит	е.з.	-	-	е.з.	-	е.з.
Лимонит	е.з.	-	е.з.	121.4	е.з.	е.з.
Марказит	-	е.з.	-	-	-	-

Примечание. Обр.36–пироксен-амфиболовое габбро: состав—Срх, Amf, Pl, спорадический-Vt, во фракциях-Or; вторичное изменение – пренигитизация, хлоритизация, эпидотизация. Обр.37 и 37-1– роговообманковое ортоклазодержащее габбро: состав – Hbl, Pl, Or, Vt, спорадический Срх; вторичное изменение – хлоритизация, эпидотизация. Обр. 38–спессартит: вкрапленники Hbl, в основной массе – Pl, Hbl, Or, Ac, Ep. Обр. 39– мелкозернистое роговообманковое ортоклазодержащее габбро (контактная фация); состав – Hbl, Pl, Or, Qtz, Ep; во фракциях – Срх. Обр. 40–крупнокристаллическое лейкократовое образование; состав – Pl, Or, Qtz, Vt, Ep; во фракциях – Amf и Срх.

Ниже дается характеристика более распространенных аксессуарных минералов рикотита.

**Самородный Zn** отмечен во всех изученных образцах в количестве от единичных знаков до 1.5 г/т. Минерал образует неправильные или округлые зерна и пластинки или веретенообразные обособления размером 0.2-0.4мм. Цвет темно-серый со слабым голубоватым оттенком. Согласно нашим данным (Чихелидзе, 1993) химический состав (в%) самородного цинка, определенный на микрозонде, следующий: Zn-97.4, Cu-0.47, Pb-0.56, Fe-0.50, Cz-0.41, Sn-0.17, Sb-0.17. Данные химического состава хорошо сочетаются с рентгеноструктурными данными, а значения межплоскостных расстояний изученного цинка идентичны с эталонными значениями. Характерные линии: 1.10(10); 1.34(9), 1.55(10), 1.091(9), 1.048(6). Параметры элементарной ячейки  $a=2.710\text{Å}$ ,  $c=4.943\text{Å}$ . Сканирование по площади в рентгеновских лучах также показало гомогенность зерна.

**Магнетит** относится к числу наиболее распространенных минералов рикотита. Максимальная концентрация (3010г/т) минерала отмечается в пироксен-роговообманковом габбро. Спе-

сфериты и лейкократовые участки также обогащены магнетитом. Роговообманковые габброиды, содержащие в большом количестве ортоклаз, сравнительно обеднены магнетитом. Это, возможно, вызвано интенсивным вторичным изменением – эпидотизацией и хлоритизацией пород.

Хорошо ограненные октаэдрические кристаллы магнетита встречаются очень редко. Минерал обычно образует округлые или ксеноморфные сильно корродированные кристаллы размером 0.1-0.6мм. Ранние генерации магнетита представлены пылевидными включениями в породообразующие минералы – клинопироксенах, амфиболах и плагиоклазах. Длительный процесс кристаллизации магнетита обусловил его тесные срастания с пироксеном и амфиболом. Нередко в ассоциации с магнетитом наблюдается сфен, являющийся обычно более поздним.

Магнетит из пироксен-роговообманкового габбро (пр.36) имеет следующий химический состав: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-63.7%; FeO-29.88%; TiO<sub>2</sub>-0.56%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-0.75%; CaO-0.68%; MgO-0.65%; SiO<sub>2</sub>-2.75%. Как по химическому составу, так и по параметру элементарной ячейки  $a=8.3930\text{\AA}$ , магнетит из рикотита соответствует практически чистому магнетиту.

**Апатит** широко распространенный акцессорный минерал рикотита. Наблюдения показывают, что апатит четко реагирует на протекавшие в породе процессы. Раскисление плагиоклаза, замещение пироксена амфиболом и поздняя альбитизация сопровождаются выделением некоторого количества апатита. Однако изучение искусственных шлифов показало, что содержание апатита снижается от меланократового пироксен-амфиболового габбро (474г/т) до контактовой, более лейкократовой разности габбро (12.5г/т). Примечательно, что максимальная концентрация апатита (1686г/т) отмечается в лейкократовых кварц-полевошпатовых образованиях.

Апатит устанавливается в двух генерациях. Первая представлена короткопризматическими кристаллами 0.1-0.3мм размера, образующими включения в породообразующие минералы. Габитус кристаллов короткопризматический, в основном представлен комбинацией гексагональной призмы (10 $\bar{1}$ 0), гексагональной пирамиды (10 $\bar{1}$ 1) и пинакоида (0001). Обычно полупрозрачные кристаллы молочно-белые, нередко с желтоватым, зеленоватым или сероватым оттенком. Апатит второй генерации образует удлиненно-призматические бесцветные прозрачные кристаллы. По данным рентгеноструктурного анализа акцессорный апатит рикотита является хлорапатитом.

**Сфен** также широко распространенный акцессорный минерал. В пироксен-амфиболовом габбро, где отмечается максимальное количество (1220 г/т) сфена, последний приурочен к амфиболу. Скорее всего часть сфена возникает при амфиболлизации пироксена. Количество сфена заметно снижается в более лейкократовых разностях габбро, за исключением их контактовой фации. Обогащение сфеном (870 г/т) данной породы, возможно, вызвано контакт-метасоматическими процессами.

Сфен установлен в двух генерациях. Подавляющая часть минерала представлена полупрозрачными крупнозернистыми (0.3-0.6 мм, иногда – 1мм) конвертообразными кристаллами темно-бурого или темно-коричневого цвета. Кристаллы сильно трещиноваты и корродированны. Характеризуются стеклянным блеском. Сфен более поздней генерации мелкозернистый (0.05-0.2 мм). Образует медово-желтые неправильные прозрачные зерна с шелковистым блеском.

**Циркон** принадлежит к числу малораспространенных акцессорных минералов интрузива. Его количество от единичных знаков не превышает 6.30 г/т. Примечательно, что в распределении циркона какой-нибудь закономерности не намечается. Минерал устанавливается в двух типах. Циркон первого типа представлен хорошо ограненными кристаллами длиннопризматического габитуса. В их огранке присутствуют тетрагональная призма (110) и тетрагональная дипирамида (111). Очень редко развиты грани призмы (100) и острой дипирамиды (311). Кристаллы циркона мелкие (0.05-0.1мм), прозрачные, светло-розового цвета, трещиноваты и корродированы. Удлинение в пределах 4-5.

Циркон второго типа, возможно, являющийся минералом поздней генерации, представлен метамиктно измененной разностью – циртолитом. В отличие от цирконов, циртолит более крупнозернист (0.1-0.2мм), образует темно-бурые непрозрачные кристаллы

короткопризматического габитуса с гранями тетрагональной призмы (100) и дипирамиды (111) – с удлинением 2-2.5.

**Пирит** - широко распространенный минерал рикотита. Его количество варьирует в широких пределах (6.1-2091 г/т). Сильная пиритизация присуща контактовой части интрузива, спессартиту и локальным трещиноватым участкам. Это указывает на более поздний наложенный характер минерала. В пробах пирит встречается двух типов. Первый – магматический, наблюдается редко. Он представлен кристаллами кубического габитуса. В их огранке присутствуют грани куба (100) и слаборазвитые грани октаэдра (111).

В ортоклазовом габбро наряду с пиритом наложенный комплекс представлен широким спектром минералов – халькопиритом, сфалеритом, галенитом, киноварью, арсенопиритом, антимонитом, молибденитом, баритом и флюоритом. Содержание перечисленных минералов не превышает единичных знаков, поэтому их практическое значение не представляет интереса.

В заключение отметим, что акцессорная минерализация всех разновидностей габброидного интрузива обусловлен взаимодействием двух контрастных по составу магм – основно-ультраосновной и лейкократовой щелочной средне-кремнекислого состава.

### Литература

- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Сб. тр., посвящ. 90-лет. Г.М. Заридзе. Тбилиси. С.47-71.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. №1. С.60-72
- Заридзе Г.М. (1938). Хевская неointрузия в Дзирульском массиве // Бюлл. Геол. ин-та Грузии. Т.4. Вып.1. С. 1-112.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1950). О возрастных взаимоотношениях кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива // ДАН СССР. Т. 62. № 1. С. 1-85.
- Киласония П.Ф. (1973). К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива // Сообщ. АН ГССР. 70. № 2. С. 377-380.
- Ляхович В.В., Туровский С.Д. (1968). Методика изучения акцессорных минералов изверженных пород. М.: Наука. С.5-10.
- Мчедлишвили Т.Д., Тогонидзе М.Г.(1985). Выявление петролого-геохимических особенностей юрских гранитоидов Дзирульского массива // Фонды ГИН АН Грузии. С. 3-204.
- Хмаладзе И.И. (1966). Кристаллические сланцы и некоторые магматические образования Дзирульского кристаллического массива//Фонды ГИН АН Грузии.Тбилиси. 160 с (на груз. яз.)
- Хмаладзе И.И.(1969). Ортоклазовое габбро Дзирульского массива и связанные с ним лампрофиры. // Изв. Геол. об-ва Грузии. Т.6. Вып.1.2. С. 44-51.
- Хуцишвили О.Д.(1991). Состав, строение и формирование внутрикавказского массива. Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 41 с.
- Чихелидзе С.С.(1948). Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 4 (9). С. 27-32.
- Шубитидзе Л.Г. (1999). Петрогенное значение калиево-натриевых полевых шпатов рикотита (Дзирульский массив)//Сб. тр., посвящ. 90-лет. Г.М.Заридзе.Тбилиси. С.314-317 (на груз. яз.).
- Чихелидзе К.С. (1993). Самородные металлы и интерметаллические соединения кристаллических пород Дзирульского выступа. Петрология, минералогия и тектоника //Сб., посвящ. 85 -лет. проф. Г.М.Заридзе. Тбилиси: Мецниереба. С.181-190.

## О ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ, СВЯЗАННЫХ С ОРТОКЛАЗОВЫМИ ГАББРО ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Л.Г.Шубитидзе

**О лейкократовых жильных образованиях, связанных с ортоклазовыми габбро Дзирульского кристаллического массива. Л.Г.Шубитидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Изучены лейкократовые жильные образования, генетически связанные с ранне-среднеюрскими ортоклазовыми габбро (рикотитами) Дзирульского кристаллического массива. Они относятся к ряду высококалийевых и высокоглиноземистых щелочных лейкосиенитов и щелочных лейкогранитов. Их формирование обусловлено воздействием основно-ультраосновной магмы на сиалический слой континентальной коры. В результате выборочного плавления образовалась богатая летучими компонентами остаточная гранитная магма. При его кристаллизации формировались щелочные лейкосиениты и лейкограниты.

*·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc jhsjrkfpbfy uf,hjt,sfy lfrfdibht,ekb ktbrjrhfnekb ·fhqdt,bc itcft,t,\  
k\ie,bsb·t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= \fktmcb·bc m\ 1\$9=  
380093 s,bkcb\*

*itcofdkbbkf ·bhekbc rhbcnfkehb vfcdbbc flht-iefbehek jhsjrkfpbfy uf,hjt,sfy (hbrjsbnt,sfy)  
utytnehfl lfrfdibht,ekb ktbrjrhfnekb ·fhqdekb ofhvjyfmvyt,b\ bcbyb vfafrkfkbevbfy-  
vfqfksb[fvbobfy nent ktbrjcbtybnt,bcf lf nent ktbrjuhfybnt,bc hbuc vbtresdyt,f\ vfsb ajhvbht,f  
ufgbhj,t,ekbf ptlf vfynehb ae·t·eknhfae·t vfuvbc cbfkeh ihtpt ptvjmvlt,t,b\ ithxtdbsb kaj,bc  
itltufl ofhvjbmvf fldbkfl lyj,flb lf mhjkflb rvgyjtynt,bs ufvlblht,ekb yfhxyb uhfybnekb vfuvf\  
vcb rhbcnfkbpfwbbs rb xfvj'fkb,lf nent ktbrjcbtybnt,b lf ktbrjuhfybnt,b\*

**About leucocratic vein formations genetically connected with orthoclastic gabbro of Dzirula crystalline massif. L.Shubitidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Leucocratic vein formations genetically connected with Early- Middle-Jurassic orthoclastic gabbro (rikotites) of Dzirula crystalline massif are investigated. They belong to a rank of high-potassium and high-aluminium alkaline leucosyenites and alkaline leucogranites. Their formation is caused by influence of basic-ultrabasic magma on sialic layer of continental crust. As a result of selective fusion rich in volatine components residual granite magma was formed. During its crystallization alkaline leucosyenites and leucogranites were formed.

Ортоклазовые габбро Дзирульского кристаллического массива известны под названием "рикотиты". Картированы два выхода - в ущ. рр. Рикотисцкали на протяжении 800 м и Сакбуласцкали – 300 м. О возрасте и генезисе рикотитов существуют разные мнения. Часть исследователей (Заридзе, Татришвили, 1950) считают их продуктами позднепалеозойской гранитизации и его возраст рассматривают между нижнепалеозойскими кварцевыми диоритами и верхнепалеозойскими гранитоидами. В то же время Г.М.Заридзе (1938) не исключает возможности формирования рикотитов под влиянием батской Хевисджварской гранитной интрузии на интрузивное тело основного состава.

С.С.Чихелидзе (1948), П.Ф.Киласония (1973) и О.Д.Хуцишвили (1991) рикотиты рассматриваются как более древние образования, по сравнению с нижнепалеозойскими кварцевыми диоритами. По их мнению, формирование ортоклазовых габбро связано с воздействием палеозойских гранитоидов на герцинские (или догерцинские) базитовые породы.

Рикотиты детально исследовал И.И.Хмаладзе (1966,1969). По его данным они, в отличие от доюрских образований массива, являются свежими, массивными породами. В них отсутствуют жилы палеозойских гранитоидов. Определенный К-Аг методом абсолютный возраст биотитовой фракции соответствует  $169 \pm 11$  млн.лет. И.И.Хмаладзе предполагает, что формирование рикотитов обусловлено глубинными процессами ассимиляции.

М.Д.Мчедlishvili и М.Г.Тогонидзе (1985) считают приемлемым мнение И.И.Хмаладзе о формировании и геологической позиции рикотитов. По их данным возраст рикотитов по К-Аг методу, определенный по биотитовой фракции, соответствует  $179 \pm 6$  млн.лет, тогда как по П.Ф. Киласония тем же методом получен возраст в  $236 \pm 8$  млн.лет. И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1999, 2001), а также автор предлагаемой статьи (1999) формирование рикотитов рассматривают как результат воздействия основно-ультраосновной магмы на “инверсионный”, сиалический слой, который обусловил его выборочное плавление и формирование кварц-полевошпатовых образований лейкократовой части рикотитов.

В рикотитах широко развиты лейкократовые, розовые, в основном жильные породы различной мощности (от нескольких сантиметров до 2 м). Они тонко- и среднезернистые, редко крупнозернистые и местами переходят в пегматитовые участки. Темных минералов, кроме скоплений и жилок минералов группы эпидота, практически нет.

Главными породообразующими минералами являются: калиевый полевой шпат и альбит, редко кварц. Ксеногенные минералы представлены минералами группы эпидота и хлоритом, а акцессорные - апатитом, цирконом, магнетитом и редко захвачены из боковых пород светло-зеленой роговой обманкой и актинолитом.

Количество калишпата колеблется от 25 до 70%. Он изменен, замечаются лишь микропегматитовые вроски кварца с калишпатом, размер калишпатовых зерен колеблется от миллиметров до 2 см. Угол оптических осей – от  $52^\circ$  до  $90^\circ$  ( $N_g=115^\circ$ ,  $H \rightarrow 4^\circ$ ,  $-2V_x=60^\circ$ ;  $N_g=70^\circ$ ,  $H \leftarrow 6^\circ$ ,  $-2V_x=52^\circ$ ;  $N_g=60^\circ$ ,  $H \leftarrow 2^\circ$ ,  $-2V_x=80^\circ$ ;  $N_g=155^\circ$ ,  $H \rightarrow 11^\circ$ ,  $-2V_x=70^\circ$ ,  $N_p=60^\circ$ ,  $H \leftarrow 10^\circ$ ;  $N_g=85^\circ$ ,  $H \rightarrow 6^\circ$ ,  $-2V_x=62^\circ$ ;  $N_g=50^\circ$ ,  $H \leftarrow 4^\circ$ ,  $-2V_x=78^\circ$ ;  $N_g=68^\circ$ ,  $H \rightarrow 6^\circ$ ,  $-2V_x=82^\circ$ ;  $N_g=76^\circ$ ,  $H \rightarrow 8^\circ$ ,  $-2V_x=90^\circ$ ). Нужно отметить, что в контактах рикотитов с лейкократовыми породами угол оптических осей низкий ( $-2V=52^\circ$ ) и растет к центру лейкократовых образований ( $-2V=90^\circ$ ).

Количество альбита ( $An_{3-10}$ ) (рис.1) - 15-50%. Встречаются интенсивно сосюритизированные и эпидотизированные разновидности, которые, по нашему мнению, являются остатками контактовых пород.

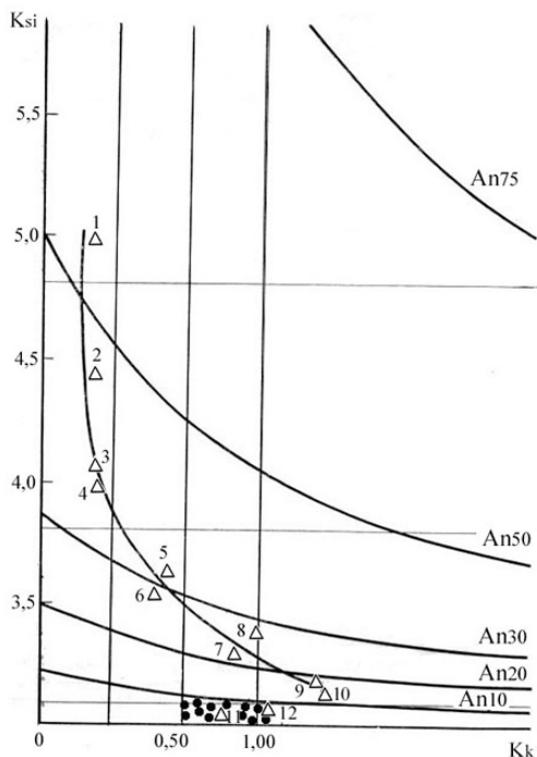


Рис.1. Дополнительная петрохимическая диаграмма  $K_{Si} - K_k$ .

1-базальт; 2-андезит; 3-дацит; 4-тоналит; 5-гранодиорит; 6-риодацит; 7-трахириодацит; 8-двуполевошпатовый гранит; 9-гранит; 10-риолит; 11-щелочной риолит; 12-щелочной гранит (Стефанова,1980)

Сравнение полевых шпатов из ортоклазовых габбро и лейкократовых жил показывает, что в первых развиты полевые шпаты ортоклаз-анортоклазового и лабрадор-андезинового ряда (Шубитидзе, 1999), а в последних – упорядоченные калишпаты (микроклин) и альбит.

Химический состав лейкократовых жильных пород приведен в табл. 1. Нормативные составы лейкократовых минералов нанесены на Alc-Q-Pl классические треугольные диаграммы

А.Штрекайзена (1967) (рис.2), Е.Рагена (1976) (рис.3) и А.А.Маракушева (1979) (рис.4). Фигуративные точки на диаграммах А.Штрекайзена и Е.Рагена соответствуют полям щелочных сиенитов и щелочных лейкогранитов, а на диаграмме А.Маракушева - полям калишпатовых сиенитов, кварцсодержащих калишпатовых сиенитов, кварцевых сиенитов и калишпатовых гранитоидов.

Таблица 1

Химические анализы лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро (рикоитов) Дзирульского кристаллического массива.

№ обр.	2-00	5-00	46-99	3-00	23-00	1-00	1-93	10-98	9-98	20-00	18-L	18-00
SiO <sub>2</sub>	60.69	61.95	62.39	62.55	62.56	62.70	62.91	64.33	64.73	66.35	68.40	73.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.45	16.85	18.70	16.85	18.32	17.88	17.56	17.94	18.04	16.62	16.80	73.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	0.47	0.96	0.47	0.37	1.55	1.53	1.06	0.61	0.62	1.00	0.67
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.15	0.25	0.26	0.31	0.46	0.21	0.14	0.09	0.28	0.14	0.08
MnO	0.06	0.05	0.04	0.10	0.05	0.11	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.44	0.50	0.39	0.57	0.77	0.21	0.13	0.23	0.34	0.34	0.32
SO <sub>3</sub>	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
CaO	0.90	1.27	1.40	0.98	1.40	2.00	0.80	1.15	0.55	0.33	0.70	0.27
MgO	1.53	0.75	0.63	2.39	0.93	0.97	0.62	0.47	0.53	0.85	0.88	0.60
K <sub>2</sub> O	5.94	11.19	9.38	9.86	9.93	6.80	10.42	9.52	9.45	9.66	6.77	5.40
Na <sub>2</sub> O	4.23	3.58	3.73	3.65	3.76	5.30	3.67	3.73	3.45	3.70	3.72	3.96
Π	0.8	1.0	1.2	0.7	0.9	1.0	1.0	0.8	1.1	0.7	0.8	0.5
В	0.6	0.4	0.4	0.3	0.6	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4

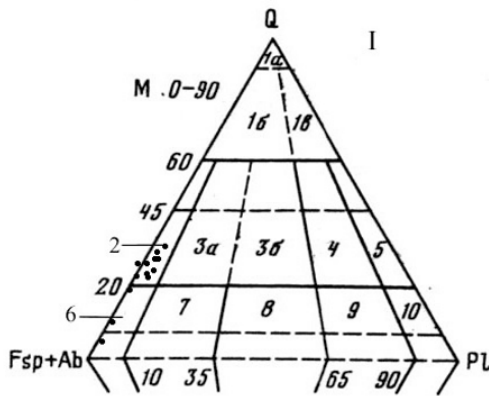


Рис.2. I-по А.Штрекайзену (Streckeisen, 1967).

1-кварцевые породы; 2-щелочной гранит; 3-граниты: а-сиенограниты, б-монцограниты; 4-гранодиорит; 5-кварцевый диорит; 6-щелочной сиенит; 7- сиенит; 8-монцит; 9-монцидиорит, монцогаббро; 10-диорит, габбро

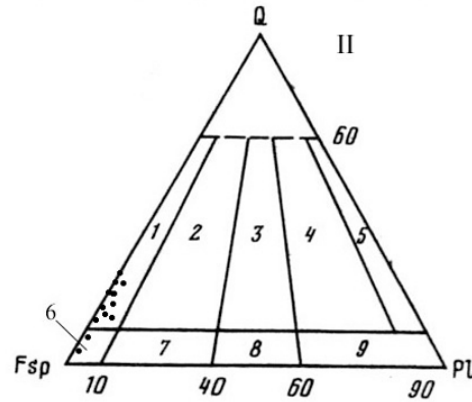


Рис.3. II-по Э. Рагину (Raguin, 1976).

1-щелочной гранит; 2-субщелочной гранит; 3-монцитный гранит; 4-гранодиорит; 5-кварцевый диорит; 6- щелочной сиенит; 7- субщелочной сиенит; 8-монцит; 9-диорит (An<50%), габбро

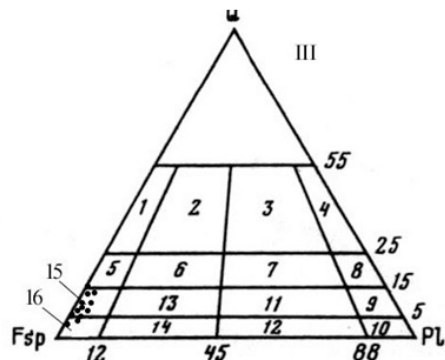


Рис.4. По А.А. Маракушеву (Маракушев и др., 1979).

1-аляскит; 2-гранит (калиево-натриевый шпат преобладает над плагиоклазом); 3-гранит (плагиоклаз преобладает над калиево-натриевым шпатом); 4-плагиогранит, тоналит; 5-калишпатовый граносиенит, биркмерит; 6-двуполевошпатовый граносиенит; 7-гранодиорит; 8-трондьемит; 9-кварцевый диорит; 10-диорит; 11-кварцевый сиенито-диорит; 12-сиенито-диорит, кварцсодержащий сиенито-диорит; 13-двуполевошпатовый кварцевый сиенит; 14-двуполевошпатовый сиенит, кварцсодержащий двуполевошпатовый сиенит; 15-кварцевый сиенит; 16-калишпатовый сиенит, кварцсодержащий калишпатовый сиенит

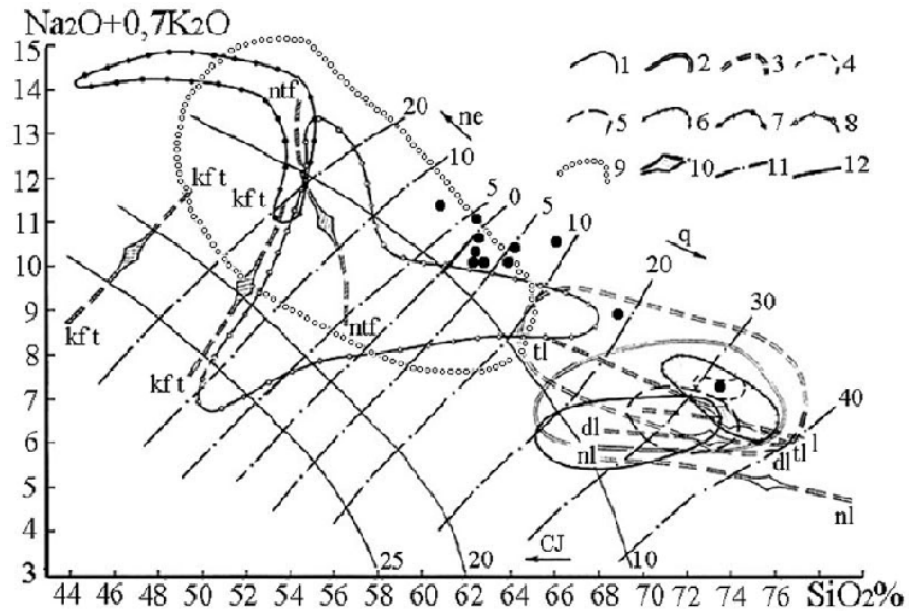
Таким образом, лейкократовые образования по составу модалных и виртуальных минералов соответствуют щелочным лейкосиенитам и щелочным лейкогранитам и гранитам.

Аналогичную картину представляет распределение их фигуративных точек на диаграммах состава пород формации салического семейства (рис.5) (Лучицкий, 1962) и систематика магматических горных пород в координатах SiO<sub>2</sub>—Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (рис.6), где они



расположились в полях кварцевых щелочных сиенитов, щелочных сиенитов, граносиенитов, щелочных лейкогранитов и гранитов.

Полевое и микроскопическое наблюдения и петрохимические особенности свидетельствуют о том, что лейкократовые образования в ортоклазовых габбро связаны между



собой постепенными переходами.

Рис.5. Диаграмма составов пород формаций салического семейства.

1-гранитовая; 2-гранитов рапакиви; 3-гранит-граносиенитовая; 4-щелочно-гранитовая; 5-лейкогранитовая; 6-аляскитовая; 7-агпаитовых нефелиновых сиенитов; 8-псевдолейцит-нефелин-сиенитовая; 9-нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов; 10-средние вариационные кривые состава вулканических формаций: nl-натриевых липаритов, dl-дацит-липаритовой, l-липаритовой, tl-трахилипаритовой, ntf-щелочно-трахит-фонолитовой, kft-щелочно-трахит-лейцитифировой; 11-тренд поверхности содержания нормативного кварца (q) и нефелина (ne); 12-то же, для цветного индекса (CJ)

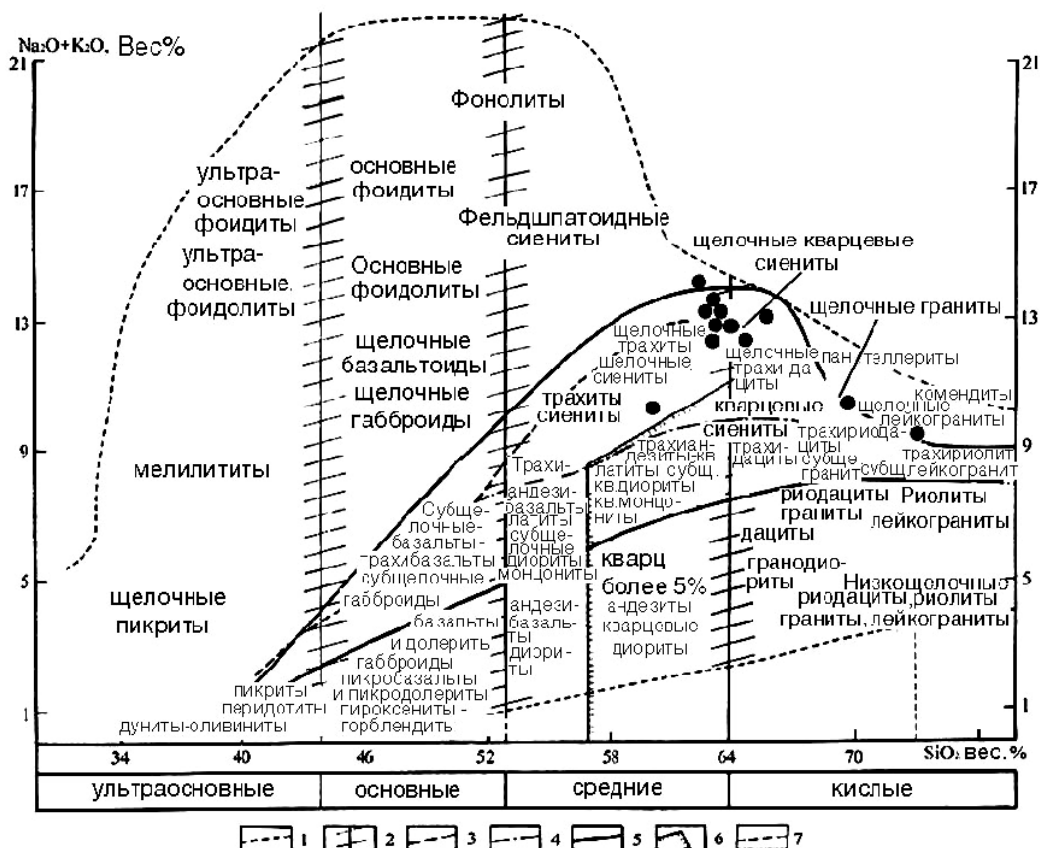


Рис.6. Систематика магматических горных пород в координатах  $\text{SiO}_2$ — $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

1-область распространения химических составов магматических горных пород; 2-границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с "полями неопределенности"; 3-нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 4-нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5-область распространения; субщелочных пород; 6-граница распространения кварца >5%; 7-граница разделения подгрупп

На вариационной диаграмме А.Харкера (рис.7) с возрастанием кремния наблюдаются следующие закономерности: количество  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  (за исключением одного образца) постоянное,  $\text{K}_2\text{O}$  – возрастает,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – уменьшается.

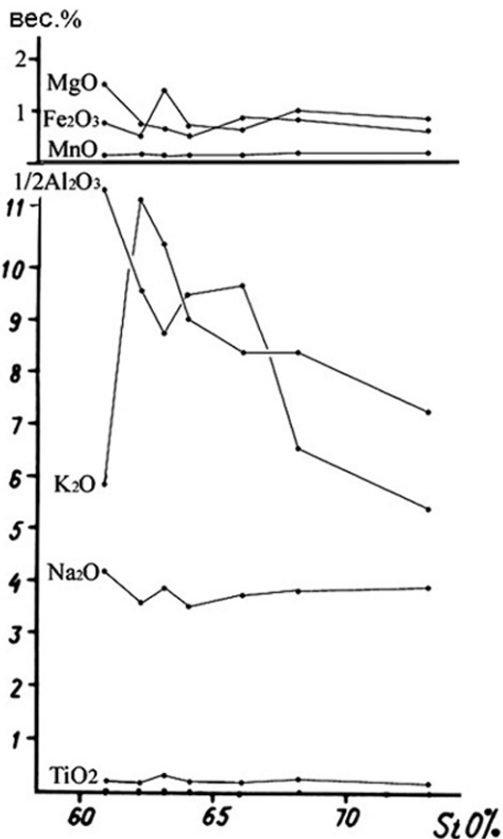


Рис.7. Диаграммы зависимости содержаний главных окислов от SiO<sub>2</sub> для лейкократовых жильных образований рикотитов Дзирульского кристаллического массива

На диаграмме AFM (рис.8) лейкократовые образования ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива разместились в известково-щелочном поле.

На диаграмме отношений величин глиноземистости и щелочности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (рис.9) фигуративные точки лейкократовых образований ортоклазового габбро охватывают поле высокоглиноземистости.



Рис.8. AFM диаграмма лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива (Irvine, Baragar, 1971; Barker, Arth, 1976).

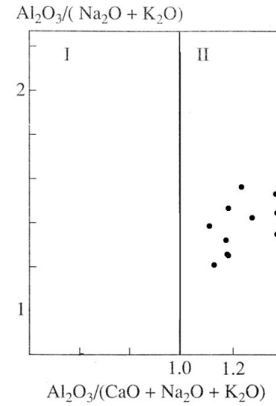


Рис.9. Диаграмма зависимости Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O -- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива (Maniar, Piccoli, 1989).

Лейкократовые жильные породы на диаграммах по содержанию и по соотношению K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> (рис.10,11) принадлежат к ряду высококалийевых пород.

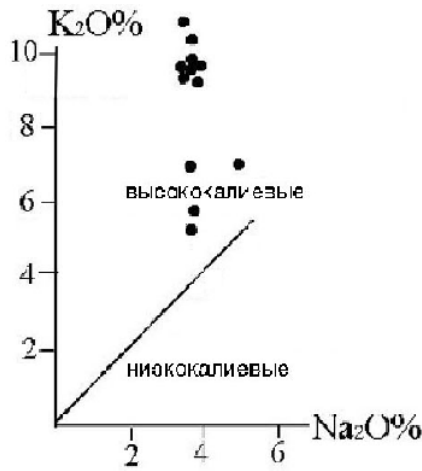


Рис.10. Структурная подразделение пород...

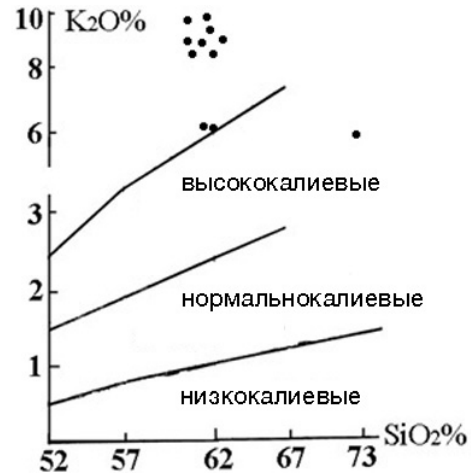
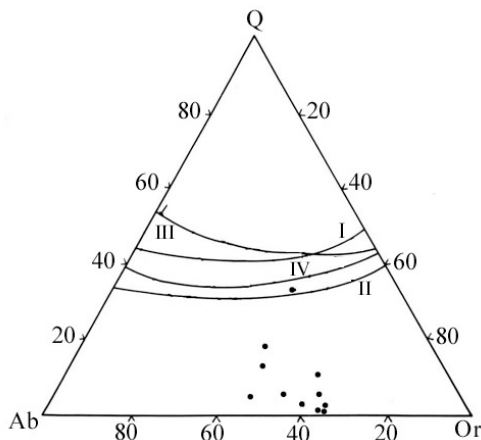
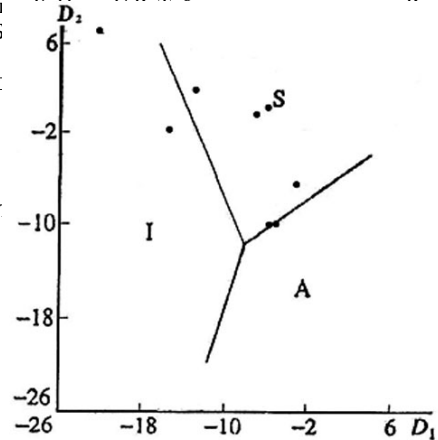


Рис.11. Диаграмма разделения горных пород по содержанию калия и кремния (Метра, 1975).



ржан  
Дж. Б  
с.12) и д  
Allister,  
ильных  
лимума  
и грани



ов Н.Н.  
ельный  
нки не  
тивные

Петрохимические параметры лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива приведены в табл. 2.

Коэффициент  $K_{si}=(Si-Si_{Fem}-Q)/A$ , где Si обозначает атомное количество кремния в силикатном анализе,  $Si_{Fem}$  – число атомов кремния в Fem, Q – число атомов кремния в нормативном кварце и A – число атомов щелочей (при  $K+Na<Al$ ) или алюминия (при  $K+Na>Al$ ) в силикатном анализе. Этот коэффициент дает количественное представление об отношении

Рис.12. Состав лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива на фазовой диаграмме системы Q-Ab-Or-H<sub>2</sub>O.

I-котектическая кривая при давлении H<sub>2</sub>O 500 бар (по Таттлу и Боуэну); II-котектическая кривая при давлении H<sub>2</sub>O 4000 бар (по Таттлу и Боуэну); III- котектическая кривая для отношения Ab/An=1.8 при давлении H<sub>2</sub>O 2000 бар (по фон Платену); IV-котектическая кривая для отношения Ab/An= ∞ при давлении H<sub>2</sub>O 2000 бар (по фон Платену).

соотношениям AF и Ne. Чем выше  $K_{si}$ , тем больше содержание AF по отношению к Ne. Коэффициент  $K_{si}$  отражает не только количественные соотношения типоморфных нормативных минералов AF, An и Ne. Значения  $K_{si}$  приобретают глубокий геологический смысл в связи с близостью нормативных и модальных составов. Благодаря этой близости появляется реальная возможность числового выражения количественно-минерального состава при помощи петрохимических коэффициентов, т.е. выявляется непосредственная связь между химическим и минеральным составом магматических пород.

Рис.13. Положение лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива на дискриминационной диаграмме (Hanson, Mc Allister, 1992) I, A и S гранитов.

$D_1=0.76Al_2O_3+5.96TiO_2+2.91MnO-.93Na_2O+1.95K_2O - 18.5P_2O_5$ ;  
 $D_2=0.37Al_2O_3+7.25TiO_2-54.08MnO-4.28Na_2O-0.55K_2O+ 45.81P_2O_5$ ;

Предел от 0.00 до 1.00, отвечает различным

Таблица 2

Петрохимические параметры лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро (рикоитов) Дзирульского кристаллического массива

Обр.	$K_{si}$	$K_a$	$K_k$	Al
2-2000	3.0	0.6	0.9	1.7
5-2000	2.9	1.0	2.0	1.0
46-1999	3.1	0.9	1.7	1.1
3-2000	3.0	1.0	1.7	1.0
23-2000	3.1	0.9	1.7	1.1
1-2000	3.1	0.9	0.8	1.1
1-1993	3.1	0.9	1.8	1.0
10-1998	3.1	0.9	1.7	1.1
9-1998	3.0	0.9	1.8	1.1
20-2000	3.0	1.0	1.7	1.0
18-L	3.0	0.8	1.2	1.2
18-2000	3.0	0.8	0.9	1.2
Норм.	-	0.5-0.9	-	1-2.1

Коэффициент апгаитности  $K_a=(K+Na)/Al$  рассматривается М.П.Стефановой (1967) как количественный индикатор степени отклонения отношения щелочей к алюминию в валовом химическом составе от идеализированного стехиометрического соотношения этих элементов в щелочных полевых шпатах ( $K_a=1$ ). Чем ниже значение  $K_a$ , тем выше содержания Fem и An по отношению к AF.

В связи с закономерным убыванием содержания  $K_a$  и понижением степени меланократовости в серии габбро→диорит→сиенит→(гранит) устанавливается четкая корреляция значениями  $K_a$  и  $K_{si}$  (рис.14). Ввиду отсутствия нормативного анортита в щелочных составах, отвечающих условию  $AF+Fem>N'$ , значения  $K_a$  дают информацию об относительном

распределении алюминия между салическими и фемическими нормативными минералами. Чем ниже  $K_a$ , тем больше роль Fem в общем балансе алюминия. Для щелочных серий со схожим составом Fem характерна корреляция между  $K_a$  и степенью меланократовости. Значение  $K_a > 1.00$  указывает на присутствие щелочных фемических минералов (пироксенов и амфиболов) и дает количественное представление об относительном распределении щелочей между салическими и фемическими нормативными минералами.

Фигуративные точки петрохимических параметров  $K_a$  и  $K_{si}$  лейкократовых жильных пород ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива расположились в полях IV-VI и V-VII, соответствующим гранитам, щелочным гранитам, сиенитам и щелочным сиенитам.

Соотношение атомных количеств калия и натрия ( $K_k = K/N$ ) отражает петрохимическую щелочность пород: сверхнатриевые ( $K_k < 0.30$ ), натриевые ( $0.30 < K_k < 0.60$ ), калиевые ( $0.60 < K_k < 0.90$ ) и сверхкалиевые ( $K_k > 0.90$ ). Условное разграничивающее значение  $K_k = 0.60$  по А.П.Виноградову отвечает отношению атомных кларков калия и натрия в земной коре.  $Al'$  - это коэффициент глиноземистости ( $Al/K+Na$ ), который показывает соотношения атомных количеств алюминия и щелочей в щелочных полевых шпатах. Чем выше ( $Al' > 1.00$ ), тем больше содержание алюминия по сравнению со щелочами.

Петрохимические параметры лейкократовых образований ортоклазового габбро Дзирульского кристаллического массива -  $K_{si} = 2.9-3.1$ ,  $K_a = 0.6-1.0$  указывает на незначительное содержание в породе анортита и фемических минералов (An, Fem) по сравнению с щелочными полевыми шпатами и на отсутствие нефелина (Ne) в виде салического нормативного минерала. Высокое значение коэффициентов  $K_k = 0.8-2.0$  и  $Al' = 1.0-1.7$  показывает на высококалиевый и высокоглиноземистый ряд пород.

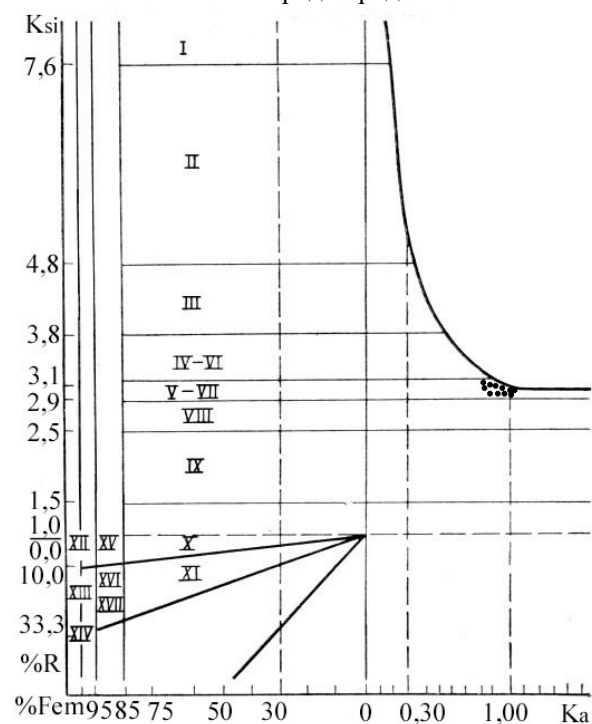


Рис.14. Петрохимическая диаграмма полевошпатовых и ультраосновных магматических пород (Стефанова, 1980).

I-анортитовое габбро; II-габбро; III-диорит; IV-гранит; V-щелочной гранит; VI-сиенит; VII-щелочной сиенит; VIII-нефелин-содалитовый сиенит; IX-нефелиновый сиенит; X-нефелинит; XI-оливиновый и мелилитовый нефелинит; XII-пироксенит; XIII-перидотит; XIV-дунит; XV-щелочной пироксенит; XVI-щелочной перидотит; XVII-мельтейгит; XX-окисные магматические породы

**Заключение.** Лейкократовые жильные образования, связанные с ранне-среднеюрскими рикотитами Дзирульского кристаллического массива, представлены высококалиевыми и высокоглиноземистыми щелочными лейкосиенитами, щелочными лейкогранитами и промежуточными породами.

Высокотемпературная основно-ультраосновная протолитовая магма рикотитов формировалась в верхней мантии и в "коровой астеносфере". При внедрении этой магмы в породы с высоким геотермическим градиентом в "инверсионный" сиалический слой, происходил привнос добавочного тепла, что вызывало дифференциальное плавление и образование кварц-полевошпатового материала. При взаимодействии основно-ультраосновной и новообразованной магм формировалась гибридная магма, которая генерировала в верхние

горизонты и кристаллизовалась на глубине 7-10 км (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001; Шубитидзе, 1999).

На заключительной стадии магматических процессов происходит пропитывание продуктов гибридной магмы, в основном, плагиоклаз-ортоклазовым (анортоклазовым) материалом.

По нашему мнению, щелочные лейкосиениты, щелочные лейкограниты и промежуточные породы представляют собой остаточные продукты кристаллизации обогащенной легкоплавящимися и летучими компонентами гранитной магмы. Формирование и гетерогенность этих пород, по нашему представлению, определяют, в основном, два фактора: колебание парциального давления воды и взаимодействие лейкократовой и основно-ультраосновной магмы. Первое вызывает изменение количественного соотношения плагиоклаза и калишпата, и, видимо, на последнем этапе формирования этих пород происходит значительное снижение парциального давления воды, соответственно образуются более бедные щелочами, чем щелочные лейкосиениты, щелочные лейкограниты. Второй фактор вызывает снижение количества калия и кремнезема в протолитовой магме лейкократовых образований и обогащение этими элементами основно-ультраосновной магмы рикотитов.

Остаточная лейкократовая магма внедряется в системы контракционных трещин уже консолидированного ортоклазового габбро, где образование аплитовых и пегматоидных участков определяется скоростью удаления летучих компонентов и условиями охлаждения.

Следует отметить полную инертность инъецированных в трещины лейкократовых образований со вмещающими породами, а также значительное различие между полевыми шпатами из рикотитов и таковыми из лейкократовых образований. В рикотитах развита высокотемпературная ассоциация неупорядоченных калиевых полевых шпатов (ортоклаз-анортоклаз) и плагиоклаз ряда андезин-лабрадора, а в лейкократовых жильных образованиях встречаются высокоупорядоченные калиевые полевые шпаты и альбит.

## Литература

- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.(1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. Тбилиси. С.47-71.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.(2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. №1. С.60-72
- Заридзе Г.М. (1938). Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве // Бюлл. ГИН Грузии. Т. 4. Вып. 1. С. 1-112.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. (1950) О возрастных взаимоотношениях кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива // ДАН СССР. Т. 62. № 1. С. 1-85.
- Киласония П.Ф. (1973). К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива // Сообщ. АН ГССР. 70. № 2. С. 377-380.
- Лучицкий И.В. (1962). О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород // Магматические формаций СССР. М.: Недра. 1979. Ч.2. С.173-198.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. (1983). Ч. 1-2. М.: Наука. 767 с.
- Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф., Ракчеев А.Д. (1979) Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественно-минеральный состав // Бюлл. МОИП. Отд. геол. №54. Вып.1. С. 34-38.
- Мчедlishvili Т.Д., Тогоидзе М.Г.(1985). Выявление петролого-геохимических особенностей юрских гранитоидов Дзирульского массива //Фонды ГИН АН ГССР. С. 3-204.
- Станкевич Е.К., Орлова М.П., Горецкая Е.Н. (1979). Сопоставление салических формаций и некоторые вопросы их происхождения // Магматические формации СССР. Ч.2. М.: Недра. С.199-211.
- Стефанова М.П. (1980). Петрохимия магматических пород. М.:Мир.150 с.
- Хмаладзе И.И. (1966). Кристаллические сланцы и некоторые магматические образования Дзирульского кристаллического массива. Фонды ГИН АН Грузии, Тбилиси. 160с.(на груз. яз)

- Хмаладзе И.И. (1969). Ортоклазовое габбро Дзирульского массива и связанные с ним лампрофиры // Изв. Геол. об-ва Грузии. Т. 6. Вып.1,2. С. 44-51.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Состав, строение и формирование внутрикавказского массива. Д-р. дисс. Фонды ГИН АН Грузии. Тбилиси. 41 с.
- Чихелидзе С.С. (1948). Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива // Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. 4 (9). С. 27-32.
- Шубитидзе Л.Г. (1999). Петрогенное значение калиево-натриевых полевых шпатов рикотита (Дзирульский массив) // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. Тбилиси. С.314-317 (на груз. яз.).
- Barker F., Arth J.G. (1976) Generation of trandhyemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trandhyemite-basalt suites // *Geology*.V.4. №10.P.596-600.
- Hassan H.H., Mc Allister A.L. (1992). An integrated geological, investigations of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi anticlinorium, New Brunswick // *Geol. Surv. Canada*. P.15-91.
- Irvine T.M., Baragar W.R. (1971). A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can.J. Earth. Sci.* V.8. P.523-548.
- Maniar D.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids // *Geol.Soc.Am. Bull.* V.101. P.635-643.
- Raguin E., Masson D. (1976). *Geologie du Granite. Troisième édition entièrement refondue.*// См. рус. пер. Геология гранита. М.:Недра. (1979).
- Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks.//*Neus Jb. Miner.Abh.*,107. H.5.

## ТИПИЗАЦИЯ ТУФОКРЕМНИСТЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОГИБОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Е.Е.Карнюшина

**Типизация туфокремнистых пород нефтегазоносных прогибов Западной Камчатки. Е.Е.Карнюшина.** МГУ, Геологический факультет, Воробьевы горы, 119899 Москва.

Обсуждаются результаты исследования олигоцен-миоценовых туфокремнистых отложений Ичинского, Колпаковского и Гольгинского нефтегазоносных прогибов Западной Камчатки, где эти отложения пройдены поисково-разведочными скважинами. Туфокремнистые породы представляют для геологической науки и практики разносторонний интерес. В статье они рассматриваются с позиции оценки их резервуарных свойств, которые зависят от состава выделенных туфобиогенной, туфобиохемогенной и туфохемогенной групп пород.

*lfcfdkts rfvxfnrbc yfdsj,ufpbfyb hjat,bc nea-rf;bfyb mfyт,bc nbgpfbwbf t\rfhybeibyA v\kj-vjycjdbс cf\ vjcrjdbс cf\tkvobaj eybdthcbntnbc utjkjubehb afrekntnb= djh,bjdbс vst,b= 119899 vjcrjdb\*

*ufy[bkekb fcfdkts rfvxfnrbc jxbycrbc= rjkgfrjdcrcb lf ujkubycrbc yfdsj,ufpbfyb hjat,bc jkbujwty-vbjwtyehb fcfrcb neat,bc itvwdtkb rf;bfyb mfyт,bc rdktdbc itltut,b= cflfw tc mfyт,b uf\cybkbf ·t,yf·bt,bsb zf,ehqbkkt,bs\ nea-rf;bfyb mfyт,b vtwybthehb lf ghfmnbrekb sdfkcfphb-cbs vhfdfkv[hbd fhbc cfbynthtcj\ yfihjvib bcyb ufyb[bkt,f htpthdefhekb sdbct,t,bc itafct,bc vbpybs\ faybiyeb sdbct,t,b ufygbhj,t,ekbf ufvi'jabkb /eat,bc - neaj,bjutyehb= neaj]tvjutyehb lf neaj,bj]tvjutyehb nbgт,bc itlutymbkj,bs\*

**Classification of tuff-siliceous rocks of oil-gas-bearing basins of the western part of Kamchatka Peninsula.**

**E.Karnyshina.** Moscow State University, Faculty of Geology, Vorobyovy Gory, 119899 Moscow.

The investigation results of the Oligocene-Miocene tuff-siliceous deposits of the Ichin, Kolpakov and Golygin oil-gas-bearing basins of the western part of Kamchatka Peninsula have been discussed. These deposits were broken through by exploratory wells. The tuff-siliceous rocks are a variety interest for the geological society and practice. In this article these rocks can be inspected for the estimate of reservoir properties which depend on the composition of the revealed groups of tuff-biogenic, tuff-biogenic-chemical and tuff-chemical rocks.

### Введение

Проблема вулканогенно-осадочного породообразования затрагивает различные аспекты геологической науки и практики. Основополагающие работы по этой проблеме в СССР были опубликованы в 60-ые годы XX века. За прошедшее время были получены новые данные, подтверждающие и развивающие основные идеи по этой проблеме, изложенные в трудах Н.М. Страхова (1963), Г.С.Дзоценидзе (1965, 1969), Н.Г.Бродской (1966) и И.В.Хворовой (1968). Эти идеи нашли отражение в типизации кайнозойских вулканогенно-осадочных пород Дальнего Востока, изучавшихся с применением электронной сканирующей микроскопии, рентгено-структурного анализа, ИК-спектроскопии и определений различных видов кремнезема химическими методами (Гречин, 1976; Данченко, Чочия, 1985; Карнюшина, 1988). Безусловно большое влияние на создание классификаций оказали представления об интенсивном смешении разнородного материала в областях седиментации (Дзоценидзе, Хворова, 1970).

### Обсуждение результатов

Во вскрытых нефтеразведочными скважинами до глубины более 3700 м вулканогенно-осадочных кайнозойских толщах Ичинского, Колпаковского и Гольгинского прогибов Западной Камчатки (рис. 1) значительная доля принадлежит группе геосинклинальных морских терригенно-туффито-кремнистых формаций олигоцен-миоценового возраста (Бурлин, Баженова, Карнюшина, 1980). Основные типы пород этих формаций, мощность которых достигает 1500-2000 м, представлены туфами, тефроидами, туффитами и вулканомиктовыми разностями с песчано-алевритовой и пелитовой структурами. Наиболее широко распространены туффиты, среди которых помимо обломочных образований присутствуют туфокремнистые разности со значительной долей участия в их составе биогенных диатомовых и хемобиогенных кремневых компонен-



тов, по соотношению которых выделяется катагенетический ряд туфодиадомиты – туфоопоки - перекристаллизованные туфоопоки и самостоятельный тип - опоковидные туфосилициты, не содержащие реликтов биогенных форменных компонентов. В химическом составе туфодиадомитов свободный кремнезем ( $\text{SiO}_{2\text{своб.}}$ ) находится в количестве 40%. Отношение его валовых количеств к глинозему ( $\text{SiO}_{2\text{вал.}}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) составляет 5,5-6,0. Содержание  $\text{SiO}_{2\text{своб.}}$  в туфоопоках достигает 45%,  $\text{SiO}_{2\text{вал.}}/\text{Al}_2\text{O}_3=7$ . Перекристаллизованные туфоопоки содержат 55-60%  $\text{SiO}_{2\text{своб.}}$ ,  $\text{SiO}_{2\text{вал.}}/\text{Al}_2\text{O}_3$  достигает 12,5.

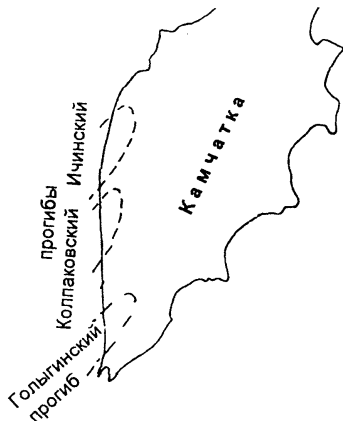


Рис. 1. Обзорная схема территории исследования

### Туфокремнистые породы Ичинского и Колпаковского прогибов

Группа терригенно-туффито-кремнистых формаций в Ичинском и Колпаковском прогибах представлена взаимозамещающимися туффито-диатомитовой и туффито-кремнистой формациями (рис. 2).

**Туфодиадомиты** изучены в Ичинском прогибе на глубинах 200-250 м вблизи кровли подзоны протокатигенеза, где современная температура не превышает  $25^{\circ}\text{C}$ . Распространенные в верхней части этого интервала слабосцементированные туфодиадомиты сложены на 50-70% опаловыми скорлупками диатомей. Диаметр их 0,03-0,05 мм, толщина стенок панциря составляет 0,003-0,008 мм, ширина каналов 0,005-0,007 мм. Каналы нередко заполнены глинистым веществом и пиритом. Примесь тефроидных витро- и кристаллокластических компонентов мелкоалевритовой размерности (до 30%), распределена неравномерно. Тефрокласты погружены в полуизотропную кремнисто-глинистую массу, состоящую из частично раскристаллизованного опала и чешуек глинистых минералов, двупреломляющих в желтых тонах 2-го порядка (по данным рентгено-структурного анализа тонкая фракция пород состоит из монтмориллонита). Терригенная примесь песчаной размерности (до 10%) и единичные гравийные обломки представлены андезитами, пемзой и кремнистыми породами.

Объемная плотность туфодиадомитов в верхней, существенно опаловой по форме кремнезема зоне составляет  $1,0-1,07 \text{ г/см}^3$ , открытая пористость ( $\text{П}_{\text{от}}$ ) - 50-53%, коэффициент проницаемости ( $\text{К}_{\text{пр}}$ ) - 0,3 мД.

**Туфоопоки** появляются на уровне около 250 м и распространены в пределах верхней части подзоны протокатагенеза (градация  $\text{ПК}_{1-2}$ ) до глубин 600-1000 м в температурном интервале  $25-65^{\circ}\text{C}$ . Установлен постепенный переход туфодиадомитов в туфоопоки, выраженный постепенной утратой органогенными компонентами их внутренней структуры и четких очертаний, а также увеличением в составе основной массы туфокремнистых пород глобулярных компонентов. Глобулы составляют в туфоопоках нижней части рассматриваемой зоны 50-80 %. Кремнезем глобул диаметром 0,04-0,08 мм слабо раскристаллизован, а оболочки шириной 0,005-0,01 мм имеют кристалломорфное строение. В различной степени редуцированные створки диатомей (20-40%) обычно пиритизированы. Витро- и кристаллокласты (10-15%) обычно глинизированы. Глинистая фракция представлена монтмориллонитом с примесью хлорита. В составе кремнезема по данным рентгено-структурного анализа и ИК-спектроскопии установлены опал-СТ и кварц-халцедоновые формы  $\text{SiO}_2$ .

Плотность пород сверху вниз в пределах зоны изменяется от 1.32 до  $1.46 \text{ г/см}^3$ ,  $\text{П}_{\text{от}}$  - от 42 до 30%,  $\text{К}_{\text{пр}}$  не превышает 1,75 мД.

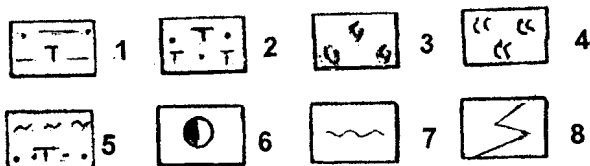
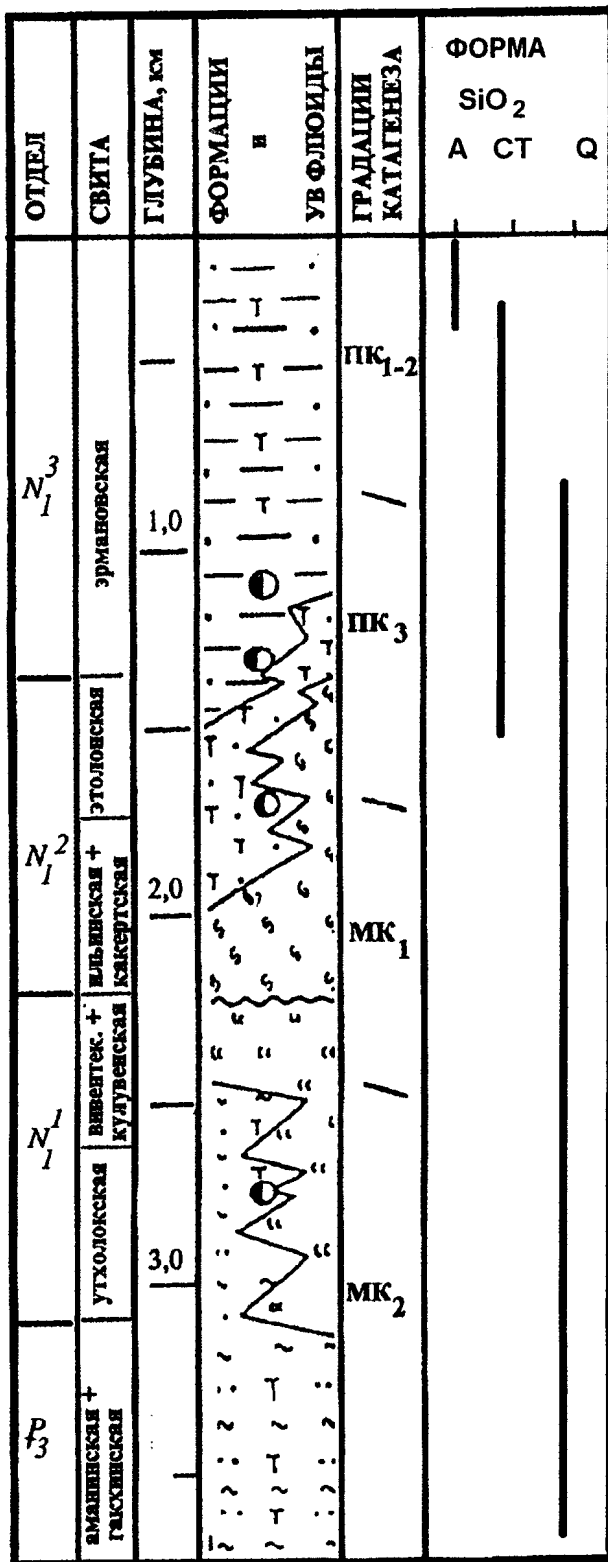


Рис. 2. Вулканогенно-осадочные формации Колпаковского прогиба

1,5 - формации: 1,2 - моласса (1-туффито-угленосная, 2-туффито-песчаная), 3,4 - группа терригенно-туффито-кремнистых формаций (3 - туффито-диатомитовая, 4 - туффито-кремнистая), 5 - туффито-терригенная; 6 - залежи газовые; 7,8 - границы (7 - несогласного залегания, 8 - взаимозамещения формаций).

Обозначения форм SiO<sub>2</sub>: А- опал-А, СТ - опал-СТ, Q - кварц-халцедон

**Перекристаллизованные туфоопки** появляются в пределах градаций ПК<sub>2</sub> -ПК<sub>3</sub> в результате значительной перестройки структуры предшествующей разности, в основной глинисто-кремнистой массе которой помимо выше охарактеризованных глобулярных компонентов наблюдаются сферолиты халцедона диаметром до 0,03 мм. Реликты диатомей представлены пиритизированными слепками их внутренних частей. Плотность пород находится в пределах 1,73-1,83 г/см<sup>3</sup>, П<sub>от</sub> изменяется от 33 до 20 %, К<sub>пр</sub> имеет значения 0,04-0,09 мД.

В подзоне мезокатагенеза перекристаллизованные туфоопки обладают глобулярно-кристалломорфной породообразующей массой халцедон-кварцевого состава. Пиритизированные разности, пронизанные густой сетью "волосных" трещин, заполненных кальцитом, слагают пакки толщиной более 100 м. Плотность пород изменяется в пределах 2,12-2,38 г/см<sup>3</sup>, П<sub>от</sub> составляет 1,5-10,6% (в среднем 5,5%), К<sub>пр</sub> - 0,04-1,0 мД.

Таким образом, по величинам проницаемости матрицы рассмотренные туфо-биогенно-кремнистые породы не являются коллекторами либо принадлежат к низшему классу поровых коллекторов, флюидопроводящие свойства которых могут быть обеспечены только трещиноватостью. Динамика сокращения пористости этих пород изменяется по мере трансформаций кремнезема, увеличения его количества и перехода туфодиадомитов в туфоопки (табл. 1).

Таблица 1

Градиенты сокращения открытой пористости туфокремнистых пород Ичинского и Колпаковского прогибов в зоне катагенеза

Градация катагенеза	Породы	Градиент сокращения П <sub>от</sub> , % / 100 м
ПК <sub>1-2</sub>	Туфодиадомиты	2,1
ПК <sub>3</sub>	Туфоопки	1,7
МК <sub>1</sub>	Перекристаллизованные туфоопки	1,0
МК <sub>2</sub>		0,7
МК <sub>3</sub>		0,3

### Туфокремнистые породы Гольгинского прогиба

В Гольгинском прогибе туфокремнистые породы изучены в интервале 1910-3550 м, соответствующем начальным градациям подзоны мезокатагенеза и несущим следы гидротермальной переработки отложений в пределах терригенно-туффито-кремнистой группы формаций. При этом туффито-диатомитовая и туффито-кремнистая формации, сложенные малопроницаемыми породами, характеризуются жильным метасоматозом (Карнюшина, 1988).

**Туфодиадомиты** слагают самую верхнюю часть этого интервала и аналогичны породам, охарактеризованным в предыдущем разделе.

**Туфоопки** встречаются до глубины около 2500 м в пределах градации МК<sub>1</sub>. До глубины 2200 м панцири диатомей в породах имеют хорошую сохранность и концентрируются в слойках по 2-3 мм, обогащенных глинизированным пирокластическим материалом. Ниже последнего уровня распространены разности с плохо сохранившимися форменными компонентами и преобладанием кристалломорфно-глобулярной структуры основной кремнистой массы.

Туфоопки в различной степени пиритизированы, карбонатизированы и пронизаны трещинами, кальматированными цеолитами и битуминозно-глинистым веществом. Наиболее интенсивная карбонатизация наблюдается в участках контакта кремнистых пород с песчано-алевролитовыми туфами и туффитами.

Плотность туфоопок составляет 2,0-2,31 г/см<sup>3</sup>, П<sub>от</sub> - 4-20 % (в среднем 14,5 %), градиент ее сокращения достигает 1,25 % / 100 м. Значительное снижение пористости связано с карбонатизацией. Проницаемость матрицы характеризуется десятками и сотыми долями миллиарда. В трещиноватых разностях К<sub>пр</sub> достигает 135 мД.

Таким образом, физические свойства коллекторов характеризуются в пределах гидротермального переработанного разреза неравномерно варьирующими емкостными свойствами и низкой проницаемостью, значимые величины которой определяются в основном трещиноватостью цеолитизированных и карбонатизированных разностей.

**Перекристаллизованные туфоопки и опоквидные туфосилициты** изучены с уровня 2550 м до забоя на глубине 3550 м, где современная температура составляет 150°C. Здесь туфо-

опоки туффито-кремнистой формации до глубины 2730 м представлены перекристаллизованными разностями с глобулярно-кристалломорфной микроструктурой матрикса. Отмечены также опокovidные тонкополосчатые туфосилициты, возможно, хемогенного генезиса, содержащие проблематичные реликты диатомей. Микроструктура основной массы этих пород является преимущественно кристалломорфной. Плотность перекристаллизованных туфоопок обычно составляет 2,2-2,35 г/см<sup>3</sup>, проницаемость - десятые и сотые доли миллидарси. В туфосилицитах плотность не превышает 2,13 г/см<sup>3</sup>, поскольку их основная кремнистая масса пронизана мелкими порами (в сотые доли миллиметра), которые равномерно расположены и составляют до 5% от площади шлифа. Открытая пористость перекристаллизованных туфоопок и туфосилицитов изменяется незначительно от 13 до 16 %, градиент ее сокращения в пределах рассмотренных глубин, соответствующих градации МК<sub>2</sub>, составляет 1%/100 м. Проницаемость в туфосилицитах достигает 180 мД, благодаря развитию трещин по плоскостям напластования.

### Выводы

Описанные туфокремнистые породы по характерным структурным признакам и породообразующим компонентам можно рассматривать в качестве типичных представителей смешанных туфобиогенной, туфобиохемогенной и туфохемогенной групп силицитов (табл. 2).

Таблица 2

Типизация туфокремнистых пород Западной Камчатки

Группа	Тип	Компоненты, их количество и микроструктура		
		Форменные диатомовые	Кремнистый и глинистый матрикс	Тефрокласты
Туфобиогенная	Туфодиатомиты	30-70 %; структура биоморфно-детритовая не изменена	20-50 %; неструктурированный опал-кристобалитовый и чешуйчатый глинистый	10-15 %; витро- и кристаллокласты слабо изменены
Туфобиохемогенная	Туфоопоки	30-70 %; структура биоморфно-детритовая частично перекристаллизованная	20-50 %; глобулярный и кристалломорфно-глобулярный кристобалит-халцедоновый и чешуйчатый глинистый	10-15 %; витрокласты разложены, кристалло- и литокласты слабо изменены
	Перекристаллизованные туфоопоки	10-30 %; структура реликтовая биоморфно-детритовая полностью перекристаллизованная	70-80 %; глобулярно-кристалломорфный кварц-халцедоновый и оптически ориентированный глинистый	20-30 %; витрокласты реликтовые, лито- и кристаллокласты в различной степени изменены
Туфохемогенная	Опокovidные туфосилициты	проблематичное присутствие единичных полностью перекристаллизованных реликтов	70-80 %; кристалломорфный, редко глобулярно-кристалломорфный кварц-халцедоновый	20-30 %; витрокласты реликтовые, лито- и кристаллокласты в различной степени изменены

Первично-поровое пространство характерно для пород туфобиогенной группы, но катагенетический интервал существования этих пород весьма незначителен. Пory в туфобиохемогенных и туфохемогенных силицитах являются реликтовыми и обычно изолированы друг от друга, их флюидопроводящие свойства обусловлены трещинным пустотным пространством.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 00-05-64681.

### Литература

- Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е. (1980). Кайнозойские осадочные формации северо-запада Тихоокеанского тектонического пояса // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука. С. 192-199.
- Бродская Н.Г. (1966). О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях // Геохимия кремнезема. М.: Наука. С. 394-401.
- Гречин В.И. (1976). Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 282. М.: Наука. 138 с.

- Данченко Р.В., Чочия Г.Л. (1985). Типы кремнистых пород нефтегазоносных толщ Сахалина // Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология. № 1. С.73-79.
- Дзоценидзе Г.С. (1965). Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра. 155 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.:Недра. 344с
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. (1970). Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород (По материалам Всесоюзного семинара, Тбилиси, 1968 г.). Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии. С.7-22.
- Карнюшина Е.Е. (1988). Вулканогенно-осадочные породы нефтегазоносных бассейнов Северо-Востока СССР. М.: Изд-во МГУ. 105 с.
- Страхов Н.М. (1963). Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат. 536 с.
- Хворова И.В. (1968). Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого //Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 195. Т. 1. Ч. 1. М.: Наука. С. 9-136.

## ПОПЫТКА ВЫЯВЛЕНИЯ СВЯЗИ ЦИКЛИТОВ С КОСМИЧЕСКИМИ ЦИКЛАМИ

Г.А.Чихрадзе, О.В.Енукидзе

**Попытка выявления связи циклитов с космическими циклами. Г.А.Чихрадзе, О.В.Енукидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Слоистость, вообще, и ритмичность, в частности,—известняк-мергель, известняк-известковистый аргиллит давно интересуют исследователей осадочных горных пород. В данной статье приведены предварительные результаты попытки выяснения причины ритмичности по количественному соотношению карбонатных циклитов и 21000-летних прецессионных циклов в верхнемеловых отложениях Южного склона Большого Кавказа (ЮСБК), в басс. р.Арагви, в синклинали сс.Чартали и Доласкеди.

*wbrkbnt,bcf lf rjcvjcehb wbrkt,bc ehsbthsrfdibhbc ufvdktybc vwltkj,fl u\xb[hf-t=  
j\tyemb-t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb-bc m\ 1/9=  
380093 s,bkcb\*

*atyt,hb,j,f cftshjl= rth-ji rb hbnvekj,f \_ rbhmdf-vthutkb= rbhmdf-rfh,jyfnkb fhubkbnb llib  
[fybf lfyfktmb mfyt,bc vrktdfhsf 'ehflqt,fc bg'hj,c\ fv cnfnbfib vjwvtekb rfdrfcbjybc cfv[hts  
athlpt= v\ fhfudbc fepib= cc\ zfhskbcf lf ljfcmtlbc cbyrkbc ptlfwhwek yfktmt,ib hbnvekj,bc  
vbptpbc ufvdktybc onyfcfob itltut,b= vbqt,ekb rfh,jyfnkb wbrkbnt,bcf lf 21000 okbfyb  
ghtwtcbekb wbrkbc hfjtyj,hbdb sfyafhjl,bc cfae-dtkpt\*

**Attempt to expose connections between cyclites and cosmic cycles. G.Chikradze, O.Enukidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Bedding in general and rhythmicity, in particular - limestone-marl, limestone-limeargillite, has interested the researchers of the sedimentary rocks for a long time. In this article are given preliminary results of the attempt to clear up the reason of rhythmicity, according to quantitative correlation cyclites and 21000 year precession cycles in upper Cretaceous deposits on the Southern slope of the Great Caucasus within the basin of river Aragvi, in the syncline of v. Chartali and Dolaskedi.

Проблема стратификации и ритмичности известнякового флиша давно привлекает внимание седиментологов. Рассматривая эту проблему, Н.Б.Вассоевич отметил, что на время образования ритмов и на причины ритмичности указал только А.Винклер в 1926 году, который, изучая верхнемеловые флишевые ритмичные толщи Юлианских Альп, пришел к выводу, что их ритмичность обязана изменениям климата, связанным с явлением прецессии, длительностью 21000 лет (Вассоевич, 1948). В той же работе Н.Б.Вассоевича приводятся данные о длительности образования простых многослоев. За основу расчета брались данные о числе простых многослоев из коньякского, сантонского-кампанского-маастрихтского-датского ярусов. Абсолютное время их продолжительности 30 млн. лет. Расчеты производились для всех ярусов в отдельности и суммарно. В результате получились цифры 500 и 5000 лет. Среднее 2400 лет. [500 - для Юнусдагской (сенонский флиш Азербайджана) и 4000 - для Кемчинской (верхнетуронский-коньякский ярус) толщи]. Эти цифры Н.Б.Вассоевич считал весьма приближенными и надеялся, что эту проблему удастся разрешить благодаря новым данным о времени образования многослоев и о следах различных периодических явлений природы внутри ритмов (Вассоевич, 1948). Кроме этого нам известно заглавие статьи А.Фишера “21000-летние ритмы известняк-аргиллит” 1981 г. издания. Она приведена в списке цитированной литературы в работе Г.Эйнзеле (1985). К сожалению саму статью нам не удалось найти, но в заглавии мы усмотрели важное содержание, поэтому сочли нужным привести её здесь как один из примеров выявления причин ритмичности. Следует также отметить, что В.Шварцахер и А.Фишер на примере верхнемеловых ритмичных толщ Италии приходят к выводу, что прецессия может быть причиной ритмичности (Шварцахер, Фишер, 1985). Аналогичные вопросы широко рассмотрены в работе В.Шварцахера (Schwarzacher, 1998).

Однако есть и другое мнение. Например, Э.Г.Кауфман, характеризуя ритмичную толщу кампанского века Северной Америки, отмечает, что “эти ритмичные отложения лучше всего

формировались в трансгрессивных (эвстатических) пиках с раннего до позднего кампана” (Кауфман, 1985).

Широкое распространение ритмичных (циклитовых) отложений в Италии, в северной Америке (Кауфман, 1985; Прагг, 1985), в Карпатах, в Крыму (Фролов, 1998) и на Кавказе (Вассоевич, 1951), а также весьма сходных и одновозрастных карбонатных литоформаций наводит на мысль о глобальной причине их образования, каковой скорее всего является “возмущение” земной орбиты 21000-42000 лет.

Считая правильным определение цикла как законченного круга явлений, а циклита- образовавшегося и накопившегося вещества в течение цикла в виде слоя, пачки и др.(Фролов, 1998), мы задались целью найти и подсчитать циклиты в геологических разрезах и выяснить их количественные соотношения с циклами.

Верхнемеловые флишевые образования ЮСБК максимальной мощности 5000 м достигают на северо-западном и юго-восточном Кавказе, а в центральном – в пределах Местийско-Тианетской зоны (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977), в басс. р.Арагви не превышают 600 м. Эти отложения здесь представлены всеми ярусами верхнего мела и свитами: укугмартской (н. сеноман), ананурской (в. сеноман- н. турон), маргалитисклдесской (в. турон), эшмакисхевской (коньяк-сантон), джорчинской (кампан) и орбитоидной (маастрихт). Из этих свит верхние четыре являются чисто известняковыми.

Верхнемеловые флишевые отложения смяты в складки, опрокинуты на Ю-ЮЗ, осложнены разномасштабными разрывами и надвигами, сложнодислоцированы. Так что непрерывных разрезов почти не сохранилось. Однако в ущ. р.Мтиулетской Арагви, на левом берегу к северо-востоку от с.Чартали и к северу от с.Доласкеди вдоль трассы газопровода имеется синклиналь шириной более 1000 м, уцелевшая от сильных тектонических нарушений, и в ней сохранен сплошной непрерывный стратиграфический разрез от верхнего турона до маастрихта включительно. Северное крыло синклинали опрокинута на 220°,  $\angle 55-60^\circ$ , а южное крыло залегает нормально, аз. падения 15-30°,  $\angle 55-63^\circ$ . Ниже приводятся краткие сведения о петрографическом характере вышеуказанных пород. Укугмартская свита состоит из мощных слоёв турбидитов, мелкопсефит-псаммит-алевритового состава и алевропелитовых пород придонных течений, редко встречаются олистостромы. Кверху гранулометрический состав горных пород уменьшается, и алевритистые пелитолиты, в которых планетарные трещины и плоскости напластования образуют тела ромбической формы, постепенно продолжают карбонатными пелитолитами, которые, становясь силицитовыми, постепенно переходят в фтаниты (черные кремни), вверх уменьшается количество силицитов и переход в известняки розового цвета маргалитисклдесской свиты разрушен тектонически. Верхняя часть этой свиты (5-7 м), уцелевшая от разрушения, является основанием, на которое непрерывно нарастает разрез эшмакисхевской свиты, представленной светло-серыми и серо-зеленоватыми известняками и мергелями с незначительным количеством (~5%) известковистых интратурбидитов и редких прослоев известковистых пелитолитов (аргиллит), а также единичными миллиметровыми слоями оглинившегося вулканического пепла. Известняки пелитоморфные, часто с раковистым изломом литографского типа, органогенные, сферовые, кокколитофоридовые, микродетритовые. Видимая мощность свиты 170 м. Известняки и мергели мелко и среднеслоистые, встречаются и крупные слои (Геологический словарь, 1978). Контакты слотов ровные, редко мергели почти постепенно переходят в известняк.

Породы этой свиты постепенно уступают место регулярному ритмичному чередованию слоёв известняка и пепельно-зеленоватого или красноватого известковистого аргиллита кампанского яруса.

В этой циклитовой толще мы составили послыйный разрез видимой мощности 100 м (рис. 1), истинной – 88 м. В результате было описано 286 циклитов, из них 236 парных слоёв – известняк-известковистый аргиллит (рис. 2) и 50 слоёв известняка, без аргиллитов. Эти известняки составляют двойные, тройные, четверные и шестерные сложенные слои с нулевой седиментацией пелитового вещества. Слои отделены друг от друга ровными плоскостями напластования, редко наблюдается прерывистое сращение смежных слоёв известняка. Мощность слоёв известняка в основном мелкая и средняя, реже крупная и тонкая. Мощность всех 286 гемициклитов известняка в сумме составляет 57 м. Гемициклитов известковистого

аргиллита всего 236, а их общая мощность всего 27,7 м. Они представлены санти и деци слоями и состоят из мелкодисперсного пелитового вещества. Контакты гемициклитов ровные, часто тонколинейные, редко наблюдается постепенный переход от аргиллита к известняку. В разрезе встречается 18 турбидитов общей мощностью 2,3 м. Они залегают в разных частях циклита. Измеренная мощность разреза 88 м. Средняя мощность циклита 30 см, а гемициклитов: известняка – 20,5 см и аргиллита – 9,5 см. В этой циклитовой толще, как и в подстилающих, примесь терригенного обломочного, алевро-псаммитового материала не наблюдается.

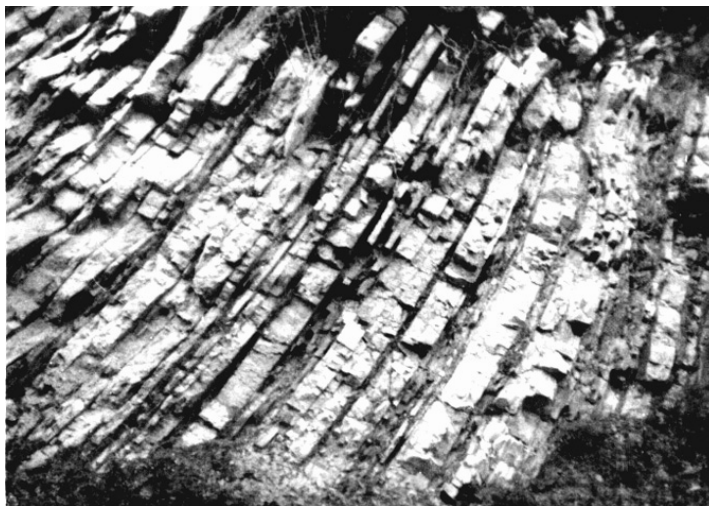


Рис. 1. Фрагмент 100-метрового участка с характерной цикличностью



Рис. 2. Фрагмент характерной цикличности 100-метрового участка

Исходя из смысловой связи цикла и циклита, количеству циклов в космосе должно соответствовать количество циклитов в седиментосфере в конкретных геологических разрезах. Для проверки этого положения мы взяли общую сумму абсолютного возраста карбонатных ярусов сенона 23,5 млн. лет по данным 1982 г., разделив его на прецессионный цикл 21000 лет, получили 1119 циклитов. Соответствующие циклиты должны быть разделены на мощности описанного выше 400-метрового разреза, на четыре участка которого приходится по 280 циклитов. Однако в циклитовой стометровой толще их насчитали 286, т. е. на 6 шт больше



ожидаемого. В этом варианте наличие всего маастрихта в разрезе не доказано. Поэтому более целесообразно взять коньяк-сантон-кампанский разрез мощностью 270 м, из которых 100 м видимой и 88 м истинной мощности изучено послойно. Разделив абсолютный возраст этих веков 15,5 млн.лет на 21000 лет, получаем 738 циклов, а циклитов--290 ( $738:254=290$ ), т. е. и здесь соответствие циклов и циклитов довольно близкое. Но циклитов все же больше на 4 единицы. В обоих случаях циклитов больше, чем циклов, что наряду с другими причинами может быть вызвано неточностью границ веков.

В вышеприведенных вариантах полученные цифры циклитов--286 для четвертой части разреза сенона и 290 цт для кампан-сантон-коньяка, близки к цифрам прецессионных циклов 1119 и 738. Высчитанная аналогичным приемом величина для 42000-летнего возмущения Земной орбиты, слишком далека от предполагаемого. Но, если подсчитанные для 100-метровой толщи 286 цт, умножить на 42000 лет, получается более 12 млн.лет, тогда как 286 умноженное на 21000 лет будет 6,09 млн.лет. Абсолютный возраст кампанского века 10 млн.лет. Следовательно, первая цифра больше этого на 2, а вторая меньше на 4 млн.лет, что еще больше усложняет задачу.

Полученные цифры хотя и довольно близки к цифрам предполагаемых циклов прецессионного явления, но для того чтобы они обрели силу убеждения необходимо:

- 1) изучить и уточнить стратиграфическую схему сенона или хотя бы одного кампанского яруса в чартальско-доласкедской синклинали на берегу р.Арагви;
- 2) лучше узнать содержание возмущений Земной орбиты, взаимодействия этих явлений и его отражение на изменения климата;
- 3) досконально изучить лито-стратиграфический разрез с количественными данными, для выявления достоверных индикаторов циклитообразования.

Представленную работу считаем начальным этапом гармоний данных стратиграфии, абсолютного возраста, возмущений земной орбиты, климата, тектоники и вулканизма в седиментогенезе.

### Литература

- Вассоевич Н. Б. (1948). Флиш и методика его изучения. Л. - М. 216 с.
- Вассоевич Н. Б. (1951). Условия образования флиша. Л. - М. 240 с.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977) Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 57. 81с.
- Геологический словарь. (1978) Т.2. М. С.240.
- Кауфман Э. Г. (1985) Экология и условия отложения ритмов мель-мергель и известняк-глина меловых отложений Северной Америки (краткое содержание) // Циклическая и событийная седиментология. М.: Мир. С.104-105.
- Пратт Л. (1985) Ритмическая седиментация позднемергельских отложений (краткое содержание)// Циклическая и событийная седиментология. М.: Мир. С.103-104.
- Фролов В. Т. (1998). Циклы и циклиты - атрибуты геологических процессов и формаций // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 2.
- Шварцахер В., Фишер А. Г. (1985). Слоистость в известняково-глинистых толщах и возмущения Земной орбиты //Циклическая и событийная седиментология. М.: Мир. С.80-103.
- Эйнзеле Г. (1985). Общие сведения о природе, условиях нахождения и распознавании циклических отложений //Циклическая и событийная седиментология. М.: Мир. С.11-15.
- Эйнзеле Г. (1985). Известняково-мергельные циклы (периодиты); диагностика, значение, причины образования (обзор) // Циклическая и событийная седиментология. М.: Мир.С.16-62
- Schwarzacher W. (1998). Repetitions and cycles in stratigraphy //Earth-Science Reviews. V. 50. № 1-2. Pp. 51-75.

## СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЛИТОГЕНЕЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Э.В.Варсимашвили

**Седиментационные особенности и литогенез нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Западной Грузии. Э.В.Варсимашвили.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Исследованы седиментационные особенности и литогенез нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Западной Грузии. Выделен один седиментационный цикл, который начинается верхнетитонской трансгрессией и кончается верхнеальбской регрессией. Цикл расчленен на подциклы и циклиты.

*lfcfdkts cfmfhsdkjc mdtlwfhwkeb tgbryjnybytyneh-pqdbehb yfktmt, bc ctlbvtynfwbehb sfdbct, eht, fyb lf kbsjutytpb\ t\dfhcbvfdbkb\ cfmfhsdkjc vtwybtth, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb·bc m\ 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*itcofdkbbkf lfcfdkts cfmfhsdkjc mdtlwfhwkeb tgbryjnybytyneh-pqdbehb yfktmt, bc ctlbvtynfwbehb sfdbct, eht, fyb lf kbsjkjubf ufvj'jabkbf thsb ctlbvtynfwbehb wbrkb= hjvtkbw bo't, f ptlfnbnjyehbc nhfycuhtcbs lf vsfdhlt, f ptlf fk, ehbc htuhctcbs\ wbrkb lf'jabkbf mdtwbrkt, fl lf wbrkbnt, fl\*

**Lithogeny and sedimentological properties of the Early Cretaceous epicontinental-marine sediments of the West Georgia. E. Varsimashvili.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Lithology and sedimentological properties of the Early Cretaceous epicontinental-marine deposits of the West Georgia are studied. Here is distinguished one sedimentary cycle. The cycle begins with Upper Tithonian transgression and terminates with Upper Albian regression. The cycle is divided into subcycles and cyclites.

Геологическая практика все более настойчиво требует углубленных исследований вопросов генезиса осадочных формаций, основой которых является проблема изучения природы элементарной цикличности осадочных пород. Последняя в свою очередь представляет собой основу генетического, палеоэкологического и формационного анализов. Эту проблему можно решить только комплексно, используя все современные методы. Первым шагом в этой области в Грузии можно считать комплексное изучение, проведенное в Геологическом институте Академии наук в 1997-1999 гг. – "Позднеюрско-раннемеловые биоседиментационные циклы и реконструкция палеообстановок Грузинской глыбы".

Сегодня большинство исследователей считает, что процесс становления пород, особенности которых равномерно повторяются в вертикальном разрезе или во времени, является седиментационная цикличность. Кроме равномерной повторяемости литологически разных пород, для цикличности характерны мощность отдельных литологических членов, характерные седиментационные текстуры, содержание органических остатков и минеральный состав. На этом основании можно выделить седиментационные, палеонтологические, петрографические и геохимические циклы, основой которых является смена процесса осадконакопления, вызванная тектоническим режимом и климатом. Тектоникой обусловлены величина и высота суши питающего субстрата, местонахождение прибрежной зоны и распределение глубин в бассейне, климатом же – характер агентов переноса продуктов физического и химического выветривания в бассейне, температура воды, соленость, газовый режим и гидродинамическая активность.

Циклотемой называется пачка осадков, заключенная в определенных стратиграфических границах, которая прослеживается на большом пространстве. Циклическая последовательность свойств может быть различной в разных пунктах данной циклотемы.

Исходя из этого, цикл относится к последовательности процессов седиментации, а циклотема – осадкам, имеющим циклическую последовательность свойств (Р. Градзинский и др., 1980)

О цикличности и циклах высказаны соображения многими исследователями (Вассоевич, 1948; Хаин, 1964; Duff et al., 1967; Эйзеле, 1985 и др.). Мы в основном разделяем мнение Н. Вассоевича (1948) в отношении определения и взаимоотношения циклов и ритмов и считаем, что седи-

ментационный цикл представляет собой более или менее симметричное повторение идентичных слоев, которые выделяются по отдельным признакам или их совокупности. Цикл можно разделить на два гемицикла, второй из которых (верхний) должен представлять примерно зеркальное отображение первого. Ритмичность же есть равноправное повторение однородно и односторонне развиваемое явление, которое лишено симметричности и зеркальной аналогии. Надо отметить, что Н.Вассоевич установил вышеотмеченную закономерность для флишевых отложений. В изученных эпиконтинентальных отложениях, как увидим ниже, гемициклы не выделяются, поэтому в исследованном регионе в раннемеловую эпоху нами установлен один седиментационный цикл, который начинается верхнетитонской трансгрессией и заканчивается верхнеальбской регрессией. При этом, по нашему мнению, цикл разделяется на более мелкие единицы – подциклы. В подциклах слабо, но все-таки должен быть выражен момент воздымания-опускания, а в циклах отображены более мелкие толчки на фоне общего воздымания или опускания.

Регион распространения нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Западной Грузии по схеме геотектонического районирования относится к Гагрско-Джавской зоне Кавказской складчатой системы и к западной зоне центрального поднятия и опускания Грузинской глыбы (И.Гамкрелидзе, 1992).

Геологическое изучение отмеченных отложений началось в XIX веке и продолжается до сегодняшнего дня известными исследованиями тектоники, стратиграфии и др. На фоне детальных геологических исследований реже встречаются данные по литологии нижнемеловых отложений. На основании существующих данных и опираясь на наш материал, мы изучили седиментационные особенности вышеотмеченных образований раннемелового возраста и их литологию.

В северной полосе региона изученные отложения представлены карбонатными образованиями. Переход известняков верхней юры в нижний мел в Абхазско-Рачинской зоне постепенный, без значительных литологических изменений (в Абхазии – Багнар ГЭС, окрестн. г.Гагра; в Раче – окрестн. с.Цеси и др.). Полоса в верхнемеловую эпоху представляла переходную зону между геосинклинальным бассейном флишенакпления Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой и по своей литологической природе тесно связана с глыбой. Здесь отложения берриаса-валанжина и готерива представлены толсто- и среднеслоистыми органогенно-детритовыми и глинистыми пелитоморфными известняками. В восточной части региона появляются доломитизированные известняки и доломиты. Толстослоистые известняки фаунистически хорошо расчленяются не только на ярусы, но и на более дробные стратиграфические единицы (Какабадзе, 1972). Мощность этих отложений уменьшается к востоку – от 300 до единичных метров.

Барремские отложения этой полосы представлены тонко- и среднеслоистыми иногда глинистыми и плотными массивными органогенно-детритовыми известняками. В нижних частях яруса массивных известняков часто наблюдаются стяжения неправильной формы и конкреции кремня. Эта фация баррема, которая содержит кораллы и брахиоподы, по литологическому составу приближается к ургенской аммонитовой фации, развитой в южной части данной полосы. Мощность барремских отложений колеблется в пределах 280-10 м.

Аптские и альбские отложения представлены мергелистыми и глинисто-известняковыми субплатформенными фациями, содержащими богатую фауну. Мощность апта уменьшается к северу от 50 до 3-4 м, а мощность альбских отложений не превышает 55 м.

В пределах Окрибско-Хреитского и Дзирульского поднятий Грузинской глыбы нижнемеловые отложения начинаются терригенными образованиями т.н. "базальной формации." Анализ разрезов позволяет в пределах исследованного региона эту формацию разделить на два комплекса, которые имеют довольно широкое площадное распространение и следуют друг за другом в определенной возрастной последовательности. При этом они различаются как по содержанию отдельных типов пород, так и по текстурно-структурным признакам.

Нижняя часть формации представлена алюмосиликатным терригенным комплексом – конгломерат-песчаниковыми породами, которые соответствуют начальному этапу неокомской трансгрессии. Мощность комплекса 15-25 м. Нижний возрастной предел комплекса укладывается в определенную стратиграфическую единицу, так как находится в связи с продолжением трансгрессирующего моря. Следовательно, комплекс представляется в виде "скользящего" горизонта, возраст которого колеблется от верхнего титона до нижнего баррема. Структурно-текстурные особенности слагающих терригенный комплекс пород - бедность фауной, присутствие обуглившихся растительных остатков - указывают на прибрежно-морской характер этих образований. Фаунистически комплекс берриас-нижневаланжинский.

Стратиграфически выше следует терригенно-карбонатный комплекс, сложенный карбонатными кластолитами, известняками, доломитизированными известняками и доломитами. В нижней части комплекса доминируют кластолиты, которые сверху значительно уступают место песчаным и относительно чистым карбонатным породам. Максимальная мощность в северной полосе – 40 м, которая несколько уменьшается к югу – 15-2 м. Формирование комплекса знаменует следующий этап трансгрессии. Появление карбонатов, микро- и макрофауны, текстурные особенности пород указывают на изменение физико-химических условий среды осадконакопления.

Породы терригенно-карбонатного комплекса по составу обломочных минералов почти не отличаются от ниже лежащих; лишь иногда несколько возрастает содержание кварца и некоторых аутигенных минералов (пирит, титанистые минералы).

Описанная "базальная формация" большей частью перекрывается слоистыми пелитоморфными (иногда кремнистыми) и доломитизированными известняками, которые считаются низами ургонской фации и в которых кластический материал ничтожно мал, присутствуя в виде пелитового вещества. Мощность 15-35 м. Возраст – готерив.

Слоистые известняки в разрезе постепенно переходят в толстослоистую массивную ургонскую фацию. Она в виде высоких карнизов или глубоких каньонов ограждает Окрибский регион. Мощность ургонских известняков колеблется в пределах 35-400 м. Возраст определен как верхнеготеривско-нижебарремский.

Ургонские массивные известняки стратиграфически выше переходят в чередование слоистых слабопесчаных кремнистых известняков, глинистых известняков и мергелей. Комплекс фаунистически датирован верхним горизонтом нижнего баррема. Мощность 17 м.

На изученной территории верхний баррем представлен светло-серыми слабопесчаными известняками и датирован аммонитовой фауной. Мощность 15 м.

Аптские отложения продолжают барремские образования и представлены в нижней части известняками и глинистыми известняками, а сверху – серыми и розоватыми мергелями. Возраст также установлен фаунистически. Мощность – 7-14 м.

Альбские отложения согласно продолжают аптские образования и представлены голубовато-серыми мергелями и аргиллитами (с прослоями глауконитовых песчаников), туфопесчаниками и туфобрекчиями. Мощность колеблется в пределах 40-120 м. Возраст этого комплекса установлен фаунистически.

На изученной территории альбские отложения перекрыты трансгрессивным сеноманом – в основном базальными конгломератами.

Изученные отложения как в Гагрско-Джавской зоне, так и в регионе Грузинской глыбы, в основном представлены карбонатными породами и алюмосиликатными терригенными образованиями. Последние, как уже отмечалось, в виде "базальной формации" развиты в нижней полосе региона.

По структурным признакам среди кластолитов базальной формации различаются псефитолиты, псаммитолиты и алевролиты; в алевролитах и алевритовых мелкозернистых песчаниках в виде линз и тонких пропластков спорадически встречаются пелитолиты.

Псефитолиты – брекчия-конгломераты пользуются локальным развитием (г.Кутаиси, сс. Квахчири, Гогна) и встречаются в виде линз в эрозионных карманах. Весьма часто в гравелитах и песчаниках имеются включения псефитового материала. По составу они полимиктовые и в основном представлены обломками кислых пород, реже – порфириров, метаморфических пород, карбонатов и часто гальками жильного кварца и кварцитов. Цемент - грубозернистый песчаник и гравелит.

Гравелиты - основная разновидность пород базальной формации. По составу они в основном аркозовые или аркозово-кварцевые, значительно реже олигомиктовые – кварцевые или граувакково-аркозовые и граувакковые. Цемент глинисто-гидрослюдистый, глинисто-серицитовый и карбонатный, изредка отмечается ангидритовый или гипсовый.

Псаммитолиты большей частью представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками, относящимися к олигомиктовым (кварц-аркозовым и плагиоклазово-кварцевым), полимиктовым (аркозовым и граувакковым) или смешанным группировкам. Цемент – глинисто-гидрослюдистый или карбонатный.

Алевролиты пользуются небольшим распространением и по составу в основном слюдисто-плагиоклазово-кварцевые. Цемент - глинистый, иногда карбонатный.

Раннемеловые отложения исследованного региона, как уже отмечалось, представлены в основном карбонатными породами – известняками различного происхождения и доломитами; редко попадаются и кластогенные карбонатные породы (Варсимашвили, 1998).

В карбонатных образованиях по вещественному составу различаются известняки, доломиты и терригенно-карбонатные породы – песчанистые, глинистые известняки, мергели и др.

Среди известняков по генетическому признаку выделяются обломочные, органогенные и хемогенные разновидности. В обломочных известняках, в соответствии с размерами и степенью окатанности составных обломочных зерен, мы выделяем известняковые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Состоят эти породы из известнякового гравия и галек, сцементированных известняковым же материалом.

Известняковые конгломераты и гравелиты, по-видимому, возникали в момент сильного обмеления бассейна, когда в нем появлялись острова, где разрушались обнажавшиеся известняки, которые с повышением уровня моря вновь постепенно покрывались водой. Слагающий материал известняковых песчаников же представляет собой более мелкую фракцию известняковых обломков. Эта фракция отлагалась вдали от места разрушения коренных пород, в более спокойных условиях.

Органогенные известняки представлены в основном органогенно-обломочными известняками; наблюдаются и биоморфные, биоморфно-детритовые, сгустковые и мелкокомковатые их разновидности. Органогенно-обломочные известняки образовались скорее всего в зоне мелкого моря, с очень подвижной водной средой. Они, вероятно, возникли на отмелях и островных пляжах, но в некоторых случаях и в полосе течений. Так как биоморфные и биоморфно-детритовые известняки в структурном отношении связаны постепенным переходом с органогенно-обломочными водорослевыми и сгустковыми известняками, а парагенетически с фораминиферовыми илами, то можно судить об их принадлежности к мелководным участкам моря, часто с довольно подвижной водной средой.

Фациальная обстановка осадконакопления изученных сгустковых и комковатых известняков в общем довольно сходна. Возможно, они возникали в области мелководья с широким развитием тонких карбонатных, иногда фораминиферовых илов, богато населенных илоедами, которые перерабатывали основную массу грунта. Такие осадки, как известно, накапливаются на мелководье только в тиховодных участках, защищенных островами от волн открытого моря.

Хемогенные известняки представлены оолитовыми и микрозернистыми разновидностями, возникающими в мелководных участках теплых морей, где при волновом движении воды у дна происходит химическое осаждение  $\text{CaCO}_3$ .

В регионе значительным распространением пользуются доломиты, доломитизированные известняки. Доломиты представлены пелитовыми мелко-неравнозернистыми, иногда крупнозернистыми разновидностями. В них по структурным и текстурным признакам различаются седиментационные и седиментогенно-диагенетические доломиты. В седиментогенных рассматриваем пелитоморфные и мелкозернистые разновидности, а в седиментогенно-диагенетических доломитах – неравнозернистые пористые доломитизированные известняки.

В группе терригенно-карбонатных пород нами рассмотрены известняки и доломиты с силикатной терригенной примесью – песчанистые и глинистые известняки (доломиты) и мергели. Роль этих пород в изученных отложениях весьма значительна – последние широко развиты в отложениях аптского и альбского времени.

Таким образом, осадконакопление в изученном регионе в раннемеловое время происходило в эпиконтинентально-морском бассейне при более или менее устойчивых палеогеографических обстановках, что обусловило образование вышеописанных карбонатных фаций.

В регионе, как отмечалось выше, в верхнеальбских отложениях наблюдается пирокластический материал в виде туфопесчаников, туфобрекчии и реже туфов. Они в основном состоят из обломков андезин-лабрадоритового и андезин-роговообманкового кварцевых порфиритов, которые сцементированы слабокарбонатизированным и хлоритизированным туфовым материалом. В иных разрезах (Гелати и др.) изученные нижнемеловые обнажения испещрены анальцимовыми анкарамитами вулканогенного происхождения. Эта меланократовая базальтовая порода, которая в значительном количестве содержит моноклинный пироксен (титан-авгит и фенокристаллы оливина), а также биотит, апатит, рудный минерал, карбонат и иногда вулканическое стекло и в малом количестве плагиоклаз. Порода анальцимизирована.

Описанные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования – скорее всего проду-

кты альб-сеноманского вулканизма.

При изучении минерального состава нижнемеловых отложений установлено, что тяжелые и легкие фракции слагающих терригенных пород "базальной формации" многообразны. Легкая фракция представлена кварцем, калишпатом (микроклин), альбитом, альбит-олигоклазом, мусковитом, хлоритом. Встречаются также вторичные минералы: кальцит, гидрослюда и каолинит. В тяжелой фракции присутствуют: ильменит, магнетит, шпинель, лейкоксен, рутил, анатаз и брукит, циркон, апатит, гранат, турмалин, обыкновенная роговая обманка, эпидот, цоизит, клиноцоизит, слюда (биотит), пироксены и корунд. Аутигенные минералы – пирит, лимонит, барит, доломит.

В карбонатных и карбонатно-терригенных образованиях изученных отложений тяжелые фракции наблюдаются в незначительном количестве (<1%) и представлены в основном группами рудных минералов и устойчивых аксессуариев; редко появляется моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, слюда (биотит) и доломит. В ассоциации устойчивых аксессуариев различаются единичные зерна циркона, граната, апатита и титаносодержащих минералов; из рудных встречаются магнетит и лимонит. Легкая фракция представлена в основном кальцитом.

Терригенный комплекс вышеотмеченной базальной формации минералогически довольно однообразен. В восходящих разрезах набор породообразующих и аксессуарных минералов почти не изменяется. Некоторое различие отмечается лишь в количественных соотношениях отдельных минералов. В горизонтальном же направлении кроме вышеотмеченного фиксируется различие как в генетических признаках отдельных минералов, так и в минералогическом составе. Учитывая это, по распределению различных модификаций обломочных и аксессуарных минералов и по их количественному соотношению нами выделяется ряд минеральных ассоциаций, приуроченных к определенным площадям.

Исходя из характеристики минеральных ассоциаций, становится ясно, что в кластолитах базальной формации главную роль играют продукты перемыва кислого кристаллического субстрата (аркозовый материал); грауваккового же материала в виде обломков порфиритов и осадочных пород значительно меньше и прослеживается он в основном в северной полосе изученного региона.

На основании литологических исследований изученных образований нами установлено, что нижнемеловые отложения региона претерпели постседиментационные (вторичные) преобразования, связанные с неустойчивостью минералов в изменяющихся термодинамических условиях; выражаются они в перекристаллизации пород (в основном карбонатных), растворении, коррозии, замещении, в гравитационном уплотнении, пластической деформации и в образовании аутигенных (вторичных) минералов. Все вышеперечисленные процессы обусловлены механическими и химическими факторами, которые находятся в тесной взаимосвязи и частично перекрывают друг друга. Однако в конкретном случае все же удастся определить главенствующую роль одного из них.

К числу вышеуказанных вторичных изменений, связанных с химическими факторами, относятся: коррозия, замещение и аутигенез. Остальные же обусловлены механическими факторами.

С химическими факторами вторичных изменений в основном связано аутигенное минералообразование. В базальной формации установлены нами следующие диагенетические и эпигенетические минералы: пирит, карбонат (кальцит, доломит, магнезит), кварц, полевой шпат, каолинит, гидрослюда, титаносодержащие минералы (анатаз, брукит); спорадически отмечается гипс, целестин, барит. Кроме аутигенеза в кластолитах базальной формации четко фиксируется процесс растворения, интенсивность которого повышается при содержании в породах в значительном количестве биотита или кальцита. Растворению подвергаются терригенные зерна кварца и кальцита. На обломках появляются углубления, зерна преобретают изрезанно-зубчатую форму и контуры их становятся расплывчатыми. Процесс растворения особенно хорошо выражен в карбонатных породах. Наиболее агрессивен кальцит. В карбонатных кластолитах между кальцитом и кварцем образуется "реакционная кайма", сквозь которую все еще видно первичное очертание терригенных зерен.

Вторичные изменения, связанные с механическими факторами в первую очередь проявляются в уплотнении пород, так как с погружением происходит перегруппировка терригенного материала и осуществляется их более плотная упаковка. В это время соответственно уменьшается пористость, что отчетливее, чем в зернистых породах, проявляется в пелитолитах.

С механическими факторами связаны процессы пластической деформации и гравитационного растворения в породах изученного комплекса. Процессы деформации хорошо наблюдаются на чешуйках слюд, которые часто расщеплены и отдельные волокна изогнуты, окаймляя терригенные зерна. Широко развитые в кластолитах структуры гравитационного растворения – конформные, инкорпорационные и микростилолитовые, обусловленные давлением вышележащих пород, хорошо выражены во взаимоотношениях между зернами кварца, полевых шпатов и обломков пород.

Проанализировав характер вторичных изменений пород базальной формации, становится ясно, что среди факторов, обуславливающих вышеотмеченные процессы, предпочтение надо отдать составу подземных вод и геологическому возрасту пород. Гораздо слабее выражено воздействие гидростатического давления. Кроме отмеченных факторов на интенсивность постседиментационных превращений влияет и механический и вещественный составы пород. Так, в крупнозернистых песчаниках и гравелитах вторичные изменения выражены яснее, чем в чередующихся с ними алевролитах и пелитолитах. Вместе с тем, в аркозовых кластолитах число аутигенных минералов, по сравнению с олигомиктовыми, значительно возрастает.

Составные карбонатные породы изученного комплекса также претерпели вторичные изменения, что сказывается на их облике, составе и качестве как промышленного сырья. Эти изменения - доломитизация, кальцитизация и окремнение.

Доломитовые породы сформированы большей частью в результате замещения кальцита доломитом. На это указывает изучение особенностей состава, структуры и условий залегания доломитовых пород, состав которых, как уже указывалось, наблюдаются слабо- и сильнодоломитизированные разности.

Во многих разностях известняков наблюдаются крупные прозрачные кальцитовые кристаллы, возникшие, скорее всего, в постседиментационную стадию развития породы. Крупнокристаллический кальцит выполняет поровые пространства, при этом являясь новообразованным цементом. Нередко относительно крупные кристаллы кальцита развиваются по тонкозернистому карбонату кальция. Перекристаллизация обычно связана со структурой породы – чем крупнее фрагменты, слагающие ее, тем интенсивнее происходит этот процесс и тем большие размеры приобретают кристаллы. Кальцитизация обломочных зерен протекает неполно, кальцит замещает лишь периферии некоторых зерен.

В барремских известняках изученного комплекса часто наблюдается окремнение пород, представленных, главным образом, в виде кремневых конкреций различного размера и желваков. Обычно они кварц-халцедонового или халцедонового состава. Иногда внутри кремневой конкреции сохранены небольшие участки известняка или доломита. Кроме конкреций в породах встречаются также небольшие жеоды, частично или нацело заполненные халцедоном или кварцем, нарастающими на стенки пустот. Структуры кремневых конкреций указывают на то, что они являются продуктом метасоматического замещения карбонатного вещества силикатным и возникали путем стяжения аутигенного кремнезема, находившегося в осадке в рассеянном состоянии, источником которого в бассейнах осадконакопления служили скелеты кремневых организмов, растворяющиеся в иловой воде. Затем растворенный кремнезем в точках с заниженным рН коагулируется, образуя конкреции.

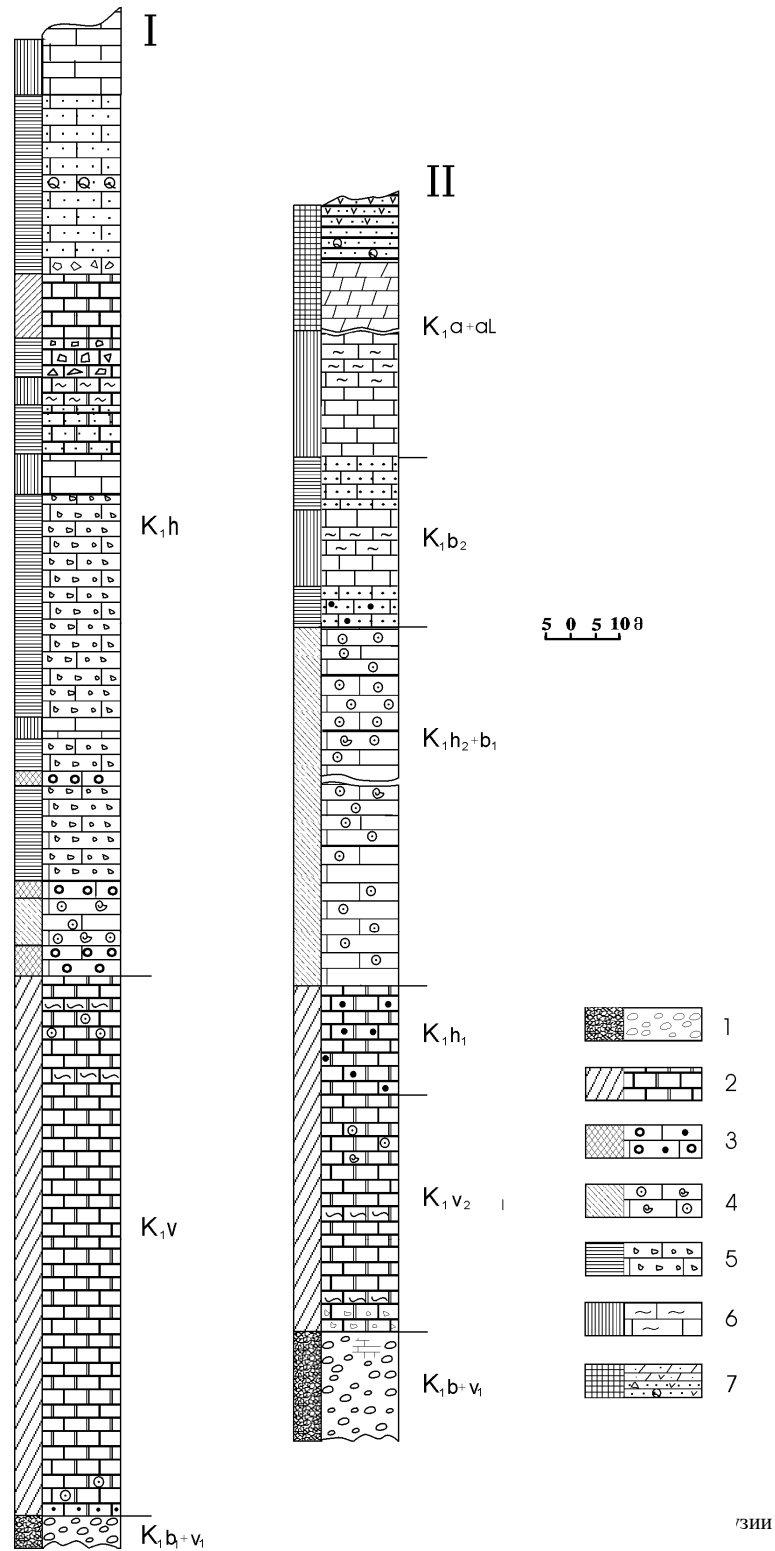
Приуроченность морфологически разнообразных кремневых образований к различным типам известняков указывает на то, что они сформировались в разных морских обстановках осадконакопления – от отмельной волновой зоны подвижного мелководья до зоны внешнего шельфа, соответствующей обстановке относительного мелководья. Исходя из этого, по морфологии кремневых образований (четко обособленные кремнистые конкреции, желваки и стяжения) изученные нами кремнесодержащие горизонты, по-видимому, приурочены к относительно глубоко- и спокойноводным обстановкам внешнего шельфа.

Таким образом, благодаря детальным литологическим исследованиям нижнемеловые эпиконтинентально-морские отложения изученного региона по характерным физико-химическим особенностям и структурно-текстурным признакам относятся к зоне начального эпигенеза (катагенеза).

Основываясь на изменениях составных типов пород и фаций, нижнемеловой комплекс изученного региона, как отмечалось выше, нами выделен как один седиментационный цикл, который начинается верхнетитонской трансгрессией и заканчивается верхнеальбской регрессией и в котором в свою очередь выделены подциклы и циклиты. Они отражают периодическое

повторение условий осадконакопления в бассейне.

Для характеристики цикла и подциклов в статье дается сводный разрез Окрибского региона (рис. 1-II):



I - разрез Накеральского перевала; II - сводный разрез Окрибского региона.

1—"базальная формация" - конгломерат-гравелиты; 2 - отложения спокойного мелководного (до лагун) моря - доломиты и доломитизированные известняки; 3 - комковатые известняки мелких спокойных участков моря; 4 - органогенно-детритовые известняки подвижной обстановки в бассейне; 5 - известняковые брекчия-конгломераты мелкого (с островами) бассейна; 6 - мелкозернистые известняки, возникшие в рельефных углублениях бассейна; 7 -



регрессивные отложения – глауконитовые песчаники, мергели, туфопесчаники, туфобрекчии

На протяжении раннемелового времени изученный регион, вероятно, представлял собой мелководье морского шельфа, где общее о меление и углубление бассейна значительно отражалось на характере осадконакопления; этим механизмом и можно объяснить, в основном, фациальные изменения нижнемеловых отложений в восходящем разрезе.

На исследованной территории выделяются пять литофациальных типов, которые нами определены как подциклы.

1. Нижнемеловая "базальная формация" – трансгрессивная свита, представленная кварц-аркозовыми песчаниками и конгломератами. Фация, образованная в прибрежной полосе трансгрессивно перекрывает разные горизонты юрского времени. Возраст берриас-нижневаланжинский. Мощность 15-25 м.
2. Доломиты и доломитизированные известняки – осадки мелких и небольших водоемов, возникшие на островных и прибрежных отмелях. Возраст верхневаланжинско-нижнеготеривский. Мощность 40-85 м.
3. Средне- и толстослоистые органогенные известняки (брекчиевидные известняки с прослоями мергелей и песчаных известняков) – отложения, возникшие в зоне мелкого моря – на отмелях и островных пляжах с очень подвижной водной средой. Нижний готерив. Мощность 15-35 м.
4. Ургонские известняки – отложения сравнительно глубоких участков прибрежно-морской полосы. Верхний готерив-нижний баррем. Мощность от 30 до 400 м.
5. Тонко- и среднеслоистые известняки и мергели; с преобладанием в верхних горизонтах мергелей, глауконитовых песчаников и туфопесчаников – отложенные в обстановке осадконакопления мелкого моря, отдаленного от места разрушения коренных пород в более спокойных условиях. Верхний баррем-альб. Мощность 45-120 м.

В качестве примера деления подциклов на циклиты приводится разрез нижнемеловых отложений Накеральского перевала (рис. 1–I). Разрез представляет один подцикл.

1. Доломитизированные известняки. Мощность 61,5 м.
2. Отложения тиховодных участков мелководья, защищенных островами от волн открытого моря – ступчатые и комковатые известняки. Мощность 6 м.
3. Отложения, возникшие в зоне мелководья на отмелях и островных пляжах с очень подвижной водной средой – органогенно-детритовые известняки. Мощность 2 м.
4. Спокойный участок мелкого моря – комковатые известняки. Мощность 2 м.
5. Отложения, возникшие в момент сильного обмеления бассейна, когда в нем появлялись острова, где разрушались обнажавшиеся известняки – известняковые брекчия-конгломераты и песчаники. Мощность 17,5 м.
6. Отложения спокойных участков мелкого моря – мелкозернистые известняки. Мощность 3 м.
7. Отложения обмелевшего бассейна с островами – известняковые брекчия-конгломераты. Мощность 5 м.
8. Отложения, возникшие в тиховодных углубленных участках мелководного бассейна – мелкозернистые известняки. Мощность 3 м.
9. Отложения сильнообмелевшего бассейна с обнажившимися островами и сильно подвижной водной средой – известняковые брекчия-конгломераты. Мощность 46 м.
10. Отложения, возникшие в тиховодных углубленных участках мелководного моря – мелкозернистые известняки. Мощность 9,5 м.
11. Отложения мелководного бассейна, отдаленного от островов и побережья – известняковые песчаники. Мощность 8 м.
12. Отложения, возникшие в малых углубленных участках мелководного бассейна – глинистые известняки. Мощность 6 м.
13. Мелководное море с островами – песчаники и гравелиты. Мощность 9 м.
14. Спокойный мелководный (до лагуны) бассейн с доломитами и мелкозернистыми известняками. Мощность 17,5 м.
15. Отложения, возникшие за счет разрушения в мелководном море обнаженных островов – известняковые песчаники и гравелиты. Мощность 38,5 м.
16. Отложения, возникшие в углубленных участках мелководного бассейна – мелкозернистые известняки. Мощность 13,5 м.

Возраст отложений разреза берриас-готеривский.

За основу седиментационных циклитов нами взяты величина составляющих зерен, места их возникновения и обстановка осадконакопления. Самые крупнозернистые породы – известняковые брекчия-конгломераты соответствуют слабым тектоническим движениям в седиментационном бассейне.

Детальное литологическое исследование нижнемеловых отложений дало возможность подтвердить ранее высказанное мнение о направленности движения трансгрессивного моря на изученной территории – с северо-запада на юго-восток – переход от более глубоководных осадков к мелководным и, наконец, к прибрежноморским образованиям.

Таким образом, литологический характер и вещественный состав нижнемеловых отложений изученного региона указывает на то, что отмеченные образования в общем представляют собой осадки теплого прибрежно-морского седиментационного бассейна. При интенсивном движении дна бассейна нормально-морские условия местами менялись лагунно-морскими и в условиях увеличения солености воды, вместе с алюмосиликатными терригенными образованиями, в бассейне осаждались химические осадки – хемогенные известняки и доломиты.

Исходя из вышесказанного, как видно, поступающее с севера раннемеловое трансгрессирующее море с базальной формацией (кроме западной Абхазии и иных участков Рачи, где переход юрских отложений в меловые – постепенный) постепенно перекрыло не только в позднеюрские лагунно-озерные бассейны, но распространилось и на Грузинскую глыбу, достигнув пределов Артвинско-Болнисской глыбы и даже Храмских выступов. При этом на продолжении баррем-аптского времени в существующем мелководном море (на шельфе) местами обнажались малые острова, которые довольно быстро покрывались опять-таки водой. Раннемеловая эпоха кончилась позднеальбской регрессией, с которой связана эмерсия значительной части Грузинской глыбы.

И, наконец, надо отметить, что выполненные совместно со стратиграфами комплексные исследования показали, что эволюция ископаемых организмов, существующих в отложениях раннемеловой эпохи, связана с вещественным составом пород – на разных стратиграфических уровнях со сменой обстановки осадконакопления, также меняется в них ископаемый биоценоз. Можно сказать, что осадки определенного литологического состава содержат характерные для них ассоциации фауны и флоры.

### Литература

- Варсимашвили Э.В. (1998). Литология субплатформенных раннемеловых отложений Абхазии // Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С.252-258
- Вассоевич Н.Б. (1948). Флиш и методика его изучения. М.: Гостехиздат. 216 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1992). Основные тектонические структуры //Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.V. Карпато-Кавказский регион. Кн.I. С. 255-417.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унгур Р. (1980). Седиментология//М.:Недра.640 с.
- Какабадзе М.В. (1972). Полоса субплатформенных фаций //Вопросы геологии западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. С. 115-258.
- Хаин В.Е. (1964). Общая геотектоника. М.: Недра. 470 с.
- Эйнзеле Г. (1985). Общие сведения о природе, условиях нахождения и распознавания циклических отложений (периодитов) //Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир. С.11-62.
- Duff P., Hallam P.,Walton E. (1967). Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of sedimentary succession in the East Pennine Coalfield // Sedimentology. 1. P.235-255.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГРУЗИНСКОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ

М.Т.Твалчрелиде, З.М.Лебанидзе, Г.Ш.Джаошвили

**Условия формирования современных осадков центральной и юго-восточной части грузинского сектора Черного моря.** М.Т.Твалчрелиде, З.М.Лебанидзе, Г.Ш.Джаошвили. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Многолетние комплексные исследования региона показали, что основными условиями, определяющими формирование современного облика прибрежной зоны и современных осадков, являются эвстатика Черного моря в послеледниковое время, объемы твердого стока рек, лито- и морфодинамика береговой зоны, неотектонические движения, морфология морского дна, донные процессы и др.

*ifdb pqdbc cfmfhsdtkjc ctmnjhbc wtynhfkheh lf cfv[hts-fqvjcfdkts yfobkbc sfyfvtlhjdт yfktmt, bc ajhvbht, bc gbhj, t, b) \sdfkzhtkb·t= p\kt, fyb·t= u\fidbkb) Cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= \fktmcb·bc m\ 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*Htubjybc vhfdfkokbfyb rjvgktmcehb rdktdt, bc itltufl lflubylf= hjv cfyfqbhj pjybc lqtdfylvtkb cf[bs xfvj'fkb, t, bcf lf sfyfvtlhjdт yfktmt, bc ajhvbht, bc ·bhbsfl ufycvcpqdhtk gbhj, t, c ofhvflutyc ifdb pqdbc tdcfnbrf uf'vbydfht, bc itvlujv gthbjlib= vlbyfht, bc v'fhb yfnfybc vjwekj, t, b= cfyfqbhj pjkbс vjhaj-lf kbsjlbyfvbrf= pqdbc acrthbc vjhajjubf= acrthpt vblvbyfht ghjwct, b lf c[d\*

**Recent sediment forming conditions in central and South-Eastern parts of the Black Sea Georgian sector.** M.Tvalchrelidze, Z.Lebanidze, G.Jaochvili. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Long standing complex studies of the region revealed that main factors determining formation of the recent outline of the coastal zone and of recent sediments are eustatics of the Black Sea during the postglaciate time, volumes of solid drift of rivers, litho- and morphodynamics of the seasidal zone, neotectonic movements, sea floor morphology, bottom processes etc.

Исследование закономерностей современного морского осадконакопления является важнейшей проблемой седиментологии. Поэтому особую важность приобретает всестороннее изучение морских осадков с установлением их гранулометрического, петрографического, минералогического, химического составов и текстурных особенностей. Вместе с тем необходимо увязать эти данные с условиями накопления терригенного материала в связи с послеледниковыми колебаниями Черного моря в голоцене.

### Фактический материал и методика исследований

Изучение условий формирования современных морских осадков и их седиментологического состава проводилось на основе материала, полученного при отборе образцов прибрежных, донных и речных осадков. Эволюция прибрежной зоны и эвстатика Черного моря в послеледниковое время установлены на основе анализа материалов геологического бурения на аккумулятивных равнинах и прилегающем шельфе, радиоуглеродных датировок ( $C^{14}$ ) ракушечного детрита и ископаемого торфа, а также археологических материалов поселений Испани, Намчедури, Бобквати, Гонио, Диоскурия, Севастополис и др.

### Результаты исследований

В лабораторных условиях были выполнены гранулометрический, петрографический, минералогический, рентгеноструктурный, термический и химический анализы образцов.

В позднем плейстоцене, около 18-17 тысяч лет назад, во время последней максимальной стадии вюрмского оледенения, уровень Черного моря понизился до отметки минус 100-110 м абсолютной высоты. В период последней максимальной регрессии бассейна Черного моря береговая линия находилась в 2,5-3,5 км к западу от современного берега. Рельеф и осадки освобожденной от воды шельфовой части подверглись значительному изменению. Рельеф приморских аккумуляционных равнин в значительной мере отличался от современного, а именно: пони-

жение уровня базиса эрозии рек вызвало увеличение угла наклона топографической поверхности береговой зоны приморья (Tvalchrelidze, 1996, 1998; Tvalchrelidze et al., 2000).

Как известно, гляциоэвстатическая трансгрессия Мирового океана и Черного моря была вызвана таянием ледников и имела сложный эвстатический характер. На общем фоне трансгрессии имели место малоамплитудные трансгрессивные и регрессивные фазы, обусловленные глобальными изменениями климата. В результате происходила миграция морского берега в плане. На аккумулятивных равнинах приморья мигрировали и реки. Определенная часть сложной системы каньонов на шельфе эрозионного происхождения, процессы их формирования начались в период позднеплейстоценовой регрессии, их верховья являются фрагментами ущелья палеорек.

На начальной стадии трансгрессии Черного моря территория аккумулятивных равнин современного приморья полностью покрывалась морем. Вдоль ущ. рр. Риони, Супс, Хобисцкали, Ингури море вторглось вглубь суши на 7-8 км от современной береговой линии.

Высокий темп морской трансгрессии сохранялся до начала голоцена, в дальнейшем он значительно понизился, но тенденция повышения уровня моря продолжалась. На общем фоне трансгрессии имели место малоамплитудные трансгрессивные и регрессивные фазы.

В приморье морское осадкообразование происходило почти непрерывно с начала морской трансгрессии до начала верхнего голоцена включительно. Морским регрессивным фазам (особенно на Колхидской низменности) чаще всего соответствуют прослойки торфа в вертикальных разрезах.

Одновременно с повышением уровня моря происходило уменьшение угла наклона прибрежных аккумулятивных равнин. В среднем голоцене в течение новочерноморской I трансгрессивной фазы (приблизительно 6000-5000 лет назад) уровень Черного моря достиг +4,5-5,0 м абсолютной отметки. С этого периода в депрессионных частях Колхидского приморья началось интенсивное торфообразование, которое продолжается и по сей день.

В дальнейшем продолжались малоамплитудные колебания уровня моря (промежуточная регрессивная фаза, новочерноморская II трансгрессивная фаза, Фанагорическая регрессия), а в начале нашей эры уровень моря вновь превысил современную отметку на 2,0-2,5 м (Нимфейская трансгрессивная фаза). В период Нимфейской трансгрессивной фазы море вновь вторглось вглубь суши, образовались вдольбереговые песчаные валы, которые находятся за пределами современной волноприбойной зоны (в 50 – 150 м от берега). В отрицательных формах рельефа вновь продолжалось интенсивное торфообразование, начавшееся в среднем голоцене.

После окончания нимфейской трансгрессивной фазы (1200-1100 лет назад) береговая линия моря приняла стабильный облик, но со второй половины XIX века антропогенные процессы (морские порты, гидротехнические сооружения, добыча большого количества инертного строительного материала из береговой полосы, строительства гидроэлектростанций на реках и др.) отрицательно влияют на естественное развитие региона, вызывая интенсивный размыв и деградацию береговой зоны. Из-за отрицательного баланса береговых наносов почти 70% всей 310-километровой линии пляжа Грузии подвергается интенсивному размыву.

Из вышесказанного следует, что формирование современного облика грузинского сектора Черного моря происходило в течение последних 10 000 лет. До XIX века в его формировании определенную роль играли колебание уровня моря, твердый сток рек (аллювий), морфо- и литодинамика береговой зоны, неотектонические движения, изменения климата и др.

В исследуемом регионе современные осадки пляжа и морского дна в основном сформированы за счет твердого стока рек. В результате процессов физического и химического выветривания питающих провинций, мобилизованный на суше терригенный материал после попадания в береговую зону распределяется в акватории моря вдольбереговыми потоками и донными течениями. Их интенсивность и направление зависят от господствующего ветро-волнового режима, морфологии береговой линии и морского дна и от ряда других факторов.

В морской среде изучаемого региона седиментологический состав образцов (гранулометрия, минералогия, петрография, геохимия), взятых с одних и тех же точек в разные годы, значительно отличается. Это явление зависит в равной мере от естественных (сезонность, количество атмосферных осадков, гидродинамика моря и др.) и от антропогенных (активность техногенных процессов в водосборных бассейнах рек) факторов. Этими процессами предопределяются структурные характерные признаки морских осадков. Каждый слой имеет различный структурный признак.

Представленные результаты основываются на мониторинг изучения современных морских осадков; в работе представлены усредненные данные многолетних седиментологических исследований. В процессе изучения было принято во внимание и то обстоятельство, что на определенных участках изучаемого региона из-за дефицита терригенного материала морское дно подвергается эрозии; таким образом, на этих участках современные осадки не аккумулируются, из-за чего добытый материал не соответствует содержанию материала, занесенного из питающих провинций, он по возрасту более древний.

В изучаемом регионе в зависимости от ветро-волнового режима и морфологии береговой зоны выделяются динамические системы.

В юго-восточном секторе грузинской части Черного моря выделена динамическая система р.Чорохи, в которой основное направление вдольбереговых наносов с юга на северо-восток. Эта система охватывает береговую зону междуречья Чорохи-Натанеби (Кикнадзе, 1970). До строительства Батумского морского порта вдольбереговой твердый сток р.Чорохи достигал устья р.Натанеби и обеспечивал стабильность береговой зоны Аджарии.

После строительства порта аллювий р.Чорохи не транспортируется к северу г.Батуми, а динамическая система Чорохи разделилась на две части. Береговая зона от с.Гонио до г.Батуми стабильна, а от г.Батуми до устья р.Натанеби наблюдается острый дефицит пляжеобразующего материала, так как малые реки района (Барцхана, Королисцкали, Чаквисцкали, Кинтриши с притоками и Натанеби) не могут компенсировать потери твердого стока, вызванные динамическими процессами.

Объем пляжеобразующих наносов ( $>0,1$  мм) р.Чорохи в год составляет 1,5-1,8 млн.м<sup>3</sup> (Мандич, 1967; Хмаладзе, 1978). Из этого объема наносов только 10 000 м<sup>3</sup> принимает участие в пляжеобразующих процессах от устья реки до г.Батуми, а остальной материал теряется в предустьевом каньоне. Следует также отметить, что аллювий р.Чорохи передвигается и в южном направлении от устья до с.Гонио, обеспечивая положительный баланс вдольбереговых потоков.

Южная часть динамической системы р.Чорохи (Гонио-Батуми) соответствует тектонической депрессии этой реки, континентальную часть которой представляет равнина Кахабери; она является дельтой р.Чорохи и сложена его аллювием. Ширина пляжа, сложенного, в основном, галечным материалом, достигает 80-120 м. К югу от устья р.Чорохи пляж сужается (30-35 м) и примыкает к мысу Гонио (активный клиф). На подводном склоне гальки распространены до глубины 4-5 м. На глубине 30 м морское дно покрыто песком, который сменяется алевролит-пелитовым материалом. Ширина шельфа 4 км, а его наклон в среднем составляет 0,01-0,05. На глубине 5-6 м от устья р.Чорохи начинается подводный каньон, который имеет южное, северное, Меджинское и Батумское разветвления.

Большая часть (г.Батуми - южная периферия г.Кобулет) северной части динамической системы р.Чорохи (г.Батуми – устье р.Натанеби) представлена активными клифами (мыс Цихисдзири, Зеленый мыс) и узкими пляжами. Пляжи полных профилей (40-60 м) развиты в предустьевых акваториях малых рек района (Чаквисцкали, Кинтриши).

Пляж г.Кобулет характеризуется неполным профилем (30-40 м), так как его тыльная сторона по всей длине (10 км) укреплена гидротехническими сооружениями. От северной периферии г.Кобулет до устья р.Натанеби (1,2 км) береговая зона довольно широкая и характеризуется неполным профилем (50-60 м), но на некоторых участках встречаются бенчи.

Береговая зона от г.Батуми до устья р.Натанеби подвержена острому дефициту пляжеобразующего твердого стока (12 000 м<sup>3</sup>/г на 1 км пляжа). Так как объем аллювия малых рек динамической системы (43 000 м<sup>3</sup>/г) не может восстановить потери, вызванные износом псефитового материала.

Наряду с генеральным направлением (северо-восточное) береговых наносов динамической системы р.Чорохи, наблюдается движение пляжевого материала в противоположном направлении. Таким образом, в единой динамической системе выделяются динамические подсистемы, которые характеризуются определенной индивидуальностью (Tvalchrelidze, 1998). Около устьев малых рек образуются аккумулятивные тела локального распространения, которые стабилизируют берег динамической подсистемы. В ней материал мигрирует на определенное расстояние от устья реки, как в северо-восточном, так и в южном направлениях. В свою очередь Цихисдзири и Зеленый мыс способствуют существованию динамических систем, которые препятствуют передвижению пляжеобразующего материала в северо-восточном направлении.

Южнее мысов материал аккумулируется, а на их северных перифериях наблюдается дефицит пляжеобразующего материала, который восполняется частично аллювием малых рек.

Полоса пляжа от г.Батуми до устья р.Натанеби почти целиком представлена галькой и гравием, но их содержание значительно уменьшается в крайне северной части динамической системы, где под влиянием твердого стока р.Натанеби в строении пляжа преобладает песок (700-800 м от устья реки).

На подводном склоне галька распространена до глубины 3-5 м, а глубже, до 30 м встречается песок, сменяющийся алевритовым и пелитовым материалом.

От устья р.Чорохи до устья р.Натанеби коэффициент сортировки и обработки гальки, слагающей пляж, увеличивается с юга на север. В том же направлении уменьшается их медианный диаметр, исключением являются предустьевые акватории малых рек, где размеры пляжеобразующего материала увеличиваются, а коэффициенты обработки снижаются.

В полосе пляжа медианный диаметр песка колеблется от 0,09 до 0,47 мм, а на подводном склоне (до глубины 15 м) от 0,23 до 0,80 мм.

От г.Батуми до южной периферии г.Кобулети ширина шельфа составляет 1,5 км и распространяется до 100 м изобаты, а наклон равен 0,1-0,15. На шельфе выделяются два каньона: один – вдоль с.Пичвнари (северная периферия г.Кобулети) и второй – вдоль устья р.Кинтриши. Верхняя часть каньонов начинается с 30 м изобаты.

На малых глубинах подводного склона Чорохской динамической системы наблюдаются песчаные валы, некоторые из них (около устья р.Натанеби) мобильны (современные), а некоторые (сектор с.Меджини) реликтовые и соответствуют Фанагорийской регрессии Черного моря.

Питающим источником (петрофонд) динамической системы р.Чорохи являются позднепротерозойские, палеозойские и мезозойские породы, слагающие Анатолийское нагорье (водосборный бассейн р.Чорохи) и палеогеновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы западного окончания Аджаро-Триалетской складчатой системы (водосборные бассейны малых рек региона).

Малые реки исследуемого региона заносят в береговую полосу базальты, плагиобазальты, калибазальты, трахиобазальты, эссексит-диабазы, андезиты, трахиты, дациты, кварц-порфиры, делениты, туфы и др., а в аллювии р.Чорохи встречаются как вышеперечисленный материал, а также гранитоиды, известняки, песчаники и метаморфические породы, слагающие Анатолийское нагорье (водосборный басс. р.Чорохи), которые известны как маркирующие породы (Кикнадзе, 1970).

Маркирующие породы дают возможность выявить направления и объемы твердого стока вдоль берега.

Полоса пляжа (подразумеваются подводные и надводные пляжи) от с.Гонио до г.Батуми полностью сложена аллювием р.Чорохи, в котором содержание маркирующих пород составляет 46,2%, от г.Батуми до устья р.Натанеби количество реликтового петрографического комплекса р.Чорохи в псефитовом материале составляет 50-56%, а маркирующих пород – лишь 16,4% (Твалчрелидзе, 1977).

Содержание тяжелой фракции в мелкозернистых песках и крупнозернистых алевритах пляжевой полосы колеблется от 72,2 до 97,2% и они в основном представлены магнетитом (от 32,3 до 71,0%) и пироксеном (диопсид – авгит; от 21,4 до 37,7%). В сравнительно малом количестве – пирит, роговая обманка, эпидот, биотит, циркон, гранат и др. В легкой фракции в основном содержится полевой шпат (от 23,2 до 64,3%), в котором преобладают плагиоклазы. В современных осадках в сравнительно малом количестве содержится кварц, кальцит, хризотил, обломки известняка и раковин и др. В отличие от других рек в аллювии р.Чорохи встречаются пирит и гранат, их содержание с юга на север значительно уменьшается.

Из вышесказанного очевидно, что содержания тяжелых минералов в пляжевой полосе довольно высоки. Их количество в современных осадках значительно уменьшается от берега в сторону моря. На глубине 15 м тяжелые минералы составляют 22-30%, соответственно увеличивается количество легких минералов с сравнительно низким удельным весом и высокой флотационной способностью. На некоторых участках песок почти полностью (98%) представлен тяжелыми минералами, в основном магнетитом. Высокая концентрация магнетита наблюдается около устья р.Барцхана. Вышеупомянутый участок полосы пляжа является так называемой “тенью”, где в сравнительно спокойных условиях непрерывно происходит сепарация материала по удельному весу и флотационной способности. Концентрация тяжелых минералов наблю-

дается и на северных перифериях мысов, где также ослаблены северо-восточные вдольбереговые волновые течения и материал в спокойных условиях непрерывно сортируется.

Таким образом, динамическая система р.Чорохи характеризуется простым минералогическим комплексом и является терригенно-минералогической провинцией пироксен-магнетита. В ней от с.Гонио до г.Батуми выделяется подпровинция пироксен-магнетит-пирита.

В динамической системе р.Чорохи, на глубине 80-100 м карбонатность достигает 2,3%,  $Al_2O_3$ -17,65%,  $SiO_2$ - 49,93-52,32%,  $MgO$ -3,82%,  $Fe_2O_3$  -8,54%.

Такой химический состав характерен для монтмориллонитовых глин. По результатам рентгеноструктурного анализа, шельфовая пелитовая фракция состоит из минералов монтмориллонитовой группы, в которой также участвуют хлорит, гидрослюда и кварц. То же самое подтверждается и термическим анализом. Присутствие минералов группы монтмориллонита в современных осадках вызвано изменением как железо-магнезиальных минералов, так и кальциевых полевых шпатов и вулканического стекла. Эти минералы в больших количествах заносятся из питающих провинций, в основном из западного окончания Аджаро-Триалетской складчатой системы.

На севере динамическая система Чорохи граничит с динамической системой Поты. В этой системе нужно выделить динамическую подсистему междуречья Натанеби-Супса, которая характеризуется особыми признаками. Тут же следует отметить, что устье р.Натанеби является границей динамической системы Чорохи, и границей между галечными (система Чорохи) и песчаными (Колхидская динамическая система) пляжами.

Полоса песчаного пляжа междуречья Натанеби-Супса имеет полный профиль, его ширина колеблется в пределах 50-70 м. Она постепенно переходит в шельф шириной 10 км и уклоном 0,01-0,08.

Этот участок полосы пляжа в отличие от береговой полосы Аджарии (динамическая система Чорохи) стабилен и признаки размыва почти не наблюдаются, если не считать южную периферию, где образовался бенч. Твердый сток р.Супса (39 000 м<sup>3</sup>/год) и р.Натанеби (18 000 м<sup>3</sup>/год) обеспечивает стабильность береговой зоны. Господствующая миграция вдольберегового протока происходит от устья р.Супса в южном направлении, а транспортировка пляжеобразующего материала отмечается в северном направлении. Шельф, как и было отмечено, довольно широкий и характеризуется малым углом наклона. На его северной границе – у устья р.Супса, на глубине 4-6 м, начинается подводный каньон, который известен как Супсинский каньон. Определенная часть твердого стока р.Супса попадает в этот каньон и не участвует в формировании пляжа.

Медианный диаметр песка на пляже междуречья Натанеби – Супса меняется в пределах 0,16-0,29 мм.

Современные осадки морского сектора междуречья Натанеби – Супса характеризуется высоким содержанием тяжелых минералов. Как и в аджарском секторе, они представлены терригенно-минералогической ассоциацией пироксен-магнетита, где содержание магнетита довольно высокое. Это обусловлено тремя факторами: 1) высокое содержание магнетита в породах питающей провинции; 2) береговая полоса полностью сложена песком и 3) этот участок берега имеет особые динамические свойства. Магнетитсодержащие пески, которые занесены в береговую зону моря рр.Натанеби и Супса под влиянием гидравлической активности практически непрерывно сортируется по удельному весу и крупности. В результате глубокой сепарации, выветрившиеся и мелкоалевритовые зёрна незначительной гидравлической размерности переносятся в сравнительно спокойную зону подводного склона, тогда как на надводном и подводном пляже остаётся псаммитовый и крупноалевритовый материал, гидравлическая размерность которого выше средней – в основном тяжелые минералы.

От берега к верхней части пляжа уменьшается размер пляжеобразующего материала и соответственно увеличивается процентное содержание магнетита в песках. В том же направлении, от берега к морю до глубины 10-12 м растёт содержание магнетита, а глубже их роль в формировании современных седиментов подводного склона незначительна. Кристаллы магнетита в основном встречаются в 0,25-0,1 мм фракциях. В сравнительно высоких фракциях они представлены в минералах (плаггиоклаз, пироксен, кварц) в виде вкрапленников и составляют 1/10 – 1/30 часть минералов.

На пляже и морском дне (-10-12 м) междуречья Натанеби – Супса содержание магнетита в современных осадках составляет в среднем 7,5%.

По итогам геофизического исследования береговой зоны и шельфа юго-восточного сектора грузинской части Черного моря в современных осадках установлены высокие магнитные аномалии (4-8 км от берега). Это явление должно быть вызвано Новоэвксинской регрессией Черного моря, во время которой магнетитсодержащие осадки перемещались по устьям палеорек из тогдашней береговой полосы с их дальнейшей сепарацией.

Баланс твердого стока береговой зоны Центральной Колхиды (междуречье Супса-Хобисцкали) впервые был нарушен во второй половине XIX века, после строительства морского порта в г.Поти. Далее, в 1939 году переброс р.Риони в новое русло (канал Набада) и изменение направления (в северном) почти 70% его стока, вызвали значительные отрицательные изменения в динамике берега.

За последние 60 лет в районе г.Поти, в его южной и северной частях, развился разнотектурный баланс береговых наносов. На севере от порта установился резко положительный баланс – в среднем 250-300 м<sup>3</sup>/год с аккумуляцией материала, а к югу от порта - отрицательный – 150-180 м<sup>3</sup>/год, с дефицитом материала. В частности, береговая зона от устья р.Риони (южный рукав) до устья р.Супса подвержен остроуму дефициту твердого стока. К югу от устья реки до с.Малтаква наблюдаются полнопрофильные пляжи (70-100 м), а от с.Малтаква до устья р.Супса отмечаются признаки интенсивного размыва полосы пляжа. На этом 5-км-овом отрезке берега ширина пляжа не превышает 20-22 м. Среднегодичный показатель отступания берега за последние 40 лет превышает 2 м, а высота бенча на некоторых участках достигает 1,8 м.

Вдольбереговые наносы в основном направлены к югу от устья р.Риони (южный рукав) и достигают предустьевых каньонов р.Супса. В том же направлении на подводном склоне, на глубине 5-6 м наблюдается вдольбереговой песчаный вал, сложенный материалом из р.Риони и указывает на миграцию наносов в южном направлении. От устья р.Супса в северном направлении перемещается незначительный объем твердого стока, который не может влиять на формирование полосы пляжа.

От устья р.Риони (южный рукав) к северу (южная периферия морского порта Потти) аллювий р.Риони перемещается в таком малом количестве, что пляж практически не существует, по этой причине масштабы размыва берега настолько велики, что в 1939-1969 годах море вторглось в глубь суши на 100 – 150 м.

После изменения направления русла р.Риони (1939 г) к югу (северная периферия Потийского порта) и к северу (устье Хобисцкали) от устья Риони наблюдается явная тенденция продвижения береговой зоны в сторону моря, обусловленная положительным балансом вдольбереговых наносов.

К северу от г.Поти до устья р.Хобисцкали пляжи характеризуются полным профилем – ширина пляжа достигает 110-120 м. Подводный склон между каналом р.Риони (Набада) и р.Хобисцкали широкий, угол наклона составляет 0,01; между каналом Риони и северной периферией порта в результате интенсивной аккумуляции подводный склон характеризуется несложной морфологией и малым уклоном (0,06).

Основным питающим источником современных седиментов центральной части приморья Колхиды (Супса-Хобисцкали) является аллювий р.Риони. От устья р.Супса до устья р.Риони размеры пляжеобразующих песков колеблются в пределах 0,19-0,24 мм, а на морском дне (до глубины 15 м) в пределах 0,15-0,17 мм. От морского порта Потти до устья р.Риони (канал) размеры песков пляжа варьируют от 0,19 до 0,29 мм, на морском дне (до глубины 15 м) от 0,11 до 0,14 мм. В северной периферии (устье р.Риони – устье р.Хобисцкали) изучаемого региона пляж сложен 0,2-0,28 мм-ыми песками, а подводный склон - псаммитовыми 0,10-0,16 мм фракции.

По данным минералогического анализа мелкозернистые пески и крупноалевритовая фракция представлены широким спектром тяжелых (магнетит, сидерит, гематит, лимонит, пирит, гиперстен, циркон, гранат, апатит, роговая обманка, биотиты и др.) и легких (кварц, халцедон, кальцит, хлорит, доломит, полевой шпат, мусковит, карбонаты и др.) минералов. Содержание тяжелых минералов в современных седиментах полосы пляжа колеблется от 38 до 72,9%. От пляжа в сторону моря содержание тяжелых минералов постепенно уменьшается. В некоторых случаях незначительное отклонение от вышеупомянутых закономерностей вызвано слабыми донными течениями.

На шельфе центральной Колхиды, на глубине до 110 м пелитовая фракция представлена минералами монтмориллонитовой группы. Карбонатность в современных шельфовых седиментах в секторе Аджарии не превышает 9-10%, а на севере достигает 15-17%.



Современные глубоководные (1000 м) осадки исследуемого региона представлены терригенными, биогенными и терригенно–биогенными фациями. Среди них самым распространенным генетическим типом являются терригенные образования – пелитовая фракция. Реже встречаются алевролит-пелитовые илы, пески и галька. Широко распространены пелагические терригенно-биогенные пелитовые осадки. Они представлены ритмическим чередованием терригенных и биогенных (сапропелеобразные, кокколитовые) слоев (0,5-2,0 мм). В вышеупомянутых осадках наблюдается градационная слоистость и нарушение нормальных горизонтально-слоистых структур, вызванное деформационными структурами (подводные оползни и скольжения).

Исследования содержания тяжелых металлов в современных осадках изучаемого региона (Machitadze et al., 2001) показывают, что в их распределении по шельфу намечается четко выраженной зональность. В частности, в южной части шельфа (междуречье Чорохи-Натанеби) отмечены повышенные содержания железа, хрома, ванадия и меди, источником которых являются продукты выветривания основных пород Аджаро-Триалетской складчатой системы и рудных провинций Южной Грузии. Для северной части шельфа (междуречье Супса-Хоби) характерно повышенное содержание марганца, связанное с изобилием этого элемента в наносах р. Риони. Граница между двумя частями шельфа проходит вдоль устья р. Супса.

### **Заключение**

В послеледниковое время в истории Черного моря выделяются три трансгрессивные (Новочерноморская I и II, Нимфейская) и две регрессивные (Фанагорическая и Посленимфейская) фазы.

Формирование современного облика изученного региона происходило в голоцене. До XIX века в его формировании главную роль играли эвстатика моря, объемы твердого стока рек (аллювий), морфо- и литодинамика береговой зоны, морфология морского дна, донные процессы, неотектонические движения, изменения климата и др. Основную роль в формировании современных осадков играют петрофонды питающих провинций. Материал, занесенный реками в акваторию береговой зоны, распределяется по их форме, удельному весу и флотационной способности. Основными определяющими факторами подводной аккумуляции являются морфология морского дна и гидродинамические процессы.

### **Литература**

- Кикнадзе А.Г. (1970). Применение литологического метода к исследованию динамики береговых наносов //Вест. МГУ. № 6. С. 88-92.
- Мандич А.Ф. (1967). Величина твердого стока рек Западной Грузии //Вест. МГУ. География. № 2. С.134-137.
- Хмаладзе Г.Н. (1978). Выносы наносов реками черноморского побережья Кавказа. Л.: Гидрометеиздат. 167 с.
- Machitadze N., Tvalchrelidze M., Gvakharia V. (2001). Particularities of geochemical zones formation in the sediments of South-Eastern sector of the Black Sea Georgia //Bull. of the Georgian Acad. of Sci. (in print).
- Tvalchrelidze M. (1996). Postglacial Transgression of the Black Sea and Paleogeography of the Cobuleti Lowland in Late Pleistocene and Holocene ///Bull. of the Georgian Acad. of Sci. 153. N 1. P. 40-43.
- Tvalchrelidze M. (1998). Geological history of the Sokhumi peninsula in Late Pleistocene and Holocene // Bull. of the Georgian Acad. of Sci. 157. N . P. 437-442.
- Tvalchrelidze M., Khazaradze R., Mamatsachvili N. et al. (2000). Geological history of the seasidal part of the Colkhida lowland in Late Pleistocene and Holocene // Bull. of the Georgian Acad. of Sci. (in print).

## АНАЛЬЦИМОЛИТЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ ГОРОДА КУТАИСИ

А.И. Махарадзе, П.М. Джинджихадзе, Ц.И. Кипиани

**Анальцимолиты окрестностей города Кутаиси. А.И. Махарадзе, П.М. Джинджихадзе, Ц.И. Кипиани.** Кутаисский государственный университет, ул. Тamar Мепе, 59, 38400 Кутаиси.

Горизонт анальцимолитов окрестностей г. Кутаиси датируется келловеем. Он образован в условиях пресноводного бассейна, фоновые осадки которого представляли каолиновые глины чешуйчатой структуры. Для такого бассейна анальцим представляет несовместимое образование и является результатом воздействия магматической активности на фоновое осадконакопление. Из магматического очага в пресноводный бассейн поступали обогащенные натрием гидротермы, которые на участках просачивания повышали содержание натрия и значение рН до 9-10. В результате вместо фонового каолинита образовывался анальцим.

*mesfbcbc vblfvjt, bc fyfkwbvjkbst, b\ f\vf[ffh\\*t= a\by/b[f\\*t= w\ 'babfyb\ mesfbcbc cf[tkvobaj eybdthcbntnb= sfvfh vtabc m\ 59= 384000 mesfbcbl\*

*mesfbcbc vblfvjt, bc fyfkwbvjkbst, bc ]jhbpyyb rfkjdbehfl sfhbqit, \ bc vnryfh fepibf xfvj'fkb, t, ekb= hjvkb ayejb yfktmt, b rfjkbybnbfyb gtkbnjkbst, b\ fctsb fept, bcfsdbc fyfkwbvb itesfdct, tkb ofhvjymvybf lf bc ayejb yfktmlfuhjdt, fpt vfuevhb fmnbdj, bc ptvmvlt, bc itltub\ vfuevhb rthblfy vnryfh fepib yfnhbevbs vblfhh ]blhsthvt, b itvjlbjlf= hfw vfsb vjlybc e, yt, pt vybidytkjdyfl phlbf nentt, bc itvwdtkj, fc lf pH-bc vybidytkj, fc 9-10-vlt= hbc ufvw ayejb rfjkbybnbc yfwdkfl fyfkwbvb ofhvbjij, jlf\*

**Analcimolites of the Kutaisi region. A. Makharadze, P. Jinjikhadze, C. Kipiani.** Kutaisi State University. Tamar Mepi str., 59, 384000 Kutaisi.

The horizon of analcime of Kutaisi region is dated as callovian. It originated in freshwater basin characterized by kaoline Pelitole sediments. The analcime is unusual for such basins and its formation is related of influence of magmatic activity. Na-rich hydrotherms were delivered to the basin from magmatic chambers and it is the reason of enrichment by alkaline and rising of pH index to 9-10. As a result instead of kaolinite analcite originated.

Анальцим является нетрадиционным алюминиевым сырьем и имеет большое значение для Грузии, так как страна другим сырьем алюминия в настоящее время не располагает. Анальцимолиты окрестностей г. Кутаиси были открыты и описаны академиком Г.С. Дзоценидзе и др. (1956).

В последние годы в результате исследований горизонта анальцимолитов выявлено много нового, касающегося его возраста, минерального состава и генезиса; разработана генетическая модель хемогенного анальцима.

В работе характеристика горизонта анальцимолитов дается по данным Г.С. Дзоценидзе и др. (1956) и нашим наблюдениям.

Горизонт анальцимолитов неоднородного строения. Его мощность, структурно-текстурные особенности и минеральный состав пород меняются по простиранию, падению и вертикальному разрезу.

Наибольшая мощность горизонта (90 м) наблюдается в его крайних, южных выходах в северном пригороде Кутаиси по р. Руа. Отсюда в северо-восточном направлении анальцимолиты постепенно замещаются безанальцимовыми песчаниками и гравелитами. В северо-западном направлении в горизонте анальцимолитов снизу вверх отмечается последовательное выклинивание слоев анальцимолитов, и на западной периферии с. Гумати имеется крайний северный выход анальцимолитового слоя, мощность которого всего 0,20 м. Этот слой несогласно залегает на листоватых сланцах бата и в свою очередь постепенно переходит в породы пестроцветной свиты.

Нижняя граница горизонта анальцимолитов с подстилающими батскими отложениями характеризуется большим разнообразием. Местами она бывает тектонической, порой листоватые сланцы несогласно перекрываются горизонтом анальцимолитов, в других случаях между

горизонтом анальцимолитов и нижними песчаниками угленосной свиты отмечается скрытое несогласие или залегают углистые сланцы. Верхняя граница горизонта анальцимолитов с верхнеюрской пестроцветной свитой везде согласная. На основании вышеизложенного, а также на основании наших геологических наблюдений, литологических и палеогеографических исследований и фациального анализа мы считаем, что горизонт анальцимолитов является базальным образованием верхнеюрской пестроцветной свиты и датируем его келовеем (Vflfht, 1997).

Нижние слои горизонта анальцимолитов в большом количестве содержат углистое вещество и обугленные растительные остатки. Углистое вещество часто выступает в роли цемента анальцимолитов. Это указывает на гумидный климат времени формирования нижней части горизонта. Снизу вверх содержание углистого вещества и обугленных растительных остатков уменьшается и исчезает, а породы меняют серую окраску на сиреневатую и буроватую, что является признаком аридизации климата. Отсюда следует, что специфические аридные условия осадконакопления, характерные для позднеюрского времени, начались еще при формировании горизонта анальцимолитов, что является еще одним доказательством его принадлежности к верхней юре.

Горизонт анальцимолитов построен из пород оолитовой (размер оолитов до 1 мм), алевроитовой и псаммитовой структур. В верхней части горизонта присутствуют также гравелиты, не содержащие анальцима. Оолиты имеют округлую или округло-слабоограненную форму, псевдооолитовую микроструктуру и агрегатное строение. Агрегаты сложены из анальцима, анальцима-каолинита и каолинита. Алевролиты и песчаники бывают с анальцимовым цементом и без него.

По мере удаления от прибрежной зоны в сторону углубления бассейна количество анальцимовых псевдооолитов уменьшается, а каолиновых возрастает. При этом оолитовая макроструктура сглаживается, и горизонт анальцимолитов замещается фоновыми, каолиновыми пелитолитами чешуйчатой структуры.

Каолинит, который вместе с анальцимом является основным минералом горизонта анальцимолитов, впервые диагностирован нами (см. рисунок). Ранее он был определен как галуазит. Кроме анальцима и каолинита из аутигенных минералов встречается кальцит, сидерит, хлорит и пирит. Кальцит структурой от перлитоморфной до крупнокристаллической имеет широкое распространение, участвует в составе цементирующей массы. В фоновых каолиновых пелитолитах кальцит встречается очень редко и образует мелкие агрегаты (до 0,1 мм) пелитоморфной

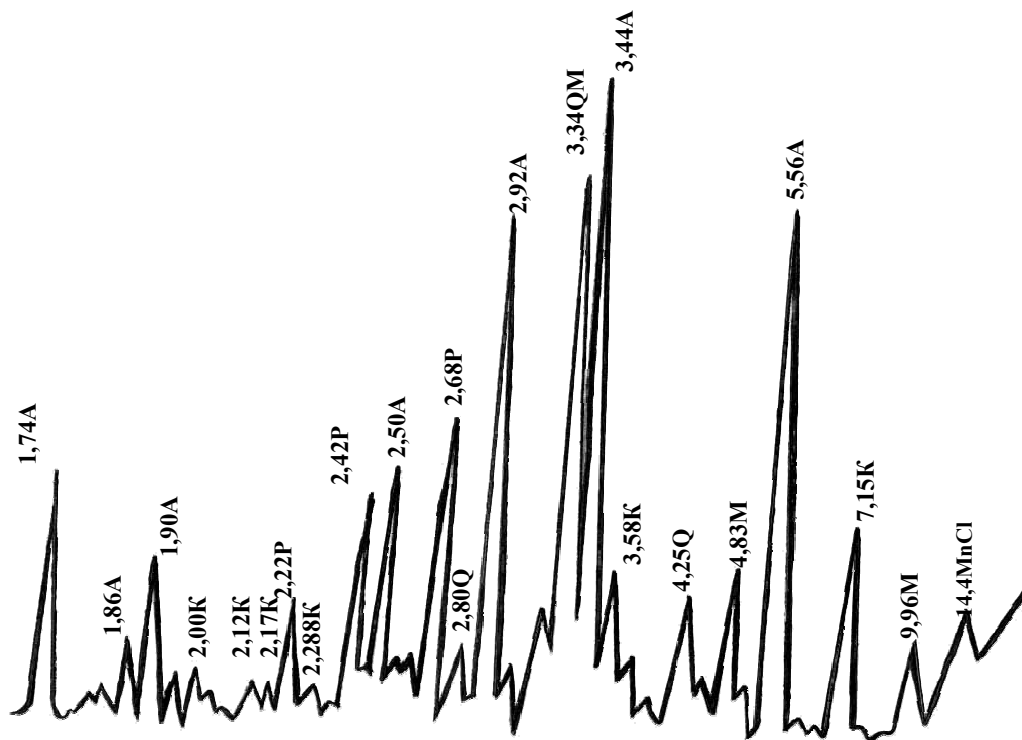


Рис. Рентгеновская дифрактограмма аналцим-каолининовой породы аналцимового горизонта окрестностей г.Кутаиси

А -анальцим, К - каолинит, Q - кварц, М -слюда, Мп - монтмориллонит, Р - пирит, Сl - хлорит структуры. В отдельных слоях в большом количестве содержатся кристаллы сидерита в форме ячменя. Пирит присутствует в обугленных растительных остатках и в углистом веществе цементирующей массы аналцимолитов, а также в каолининовых пелитолитах в фоновых осадках. Монтмориллонит, хлорит и глауконит образованы за счет изменения терригенного минерала, который представляет продукт разрушения гранитоидных пород Грузинской глыбы.

Аналцим и каолинит находятся в тесной пространственной ассоциации. Оба минерала хемогенны и не представляют продукты изменения других минералов. Они характеризуются высокой степенью совершенства кристаллической структуры. В аналцимолитах не отмечается присутствие гауллазита, аллофана и какой-либо переходной или аморфной фазы (см. рисунок).

Особого внимания заслуживает взаимоотношение аналцима и каолинита, что важно для выяснения генезиса аналцимолитов. Эти два генетически несовместимых минерала, как было отмечено выше, находятся в тесной пространственной ассоциации. Здесь имеются не только чередующиеся тонкие мономинеральные аналцимовые и каолининовые прослойки, но и аналцим-каолининовые псевдооолиты зонального строения. Центральная часть этих псевдооолитов, в основном, слагается из карлинита, а внешняя из аналцима. Бывает и наоборот. В цементирующей массе каолинит образует мелкие прожилки в аналциме.

В аналцимах осадочного происхождения мы выделяем два генетических типа: аналцим, образовавшийся в результате подводного изменения вулканокластического материала, и аналцим, выделившийся непосредственно из воды химическим путем (хемогенный). Аналцим горизонта аналцимолитов окрестностей г.Кут принадлежит ко второму генетическому типу.

О хемогенном аналциме из-за его редкого распространения литературных данных крайне мало. Для нас наиболее приемлемой является предложенная Г.С.Дзоценидзе схема происхождения хемогенного аналцима, разработанная для горизонта аналцимолитов окрестностей г. Кутаиси (Дзоценидзе и др.,1956). Согласно этой схеме в бассейн осадконакопления с питающего субстрата реками привносились золи  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , а источником натрия являлась морская вода, которая периодически внедрялась в этот бассейн. Она способствовала коагуляции зольей и образований гелей, которыми адсорбировался натрий. В дальнейшем при перекристаллизации формировался аналцим, а после исчерпывания запаса натрия - каолинит.

Соображение о привносе в бассейн осадконакопления гидрозольей  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  (Дзоценидзе и др.,1956) не вызывает сомнения. Питающий субстрат, прилегающий к полосе распространения горизонта аналцимолитов, представлял пенеплен, по которому стекали реки со спокойным гидродинамическим режимом. На пенеплене процессы физического выветривания были резко ослаблены и в бассейн осадконакопления реками, в основном, привносилось незначительное количество терригенного материала в пелитовом виде. На питающем субстрате происходило интенсивное химическое выветривание, которое обуславливалось выровненным рельефом и гумидным климатом. В бассейн из- за незначительного привноса продуктов физического выветривания не происходило разбавление продуктов выветривания и подавление химического осадконакопления. Гидрозоли  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  были стабилизированы органическими веществами, находящимися в воде в большом количестве. Когда эти гидрозоли достигали предельной концентрации, начиналась их коагуляция и переход в гелий  $n\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot m\text{SiO}_2$  состава. При фоновых условиях осадконакопления (пресноводный бассейн, рН=6) образовывался каолинит, а при содержании натрия в большом количестве и рН=9-10 — аналцим.

Оптимальные физико-химические условия, при которых образуется аналцим, внедрением морской воды в пресноводный бассейн не достигаются. Каолинит образуется при значении рН=6, аналцим рН=9-10, а рН в морской воде нормальной солености составляет 8-8,5. Таким образом, аналцим не может образоваться при физико-химических условиях морской воды. Тем более что при внедрении морской воды в пресноводный бассейн ее рН и соленость понижаются. Внедрением моря не объясняются ни тонкослоистое чередование мономинеральных аналцимовых и каолининовых прослоек, ни образование аналцим-каолининовых псевдооолитов зонального строения. Продвижение морской воды - результат тектонического процесса, который более длителен, чем образование псевдооолитов. Этот процесс не объясняет также неодинакового строения отдельных участков горизонта аналцимолитов. Внедрение морской воды должно было и минералогически и палеонтологически отразиться на всем Окриском бассейне,

однако этого не наблюдается. Бзиаурский антиклин, разделяющий единый окрибский пресноводный бассейн на ткибульский и гелатский бассейны представлял собой подводное поднятие, которое не могло служить препятствием для распространения морской воды по всему бассейну.

В настоящее время в отложениях морей нормальной солености достоверно хемогенный анальцит как фоновый минерал не известен. По данным Г.С.Дзоценидзе (1969), при гальмиролизе вулканогенного материала в морской среде нормальной солености формируются бентонитовые глины, а для образования цеолитов необходимо высокое содержание щелочей, привнос которых связан с вулканизмом. Такие же условия требуются для образования хемогенного анальцита.

Косослоистость и оолитовая структура пород горизонта анальцитомолитов, а также содержание в них окатанных и угловатых зерен раздробленных псевдооолитов указывает на их образование в прибрежной неглубокой части бассейна. Бассейн осадконакопления был пресноводным, фоновые осадки которого представляли каолинитовые глины чешуйчатой структуры. Для такого бассейна анальцит представляет несовместимое образование и является результатом наложенных процессов на фоновые осадконакопления. Эти наложенные процессы были обусловлены магматической активностью. Из магматического очага в пресноводный бассейн поступали обогащенные натрием гидротермы, которые на участках просачивания значительно повышали содержание натрия и значения рН до 9-10. В результате вместо фонового каолинита образовывался анальцит. Эти гидротермы являлись или отголоском затухающей фазы байосского вулканизма, который продолжался и в батском веке или был предшественником позднеюрского вулканизма колхидской низменности.

Под воздействием щелочей, принесенных гидротермами, коагулировались гидрозоли  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  и образовывались гели  $n\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot m\text{SiO}_2$  в виде комковатых агрегатов, по которым развивались псевдооолиты. Образовавшийся гель адсорбировал натрий. При его обильном содержании в воде также повышались значения рН. Количество адсорбированного натрия, превышая определенный оптимальный предел в поглощенном комплексе, начинал участвовать в строении кристаллической решетки и образовывался анальцитом. Когда запас натрия в воде уменьшался, выступал только в роли коагулятора и адсорбировался в количестве, при котором не фиксировался в кристаллической решетке, тогда натрий оставался в составе поглощенного комплекса. По мере удаления от места просачивания гидротерм содержание натрия в бассейне все больше уменьшалось, рассеивался и не влиял на фоновое осадконакопление и осаждался тонкочешуйчатый каолинит. Таким образом, с юга на север по мере удаления от места просачивания гидротерм отмечается закономерная последовательность изменения структурно-текстурных особенностей и минерального состава пород. Горизонт анальцитомолитов сменяется породами, в которых псевдооолиты исключительно каолинитового состава. В этих породах оолитовая структура выражена слабо. Далее следуют фоновые осадки, представленные каолинитовыми пелитолитами чешуйчатой структуры.

Изучения емкости поглощения и состава поглощенных катионов (в мг/экв на 100 г вещества) показало, что в горизонте анальцитомолитов емкость поглощения анальцитомолитов оолитовой структуры составляет 17,00; поглощенные катионы  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = 16,50$ ;  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,50$ ; для каолинита оолитовой структуры, соответственно, -12,50; 6,00; 6,50; для фоновых каолинитовых пелитолитов - 21,7; 17,1; 4,6. Как видим, в анальцитах адсорбированные гелями щелочные катионы полностью вошли в строение кристаллической решетки минерала.

В породах имеется анальцит разной генерации. Псевдооолиты анальцита, анальцит-каолинита и каолинита, не содержащие в ядре терригенный материал, седиментогенны и образованы непосредственно из воды химическим путем. Гидрозоли коагулировались в гели, свертываемые в комки, вокруг которых развивались псевдооолиты. Псевдооолиты с глинисто-хлоритовым ядром и включениями образовывались на начальной стадии раннего диагенеза в пелитовом иле. Что касается анальцита и каолинита цементирующей массы, то они образовывались на конечной стадии раннего и начальной стадии позднего диагенеза. Прожилки анальцита и каолинита более позднего происхождения. На последующих этапах эти минералы каким-либо изменениям не подвергались.

Таким образом, в результате детального изучения горизонта анальцитомолитов разработана генетическая модель хемогенного анальцита.

Хемогенный анальцит образуется при особенно благоприятном сочетании эндогенных и экзогенных геологических процессов, определяемых палеогеографическими, фаціальными, тек-

тоническими условиями и магматизмом. Горизонт анальцимолитов сформировался в прибрежной полосе пресноводного бассейна, где с пенеценизированного питающего субстрата привнос терригенного материала в бассейн был весьма незначительным. На субстрате протекало интенсивное химическое выветривание, в результате чего в бассейн в большом количестве поступали гидрозоли  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$ .

Распространение горизонта анальцимолитов совпадает с полосой сочленения двух тектонических структур различной стабильности - жесткого субстрата и лабильной складчатой зоны. Эта полоса характеризуется многочисленными разрывными нарушениями, по которым с магматического очага поступали обогащенные натрием гидротермы. В условиях расчлененного прибрежного мелкоморья они не рассеивались. В результате на отдельных локальных участках резко увеличивалось содержание натрия и значения pH, что определило образование анальцима вместо фонового каолинита. Поступление гидротерм в бассейн происходило пульсационно. Отдельные акты притока гидротерм протекали за такой незначительный отрезок времени, что образовывалось не только чередование мономинеральных анальцимовых и каолининовых тонких прослоек оолитовой структуры, но и анальцим-каолининовые псевдооолиты зонального строения. Гидротермы, привносившие в бассейн натрий, представляли собой отголосок затухающего байосского вулканизма или являлись предшественниками начинающегося верхнеюрского.

### Литература

- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. (1956). Литология батских отложений Окрибы //Тр. Геол. ин-та. Грузии. Монографии. №6. 185 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра.344с
- vf[fhf·t f (1997)\ mesfbcbc vblfvjt, bc fyfkwbvbfyb mfyt, bc fcfrbc itcff[t, // mesfbcbc ntmybrehb eybdthcbntnbc cfvtwybthj ihjvt, b\ №4\ ud 84-86\*

## МААСТРИХТСКИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАССЕЙНА Р.АРАГВИ

Н.Э.Гагнидзе

**Маастрихтские олистостромовые образования бассейна р.Арагви. Н.Э.Гагнидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

На Южном склоне Большого Кавказа в ущ. р.Арагви маастрихтские олистостромы встречаются в пределах Садзегурско-Шахветильского покрова Жинвальско-Гомборской подзоны. В строении олистостромов участвуют палеозойские гранитоиды и метаморфиты, ранне-, средне- и верхнеюрские образования, а также обломки меловых пород. Матрикс олистостромов представлен алевро-пелитовым материалом.

*v\ fhfudbc fepbc vffcnhb[nekb jkbcnjcnhvt,b\ y\ufuyb·t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkrmcb·bc m\ 1/9= 380093 s,bkcb\*

*rfdrfcbjybc cfv[hts athlpt v\ fhfudbc [tj, fib vffcnhb[nekb jkbcnjcnhvt,b ud[dlf,f ;bydfk-ujv,jhbc mdtpjybc cf·tuehb-if[dtbnkbc ifhbf;bc afhukt,ib\ jkbcnjcnhvt,b fut,ekbf gfktpjehb uhfybnjblt,bc lf vtnfvjhabnt,bc= mdtlf= ief lf ptlf behekb ofhvjyfmvyt,bc lf fctdt wfhwkbc mfyt,bc jkbcnjkbst,bs\ jkbcnjcnhvtbc vfnhbmcb ofhvjlutybkb fktdhj-gtkbnehb vfcfkbs\*

**The Maastricht olistostromes of the Aragvi rivergorge. N.Gagnidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

On the Southern slope of the Greater Caucasus in the Aragvi rivergorge maastrichtian olistostromes are spread at the Sadzeguri-Shakhvetili napple of the Zhinval-Gombori subzone. Olistostromes are built of Paleozoic granitoids and metamorphites, Jurassic and Cretaceous olistoliths. Olistostrome matrix is represented by aleuro-pelite sediments.

На Южном склоне Большого Кавказа олистостромы находятся на разном стратиграфическом уровне. В ущ. р.Арагви, вдоль Военно-Грузинской дороги, кроме известных верхнеэоценовых олистостромов встречаются аналогичные образования маастрихтского возраста. На Южном склоне Большого Кавказа эти олистостромы распространены в ущ. рр.Меджуда, Лехура, Ксани, Алеура, Арагви, Иори. Они везде трансгрессивно налегают на разные горизонты верхнемеловых флишевых толщ (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977; Дж.Канделаки, 1975) и, в основном, сложены обломками и глыбами байосской вулканогенной серии и верхнеюрских рифогенных известняков.

В ущ. р.Арагви маастрихтские олистостромы встречаются в пределах Садзегурско-Шахветильского покрова Жинвальско-Гомборской подзоны. В частности, нами данные осадки были описаны у с.Цихидзири, на левом берегу р.Арагви – у с.Ананури и в ущ. р.Саканапехеви.

У с.Цихидзири обнажаются подводно-оползневые осадки – глыбовые брекчии, которые вполне отвечают понятию олистострома (Геол. словарь, 1978). Они продолжают свиту джорчи кампанского возраста и сильно перемешаны. В нижней части расположен мелкогалечный конгломерат мощностью ~70 см, в цементе которого различаются раковины орбитоидов. В олистолитах встречаются текстуры течения. Они представлены различными породами: верхнемеловыми известняками, карбонатными песчаниками, местами встречаются блоки отдельных пачек и отсортированных слоев, в которых можно различить следующие градационные интервалы:  $T_a - 6$  см,  $T_b - 3$  см,  $T_c - 3$  см,  $T_e - 5$  см (рис.1,2) Мощность брекчий 4 м, в разрезе перерыв 2 м, а потом обнажается олистостром, сложенный из обломков различной величины и представленный пелитоморфными и зернистыми известняками, песчаниками, брекчиями. В опрокинутом разрезе с юга брекчии подстилаются тонкослоистыми пелитоморфными окремненными аргиллитами зеленовато-черного цвета, мощн. 2-4 см, местами встречаются слои и линзы песчаных известняков. Мощность песчаников 2-10 см.

На левом берегу р.Арагви, вдоль дороги обнажается олистостром, продолжающий вышеописанные образования по простирацию. В олистолитах различаются обломки зернистых и пелитоморфных известняков зеленовато-черного цвета, микробрекчий, порфиристов. Размеры обломков отдельных пород достигают ~1,5 м. При этом встречаются обломки слоистых пород длиной до

2-3 м, наблюдаемые у с.Цихисдзир (рис. 3). На левом берегу р.Арагви еще отмечается несколько выходов маастрихтского олистострома. К югу от с.Авениси, приблизительно в 500 м, в породах флишевого типа верхнемелового возраста находятся олистолиты верхнеюрских пелитоморфных известняков, размером 20-25 см. Олистостром залегает под известняками свиты джорчи.



Рис. 1. Олистостром с отсортированными слоями песчаников; с. Цихисдзир



Рис. 2. Олистостром с олистолитами скрученных слоев пород верхнемелового возраста; с.Цихисдзир

В разрезе р.Саканапехеви обнажаются верхнемеловые известняки литографского типа – неполная мощн. 60 м, которые продолжают свитой мощн. 50 м, представленной органогенными детритовыми известняками и аргиллитами. Аргиллиты некарбонатны. В верхней части толщи нами была найдена фауна *Inoceramus* sp. ex. gr. *salisburgensis* Fetk. (опр. Р.Гамбашидзе), – датирующая эти породы верхним сеноном, точнее – верхним сантоном-нижним маастрихтом. Свиту характеризуют биоглифы. В разрезе свиту джорчи продолжает орбитоидная свита, которая в нижней части представлена среднеслоистыми песчаными известняками и разделяющими их аргиллитами зеленоватого цвета и песчаниками. Песчаники отсортированы. В верхних 3 м толщи отмечается преобладание известняков зеленоватого цвета, с залегающим сверху олистостромом, в котором находятся обломки эффузивных пород, псаммитолитов, алевролитов, пелитолитов, известняков и глыба черного кремня (рис. 4). Мощность олистострома – 15 м. На олистостроме сверху залегают кремневые породы кветерской свиты. Аз. падения  $55^\circ$ ,  $< 45^\circ$ .





Рис. 3. Олистором; лев. берег р.Арагви



Рис. 4. Маастрихтский олистором с олистолитами верхнеюрских известняков и верхнемеловых пород; ущ. р.Саканапехеви

Аналогичной природы олистором маастрихтского возраста наблюдается в Тианетском р-не, где в окрестностях горы Кохи орбитоидный горизонт налегает на свиты маргалитисклде и Ананури и сложен олистолитами различных пород – валунами и глыбами кристаллического фундамента, байосских порфиритов и туфов, меловых флишевых пород.

В овраге р.Алоти, в основе орбитоидной свиты Дж.Канделаки (1975) описывает огромные глыбы гранитоидов и других кристаллических пород. Размер одной из глыб верхнепалеозойского кварц-порфира  $7,5 \times 6 \times 5,5 \text{ м}^3$ .

В Тианетском р-не к северо-востоку от с.Алоти вдоль дороги нами был описан олистором с шириной выхода 100 м. Олистолиты представлены верхнеюрскими известняками  $2 \times 3 \text{ м}$   $2 \times 1,5 \text{ м}$ , песчаниками  $2,5 \times 2 \text{ м}$ , встречается материал разного размера. Олистолиты, в том числе и гранитоиды, почти полностью выветрены. Материал мелкого размера хорошо обработан, а большие глыбы не обработаны. На больших глыбах заметен наклон в направлении  $340\text{-}350^\circ$ . Текстура этих пород напоминает селевой поток.

Матрикс представлен интенсивно выветрелым алевритопелитовым материалом. На олистороме сверху залегают тонкослоистые аргиллиты темного цвета, а к югу – подстиляется песчаниками. Аз. падения  $20^\circ$ ,  $< 60^\circ$ .

Таким образом, как уже отмечалось, в строении маастрихтского олисторома участвуют образования палеозойского возраста, кластолиты пород средне- и верхнеюрского, а также мелового возраста. По составу они аналогичны олистолитам верхнеэоценового возраста, поэтому мы здесь не остановимся на их петрографическом описании (Гагнидзе, 2000).

Олистолиды представлены всеми структурными типами пород: псефитолитами, псаммитолитами, алевролитами и пелитолитами. Размеры обломков колеблются от нескольких миллиметров до нескольких метров, а иногда и больше. Отмечаются фрагменты слоев верхнемеловых образований. Материал не отсортирован, огромные глыбы встречаются наряду с небольшими обломками.

В олистостроме глыбы верхнеюрских известняков по сравнению с другим материалом хорошо обработаны, что указывает на их транспортировку издалека.

Матрикс олистострома представляет собой алевропелитовую карбонатную породу. Количественное отношение матрикса и олистолидов во всех разрезах приблизительно одинаково и составляет 30-40% породы. Минералогическое, химическое и рентгеноструктурное исследование матрикса показывает, что содержание в нем отдельных составных компонентов изменчиво, в частности:  $\text{SiO}_2$  – 55,88-22,86%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15,99-8,04%;  $\text{CaO}$  – 18,75-0%.

Рентгеноструктурное изучение доказывает, что пелитовая фаза указанных пород представлена массой смешаннослоистой (смектит) и упорядоченной структуры, которая характеризуется гидрослюдистым, монтмориллонитовым и хлорит-монтмориллонитовым содержанием.

Исследование микрокоррелятивов иммерсионным методом установило наличие тяжелой фракции 0,2%, которая представлена главным образом группой рудных и устойчивых минералов. Из устойчивых распространены циркон (5-38%), турмалин (1-4%), апатит (2-10%), гранат (1,5-2%), в легкой фракции встречаются мусковит, кальцит, кварц и немного кислого плагиоклаза (*ufuyb·t*, 1999).

Таким образом, по данным минералогического анализа указанных пород можно предполагать, что источником их питания являлся доюрский кристаллический субстрат, сложенный гранитоидами и метаморфическими породами, а также раннеюрскими сланцами и песчаниками, среднеюрскими вулканогенами, верхнеюрскими рифогенными известняками, на что указывает группа устойчивых минералов (в шлифах и легких фракциях кварца, кальцита, полевых шпатов и др.).

Необходимо отметить, что величина кластического материала уменьшается с юга на север, что однозначно указывает на расположение источника сноса (т.н. Гагрско-Джавской кордильеры по П.Д.Гамкрелидзе, И.П.Гамкрелидзе, 1977) на юге, а в Шовско-Пасанаурской подзоне породы маастрихтского возраста отсутствуют. Кроме того, как видно из вышеописанных разрезов, в ущелье р.Арагви в олистостроме маастрихтского возраста нами были найдены гальки гранитоидов, в Тианетском р-не зафиксированы глыбы гранитоидов и кварц-порфиры довольно большого размера. В маастрихтских олистостромах ущ. р.Арагви и Тианетского р-на не встречается окатанный материал диабазов (характерен для ниже-среднеюрских пород Казбеги-Лагодехской зоны), еще раз указывающий на то, что материал приносился с юга (*j. Yifht-bidkbb lf c[d.*, 1994; Чечелашвили и др., 1981; Чечелашвили, 1991).

Олистостромы – подводно-оползневые образования, соскользнувшие с берега в седиментационный бассейн, что подтверждает наличие отдельных скрученных слоев, залегающих в матриксе, содержащем раковины орбитоидов. Необработанный и несортированный материал указывает на то, что олистостром осаждался в сравнительно глубоком бассейне, ниже уровня действия волн (~ до 200м). Разные исследователи происхождения олистостромов связывают с тектоническими движениями (Цагарели и др., 1984; Дж.Канделаки, 1975). Происхождение олистостромов маастрихтского возраста является результатом проявления субгерцинских тектонических движений.

Таким образом, как видим, для описанных образований характерны: 1) небольшая мощность (20-25м) и площадь распространения, 2) присутствие по сравнению с верхнеэоценовым олистостромом, мелкогалечного материала и 3) полимиктовый характер. Приблизительно в одинаковых количествах встречаются олистолиды верхнемелового и верхнеюрского известняков и сравнительно в меньшем количестве порфириты и обломки других пород. При этом в описанных разрезах маастрихтских олистостромов в ущ. р.Арагви материал гранитоидов не найден, только вблизи Жинвальского каскада, в глыбах конгломератов, наряду с другими породами, нами найдены гальки гранитоидов.

## Литература

- Гагнидзе Н.Э. (2000). Верхнеэоценовые олистостромы ущелья р.Арагви //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.115. С. 256-262.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977) Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 57. 81с.
- Геологический словарь. (1978). М.: Недра. С.455.
- Канделаки Дж.Н. (1975) История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречья Лиахви и Иори). Кандид. дисс. Фонды ГИН АН ГССР.
- Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э. В. Сибашвили Г. Ш. (1981) Литология верхнеюрско-меловых отложений ЮСБК //Тр.ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.72. 280 с.
- Чечелашвили И.Д (1991). Эволюция осадконакопления и образования флишевого комплекса в поздне меловом бассейне Южного склона Большого Кавказа. (Препринт). Тбилиси. С.12.
- Цагарели А.Л., Кулошвили С.И., Лобжанидзе Г.П., Майсадзе Ф.Д (1984) Альпийский этап тектонического развития Южного склона Большого Кавказа // Сб. оригинал. тр.по геологии Кавказа и зап. Карпат. Братислава. С.13-21.
- ufuyb·t y. (1999). v\ fhfudbc [tj,bc ptlf wfhwekb yfktmt,bc lfvf[fcfst,tkb vbythfkehb fcjwbfwb,t,b// cfm\ #ntmbyajhvbc# cfwyj,fhj cfbyajhvfwbj ufy-,f*  
◇1213-99. ud\7-5
- yflfhtbidbkb j.= mjbfdf d.= rfyltkfrb /\ (1994)\ hfc vjudbs[hj,ty bdhbcgbhtsbc akbibc jkbcnjcnhjvt,b htubjybc ytjutyehevltkb vfuvehb utjkjubbc itcf[t, // sce cfbe,bktj ctcb\ stpbct,b. ud\ 15*

## ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ В ПРЕДЕЛАХ БАССЕЙНА Р. РИОНИ

Л.И. Чомахидзе

**Древние коры выветривания Западной Грузии в пределах бассейна р. Риони. Л.И. Чомахидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Впервые детально исследованы коры выветривания на вулканогенной серии байоса. Определен минеральный состав и установлено стадийное преобразование минералов – хлорит → гидрослюда → монтмориллонит → метagalлуазит → галлуазит → каолинит → гиббсит со смешаннослойным гидрослюдисто- монтмориллонитовым образованием. Определены зоны гидратации, выщелачивания и гидролиза. Выделены минеральные типы профилей выветривания и дана геохимия коры выветривания.

*lfcfdkts cfmfhsdtkjc ·dtkb ufVjabndbc mthmb v\hbjybc fepbc afhukt,ib\ k\ xjvf[b·t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utkjubehb bycnbnenb= v\ fktmcb·bc m\ 1\$9= 380093 s,bkcb\*

*gbhdtkfl bmyf ltnfkehfl itcofdkbbk ufVjabndbc mthmb ,fbjcb dekrfyjutyeh o't, fpt\ ufycf-pqdhekb vbythfkeh itvflutykj, f - mkjhbnb → ]blhjmfc b → vjynvjhbkybnb → vtnfufkef bnb → rfjkbybnb → ub,cbnb= ihtekiht, hdbb ]blhjmfc b - vjynvjhbkybnehb ofhvjyfmvyb lf lflutyb-kbf vbythfkt, bc uhlfmvybc cnflbehj, f\ ufVjabkbf ]blhfnfwbbc= ufVjnendbc lf ]blhjkpbpc pjyt, b\ lflutybkbv vbythfksf nbgt, bc ufVjabndbc ghjabkt, b lf vjwtekbv ufVjabndbc mthmbc utjmbvbf*

**Old crusts of weathering of West Georgia within the Rioni riverbasin. L.Chomakhidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

The old crusts of weathering on the Bajocian volcanogen series has been investigated in detail for the first time. The mineral compositions and stage transformation of minerals – chlorite → hydromica → montmorillonite → metagalлуазит → galluazite → kaolinite → gibbsite with mixed-layered hydromica montmorillonite formation have been defined. The zons of hydration, leaching and hydrolysis have been distinguished. The mineral types of weathering profiles have been identified and have beengiven the geochemistry of the crust of weathering.

Интерес к изучению коры выветривания (КВ), как известно, вызван тем, что с ними связаны многие полезные ископаемые (алюминиевые, железистые и другие руды).

На территории Грузии, как отмечал академик Г.С.Дзоценидзе (1963), в разное время существовали тектонические условия и горные породы, благоприятные для образования КВ; будучи расположенной в зоне альпийского орогена в мезозое и кайнозое существовали геосинклинали, в которых на определенных этапах их развития накапливались вулканогенные толщи, а осадкообразование прерывалось из-за складчатости, что приводило как к замыканию всей геосинклинали или ее части, так и к смене в некоторых случаях морского режима на континентальный.

В Грузии домезозойские, добатьские, доверхнеюрские, верхнеюрские, домеловые, туронские и плиоценовые КВ установлены только по некоторым работам Г.С.Дзоценидзе (1963) и М.Л.Роква (1960), носящим предварительный характер.

Нами впервые были проведены детальные исследования древней КВ, развитой на вулканогенной серии байоса, являющейся для КВ материнской, на территории, охватывающей бассейн р. Риони с ее правым (Цхенисцкали) и левыми (Квирила, Чхеримела и Дзирула) притоками в Амбролаурском (разрез Рицеула), Онском (разрез Шкмери), Цагерском (разрезы Бороцина и Гварбаджанисгеле), Сачхерском (разрез Паскнара) и Харагоульском (разрезы Патара Гантиади, Молити и Бежатубани) районах.

Выходы КВ приурочены к двум крупным геотектоническим единицам: 1) к складчатой системе южного склона Б.Кавказа с её Гагрско-Джавской зоной (Амбролаурский район) и 2) Грузинской глыбе с её Окрибско-Хреитской (Онский и Цагерский р-ны) и Дзирульской подзонами воздымания (Дзирульский массив) с ее северной (Сачхерский р-н) и южной (Харагоульский р-н) перифериями.

Для изучения КВ нами были составлены 8 литологических разрезов (рис.1).

Ниже приводится краткая характеристика материнских пород КВ.

Вулканогенная серия байоса, как известно, детально была изучена Г.С.Дзоценидзе (1948), а также другими исследователями (Н.И.Схиртладзе, С.С.Чихелидзе, Т.В.Джанелидзе, М.А.Беридзе и др.), которые отмечали, что она везде затронута гидротермальным изменением.

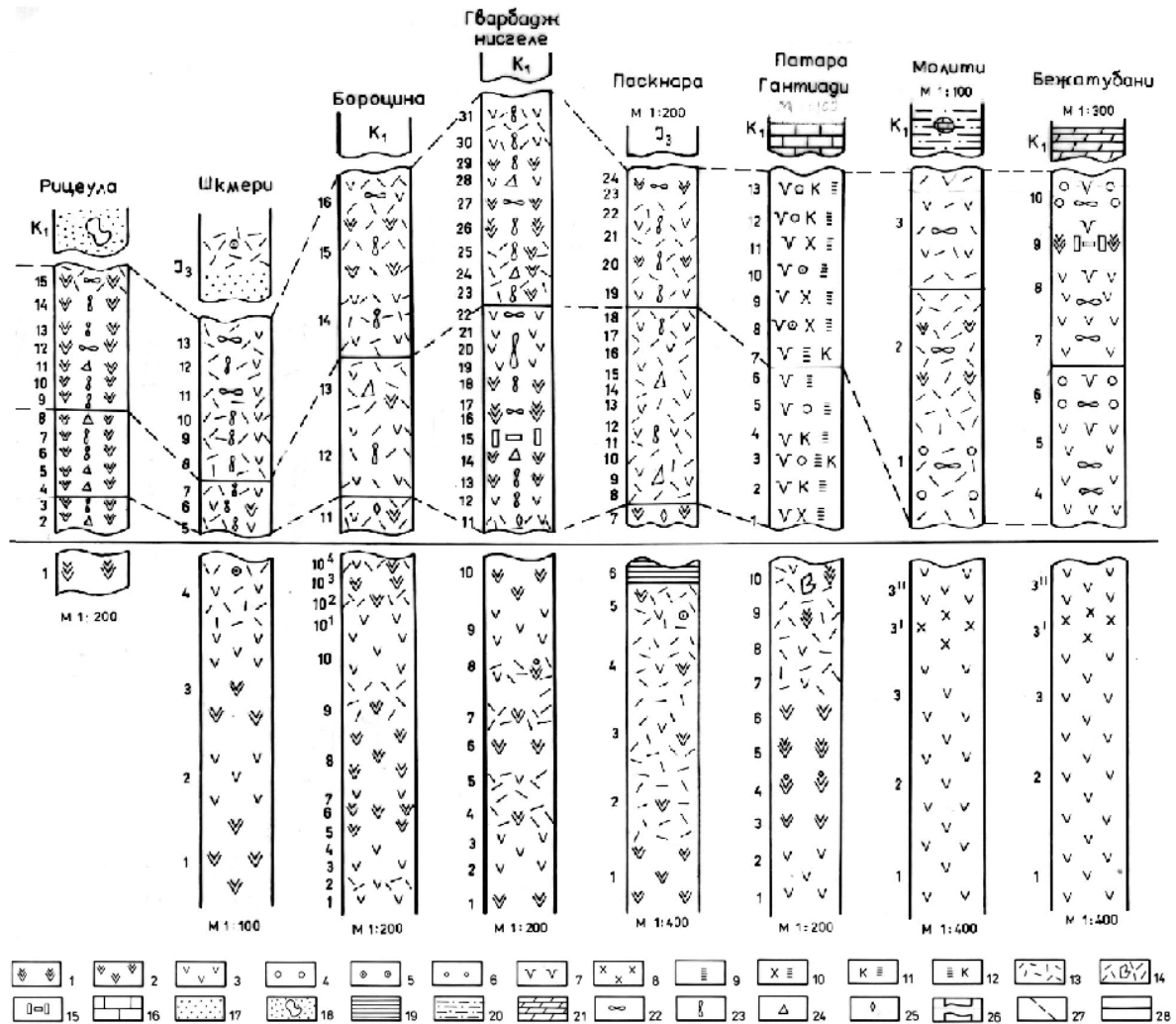


Рис. 1. Схематические литологические разрезы.

Рицеула – Амбролаурский р-н, Шкмери – Онский р-н, Бороцина и Гварбаджанисеге – Цагерский р-н, Паскнара – Сахерский р-н, Патара Гангиади, Молити и Бежатубани - Харагоульский р-н.

1 - пикробазальт; 2 – базальт; 3 - андезибазальт; 4 - андезит; 5 - дацит; 6 – мандельштайновая порода; 7 – оглинившаяся порода; 8 - окварцованная пелитизированная порода; 9 - пелитовая основная масса; 10 - хлорит-пелитовая основная масса; 11 - карбонат-пелитовая основная масса; 12 - пелит-карбонатная основная масса; 13 - туф; 14 - туфобрекчия; 15 - очень сильно измененная порода; 16 – известняк; 17 - песчаник аркозовый; 18 - песчаник граувакково-кварцевый; 19 – пелитолит; 20 - пелитолит песчанистый; 21 – мергель; 22 - сильно измененная порода; 23 - измененная порода; 24 - умеренно измененная порода; 25 - слабо измененная порода; 26 – перерыв в обнажении в виде задернованных участков; 27 - условная граница между зонами: I-зона дезинтеграции; II- зона гидратации; III- зона выщелачивания; IV-зона гидролиза; 28 -- условная граница между материнскими породами и породами КВ.

Материнские породы на изученной территории представлены основными - базальты и пикробазальты (Магматические..., 1983) и средними - андезибазальты и андезиты эффузивами и их вулканокластолитами, которые по составу аналогичны эффузивам; редко отмечаются осадочные породы, представленные пелитолитами. Породы карбонатизированные и некарбонатизированные. В них отмечаются породообразующие минералы — плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, обыкновенная роговая обманка, а также рудные – магнетит, пирит, гематит, лимонит, акцессорные - апатит, циркон, титанистые - анатаз, рутил и устойчивые — гранат. Отмечаются также вторичные минералы, представленные хлоритом, альбитом, пренитом, цеолитом, кальцитом, гидрослюда, соссюритом, эпидот-цоизитом, уралитом, биотитом, гидробио-

титом, вторичным магнетитом, кварцем и халцедоном. Для них характерны также псевдоморфозы почти всех вторичных минералов по темным и светлым силикатам и миндалины причудливых форм и концентрического строения, заполненные вторичными минералами; отмечаются прерывистые трещины, заполненные кварцем, халцедоном, пренитом, и жилы, заполненные кварцем и кальцитом. Присутствие в материнских породах вторичных минералов и соответственно им процессов изменения, а также наличие псевдоморфоз, миндалинов и жил, которые являются преобладающей формой заполнения пропилитизированных минералов, указывают на то, что еще до начала выветривания материнские породы претерпевают гидротермальное изменение - в основном, пропилитизацию.

Данные химических анализов показывают, что материнские породы характеризуются четко выраженной известково-щелочной природой, бедны щелочами, при этом натрий резко преобладает над калием.

Кора выветривания, как уже отмечалось, развивается на вулканогенной серии байоса и перекрывается верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями (см. рис. 1): первые — представлены аркозовыми песчаниками с базальным лимонитовым цементом, грубообломочными туфами дацита, пелитолитом и кислыми эффузивами (разрезы Шкмери и Паскнара), а вторые — граувакково-кварцевыми песчаниками (разрез Рицеула), известняками (разрезы Бороцина, Гварбджанистеге и Патара Гантиади), иногда вместе с песчанистой глиной с прослоями карбонатных конкреций (разрез Молити) и мергелями (разрез Бежугубани).

Породы КВ представлены такими же эффузивами и их вулканокластолитами, как и материнские, но более измененными.

Продукты изменения - оглинения, образованные в результате процессов поверхностного выветривания, представлены тонкодисперсным глинистым веществом, минеральный состав которого определить под микроскопом, без применения точных методов, невозможно.

Породы КВ изменены в различной степени, поэтому чтобы различать породы по степени их изменения, по количественному содержанию глинистого вещества и степени сохранности структуры основной массы, мы условно выделяем следующие разновидности (табл. 1).

Таблица 1

Разновидности пород по степени изменения количественного содержания глинистого вещества и степени сохранности структуры основной массы

Порода	Глинистое вещество, %	Структура основной массы
Почти свежие породы	0 – 10	Сохранена
Слабо измененные	10 – 30	Сохранена
Умеренно измененные	30 – 50	Сохранена местами
Измененные	50 – 70	Сохранена местами
Сильно измененные	70 – 90	Не сохранена или её реликты
Очень сильно измененные	90 – 100	Не сохранена

Минеральный состав тяжелых фракций пород КВ не отличается большим разнообразием. Отмечается магнетит (0-95%), лимонит (1-99%), гематит (1-5%), пироксен (0-99%), обыкновенная роговая обманка (ед. з. – 40%), циркон в туфах андезита и дацита (0-15%), апатит (0-40%), анатаз (0-2%) и рутил (ед. з.) в основных и средних породах; иногда отмечается отсутствие магнетита и пироксена в некоторых разрезах, что связано с их переходом в лимонит. Легкие фракции состоят из измененных зерен плагиоклаза (редко свежих), хлорита, кальцита, гидробиотита и очень часто из обломков глинистого вещества.

Кора выветривания характеризуется отсутствием пирита, что является одним из показателей начала процессов поверхностного выветривания; на поверхности пирит окисляется с образованием серной кислоты, которая наряду с другими факторами (вода, кислород, углекислый газ) еще больше разрушает породу. Отсутствие пирита дает возможность провести границу между материнскими породами и породами КВ, что весьма важно, т.к. непосредственного контакта материнских пород с породами КВ, как уже отмечалось, в исследованных районах не наблюдается.

Для определения минерального состава тонкодисперсного глинистого вещества из пород КВ были собраны пелитовые фракции (> 0, 001 мм) методом 24-часового отмучивания. Данные

рентгеноструктурного, термического, инфракрасной спектроскопии (ИКС) и химического анализа показали наличие в КВ хлорита, гидрослюда, монтмориллонита, галлуазита, метагаллуазита, каолинита, гиббсита и смешаннослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового образования (Чомахидзе, 1988, 1989, 1990): под галлуазитом мы подразумеваем двухангстремовый (А) маловодный минерал (Чекин, 1984) метастабильной фазы, образующийся до появления каолинита (Богатырев и др., 1998).

Определение минерального состава глинистого вещества КВ дало возможность установить стадийное преобразование минералов, которое начинается с разложения темных силикатов и, являясь важной особенностью развития КВ, связано с интенсивностью действия агентов выветривания (вода, кислород, углекислый газ и др.), изменяющуюся по мере удаления от поверхности. Установление стадийного ряда по темным силикатам – хлорит → гидрослюда → монтмориллонит → галлуазит и по светлым силикатам – гидрослюда → монтмориллонит → метагаллуазит → каолинит → гиббсит дало возможность установить общую стадийность преобразования минералов – хлорит → гидрослюда → монтмориллонит → метагаллуазит → галлуазит → каолинит → гиббсит. Присутствие во всех разрезах гидрослюда как в виде самостоятельных образований, так и в виде смешаннослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового образования указывает на его образование за счет светлых и темных минералов.

Установление минерального состава КВ и стадийности преобразования минералов дало возможность выделить следующие минеральные типы профилей выветривания: монтмориллонитовый с каолинитом (разрез Шкмери); метагаллуазитовый с монтмориллонитом и гидрослюдой (разрезы Бороцина, Гварбаджанисгеле); галлуазитовый с монтмориллонитом и гидрослюдой (разрезы Рицеула, Патара Гантиади); каолинитовый с монтмориллонитом и гидрослюдой (разрез Паскнара) с примесью (до 3%) гиббсита и смешаннослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового образования (разрез Бежатубани); гиббситовый с монтмориллонитом и каолинитом (разрез Молити); ассоциация гиббсита с каолинитом (а не с галлуазитом) характерна для древних кор выветривания (Богатырёв и др., 1998).

Как известно, стадийность минеральных преобразований рассматривается как результат процессов гидратации, выщелачивания, гидролиза и окисления, приводящих к образованию горизонтов различных по степени изменения, а следовательно и разных по минеральному составу, что приводит к образованию профиля выветривания с зональным строением; последнее обусловлено воздействием просачивающихся вниз кислых и почвенных растворов, рН которых с глубиной увеличивается достигая рН материнских пород, что хорошо видно из табл.2.

Таблица 2

Данные изменения рН материнских пород и измененных пород коры выветривания Цагерского района

№ обр.	рН	Наименование породы	Порода
235	7,35	Сильно измененный туф базальта	Коры выветривания
234	7,30	Сильно измененный туф пикробазальта	
40	7,75	Измененный туф базальта	
39 <sup>1</sup>	7,55	Умеренно измененный туф базальта	
37	7,05		
38	7,62	Слабо измененный туф андезибазальта	
К-63	8,60	Литокристаллокластический туф андезибазальта	Материнские породы
49	8,30		
54	8,00		
52	8,15	Литокристаллокластический туф базальта	
К-65	8,55	Андезибазальт	
К-58	8,55		
47-Б	8,75		
8	8,70		
9	8,05		
19 <sup>1</sup>	8,50	Базальт	

Петрографо-минералогические исследования, изучение химического состава, определение минералов и установление их стадийного преобразования в породах КВ дало возможность

выделить в КВ по процессам выветривания (Гинзбург, 1963) зону дезинтеграции, гидратации, выщелачивания и гидролиза.

З о н а д е з и н т е г р а ц и и выделяется условно, так как в изученных разрезах не наблюдалось непосредственного контакта материнских пород с породами КВ и фиксируется в нижней части КВ. Представлена базальтами и туфами андезибазальта и базальта, слабо и умеренно измененными и измененными разновидностями; иногда трещиноваты и рассечены карбонатными прожилками. Минеральный состав почти ничем не отличается от материнских пород.

З о н а г и д р а т а ц и и состоит из андезибазальтов, базальтов и редко – пикро – базальтов, а также из туфов андезибазальта, базальта и андезита; в основном отмечаются слабо и умеренно измененные, измененные и редко очень сильно измененные разновидности. Породы большей частью твердые, реже рыхлые, еще реже оглинившиеся. Минеральный состав такой же как и у материнских пород, но преобладают измененные зерна над свежими; появляются зерна плагиоклазов и темных силикатов, перешедших в глинистое вещество, а из вторичных минералов сохраняется хлорит, единичные зерна цеолита, гидробиотит и серицит. В этой зоне наблюдается идингсит - красно-бурый, едва плеохроичный с такой же интерференцией и боулингит - зеленый, агрегатный, как продукты замещения оливина (Дзоценидзе, 1948).

Коэффициенты (даны в молекулярных количествах) гидратации –  $H_2O$ : 1,01-4,39; выщелачивания- 4,09-11,07; глинизации – 3,20-6,97; выветривания – 0,92-1,59.

Зона характеризуется хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонит-галлуазитовым составом со смешаннослойным гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованием; в верхней части зоны гидратации отмечаются следы ( 1%) галлуазита.

З о н а в ы щ е л а ч и в а н и я представлена андезибазальтами, базальтами и андезитами, а также туфами андезита, андезибазальта и редко пикробазальта; отмечаются в основном умеренно измененные, измененные, сильно измененные и редко очень сильно измененные разновидности. Породы рыхлые, оглинившиеся и реже твердые. Первичные и вторичные минералы в основном такие же, как и в зоне гидратации, только увеличивается количество зерен плагиоклаза и темных силикатов, перешедших в глинистое вещество; основная и связующая массы часто полностью переходят в глинистое вещество; кроме того сохраняются иногда хлорит по роговой обманке, гидробиотит по пироксену и идингсит по оливину. Структура основной массы сохранена местами.

Коэффициенты гидратации изменяются –2-4,01; выщелачивания – 3,10-13,48; глинизации – 2,75-7,02; выветривания – 0,83-4,03.

Зона выщелачивания имеет гидрослюдисто-монтмориллонит-метагаллуазит-галлуазит-каолинитовый состав со смешаннослойным гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованием.

З о н а г и д р о л и з а состоит из сильно измененных туфов андезибазальта. Основная масса обломков эффузивов и связующая масса туфов в основном глинистая, местами же – лимонитовая и карбонатная. Структура основной массы не сохранена; сохраняется только порфиновая структура пород и темные силикаты, перешедшие в лимонит и магнетит. Большая часть светлых и темных силикатов переходит в глинистое вещество. Из вторичных минералов остается хлорит и единичные зерна цеолита. Породы рыхлые и оглинившиеся.

Зона гидролиза характеризуется гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинит-гиббситовым составом со смешаннослойным гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованием.

Коэффициенты гидратации – 1,91-2,08; выщелачивания – 7,71-19,04; глинизации – 1,65-2,11 и выветривания – 4,67-9,39. Кремневый модуль, представляющий собой отношение окиси алюминия к окиси кремния в весовых процентах, по данным химического анализа, равен 1,028 (разрез Молити) и 0,804 (разрез Бежатубани), что говорит о наличии свободного глинозема (т.е. не входящего в силикаты).

Выделения зон КВ дало возможность на основании зависимости между характером зональности и условиями выветривания определить на изученной территории общий полный генетический тип профиля выветривания с максимальным числом минеральных зон.

Кроме вышеприведенных исследований, нами были рассмотрены некоторые вопросы геохимии, касающиеся поведения окислов в разных зонах КВ.

Из всех существующих в настоящее время методов оценки поведения окислов в двух сравниваемых образцах из разных горизонтов (Роде, Страхов, Калужный, Перельман, Грязнов.; Додатко, Литвиненко, Рудник, Цибизов, Казицин, Богатырев, Бурков, Певзнер, Коробко и др) нами был выбран метод абсолютных масс Н.М.Страхова (1954), который исходит из того, что



величина объема пород при выветривании не остается постоянной, а изменяется. Сравнение поведения окислов дается по изменению количества окисла в  $\text{мг/см}^3$  породы -  $N (N=A \times \gamma / 100)$ , где  $A$  - весовое содержание окислов в процентах,  $\gamma$  - объемный вес породы); сравнение же процентного содержания окислов в образцах выражает лишь их соотношения в данном образце и потому по увеличению или уменьшению того или иного компонента нельзя судить о реальном выносе (или привносе) компонента в том или ином горизонте. Определение количества окислов  $\text{мг/см}^3$  породы по зонам во всех восьми разрезах показало тенденцию уменьшения снизу вверх, в основном, почти всех окислов -  $\text{SiO}_2 - 0,7-0,5$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,5-0,2$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,01-0,002$ ;  $\text{CaO} - 0,2-0,004$ ;  $\text{MgO} - 0,08-0,02$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 0,04-0,02$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,07-0,01$ , а также увеличение -  $\text{H}_2\text{O}^- - 0,04-1,00$  и  $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,07-1,15$ . Уменьшение содержания почти всех окислов и увеличение содержания низко- и высокотемпературной воды характерно для процессов выветривания (Гинзбург, 1963) и связано, с одной стороны, с выносом легкоподвижных элементов, а с другой, - с образованием монтмориллонита, метагаллуазита и каолинита. Окислы, которые выносятся из КВ, имеют низкие коэффициенты устойчивости элемента (отношение содержания элемента в  $\text{мг/см}^3$  в породах КВ к содержанию его в материнской породе):  $\text{CaO} - 0,01-1,56$ ;  $\text{MgO} - 0,06-1,89$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 0,01-1,04$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,05-1,95$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,13-1,89$  и др. Кроме того, вынос из КВ большинства элементов приводит к уменьшению объемного веса горных пород с  $2,01-3,73$  в материнских породах до  $1,14 - 2,35 \text{ мг/см}^3$  в породах КВ.

В заключение надо отметить, что кора выветривания на вулканогенной серии байоса образовывалась как в районах более тектонически активных - Гагрско-Джавская зона и Окрибско-Хреитская подзона, так и в районах менее тектонически активных - Дзирульский массив в условиях континентального режима (Дзоценидзе, 1963), гумидного (Страхов, 1962) и влажного тропического (Петросянц, Ясаманов, 1983) климата. Процесс корообразования доходил до зоны гидролиза; выше же лежащая зона окисления, по-видимому, или не образовывалась, или образовывалась, но не сохранялась из-за размыва.

### Литература

- Богатырёв Б.А., Жуков В.В., Дёмина В.Н. (1998). Развитие и изменения бокситов на разных стадиях литогенеза // Литология и полезные ископаемые. № 1. С 30-41.
- Гинзбург И. И. (1963). Типы древних кор выветривания, их проявления и классификация // КВ Вып.6. Региональные развития кор выветривания СССР. М.: Изд-во АН СССР. С. 71-102
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии // Монография 1. Тбилиси: Изд-во АН Грузии. 407с.
- Дзоценидзе Г.С. (1963). Древние коры выветривания в Грузии // Кора выветривания. Вып. 5.: Изд-во АН СССР. С. 125-133.
- Магматические горные породы (1983). Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч.1,II. М.: Наука. 365с.
- Петросянц М.А., Ясаманов Н.А. (1983). Климат юры Западной Европы и Кавказа // Изв. АН СССР. № 2. С. 126-129.
- Роква М.Л. (1960). Генетические типы огнеупорных глин // Тр. КИМСа. Вып. 1(3). С. 17-23.
- Страхов Н.М. (1954). Сравнительное литологическое изучение осадков // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР. 79с.
- Страхов М.Н. (1962). Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. С 205.
- Чекин С.С. (1984). Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука. 95 с.
- Чомахидзе Л.И. (1988). Минералы древней коры выветривания, развитой на байосской порфиритовой свите Цагерского района // Сообщ. АН ГССР. Т. 130. № 3. С. 585-588.
- Чомахидзе Л.И. (1989). Минералы древней коры выветривания на южной и северной перифериях Дзирульского массива // Сообщ. АН ГССР. Т.134. № 3. С. 581-584.
- Чомахидзе Л.И. (1990). Минералы древней коры выветривания, развитой на порфиритовой свите байоса в Амбролаурском и Онском районах // Сообщ. АН ГССР. Т. 138. № 1. С.93-97.

## ЛИТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ МАЙКОПСКОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Г.П.Туманишвили, Н.И.Хамхадзе

**Литогенез и минерогения майкопской формации Восточного Паратетиса. Г.П.Туманишвили,<sup>1</sup> Н.И.Хамхадзе.<sup>2</sup>** <sup>1</sup>Государственный геологический департамент Грузии, ул.Мосашвили, 24, 380062 Тбилиси; <sup>2</sup>Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

Рассмотрены литогенетические и минерогенетические особенности олигоцен-нижнемиоценовых отложений Восточного Паратетиса. На фоне активных тектонических перестроек протекали два независимых процесса – собственно осадочный, снос терригенного и растворённо-взвешенного материала и аномальный, ураганный привнос рудных и нерудных элементов в узком интервале времени. На фоне терригенной седиментации и сероводородного заражения майкопская формация представляется своеобразной эпохой, где наблюдается сочетание климатически апарогенетических элементов (Fe, Mn, Si, Ca, Mg, P, U, Sc, Re, Ba, Cu, галогены, каустобиолиты) и выделяется уникальная промышленная нижнеолигоценная марганцевая и верхнеолигоценная фосфатно-сульфидно-ураново-редкометаллическая минерогения, по своей мощности и распространению не имеющая пока аналога в фанерозое.

*fqvjcdkts gfhfstnbcbc vfbrijehb ajhvfwbcb kbsjutytpcb If vbythfutybf u\sevybidbkb'=  
y\[fv\ft²\ ¹cfmfhsdtkjc utjkjubbc cfttkvobaj ltgfhfnvtynt= vjcfdbkbc m\ 24= 380062 s,bkbc b²  
²rfdrfcbbc vbythfkehbytlktekbc bycnbnen= p\afkbfidbkb m\= 85= 380062 s,bkbc b\*

*ufy[bkekb fqvjcdkts gfhfstnbcbc jkbujwty-mdtlfvbjwtyehb yfktmt, bc kbsjutytnbehb If  
vbythfutybekb sdbct, eht, fy\ fmnbehb ntmnjybrehb ufhlfmvyt, bc ajypt vbulbyfhtj, If jhb Ifvj-  
erblt, tkb ghjwctb - cfreshbd lfyfktmb= nthbutyekb If uf[cybk-fnbdyfht, ekb vcfkbc itvjnyf If  
lhjbc vjrkt bynthdfkib= vflytekb If fhfvflytekb tktvtynt, bc= fyjvfkbehb= ptzfh, b lfuhtdt, f  
nthbutyekb ctlbvtynfwbcb If ujubhlo'fk, flbs vjofvdkbc ajypt vfbrijehb ajhvfwbcb ofhvjudblut, f  
sdbct, eh tgjmf= cflfw itbybiyt, f rkbvfnehfl fgfhfutytnekb tktvtynt, bc itsfdct, f (Fe, Mn, Si, Ca,  
Mg, P, U, Sc, Re, Ba, Cu, Jfkjutynt, b= rfecnj, bjkbst, b) If ufvjbj'af eybrfkehby= cfvhtodtkj  
mdtlfkbuwjwtyehb vfyufyevbfyb If ptlfkbuwjwtyehb ajcafneh-cekableh-ehfyek-bidbfs vtnfkf  
vbythfutybf= hjvtkcfw sdbcb cbv.kfdhbsf If ufdhwtk, bs /th fh vjtgd, f fyfkjub afythyjpekib\*

**Lithogenesis and minerageny of Maicop formation of Eastern Paratethys. G.Tumanishvili,<sup>1</sup> N.Khamkhadze.<sup>2</sup>** <sup>1</sup>The Department of Geology of Georgia, Mosashvili str., 24, 380062 Tbilisi; <sup>2</sup>Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi.<sup>2</sup>

The lithogeneous and mineragenetic peculiarities of the Eastern Paratethys of Oligocene-Lowermiocene terrigenous sediments have been considered. Against the background of tectonic reconstructions two independent processes took place – a proper sedimentary; a demolition of terrigenous and solute-suspended material and, within limited interval of time anomalous, hurviolet supply of metalliferous and non-metalliferous elements. Against background of terrigenous sedimentation and hydrosulphuric contamination Maicop formation represents a peculiar epoch, where a combination of climatic aparagenetic elements (Fe, Mn, Si, Ca, Mg, P, U, Sc, Re, Ba, Cu, halogens, caustobioliths) may be observed, and where Lower-Oligocene manganese and upper-Oligocene phosphate-sulphide-uranium-rare metallic minerageny, on still not having analogy in Phanerozoic by its expansion, is distinguished.

Майкопская формация Восточного Паратетиса на разных стратиграфических уровнях существенно обогащена хемогенными и биохемогенными крупными скоплениями марганца, железа, силиция, фосфора, урана и редких металлов, солей, каустобиолитов и др. Основные аспекты условий формирования олигоцен-нижнемиоценовых отложений и этих образований в разные периоды освещены в работах многих исследователей: А.Д.Архангельского, Н.М.Страхова, В.Л.Мерклина, А.А.Али-Заде, А.А.Габриеляна, Г.И.Семёнова, А.Г.Лалиева, О.С.Вялова, Д.Г.Сапожникова, Г.С.Дзоцендзе, А.А.Ворониной, А.Г.Авалиани, А.Г.Бетехтина, В.И.Грязнова, Г.А.Мачабели, П.Г.Данильченко, А.И.Махарадзе, Н.А.Ясаманова, Л.Н.Фармозовой и др., а также авторов настоящей статьи.

Эти региональные и локальные исследования отдельных областей Восточного Паратетиса свидетельствуют о том, что образование песчано-глинистой формации, помимо специфических литолого-фациальных, минералого-геохимических, палеогеографических и палеоэкологических условий, зависит от особенностей "тектонического режима, который наряду с климатом стоит за кулисами всех фациальных и физико-химических обстановок" (Страхов, 1960).

Ведущая роль тектонического фактора выявляется не только в создании палеогеографических обстановок, размеров акватории и геоморфологического характера дна бассейна, но и в локализации и размещении разнообразных осадочных полезных ископаемых.

Как известно, граница эоцен-олигоцена считается одним из важнейших рубежей тектогенеза в кайнозойской истории развития Земли. Именно на этом рубеже имели место те коренные тектонические перестройки (начало неотектонического этапа), в период которых были сформированы основные морфоструктуры рельефа нашей планеты и которые в последующее время с незначительными изменениями приобрели современный облик.

Важным событием этого периода для Паратетиса следует считать столкновение Афро-Аравийской и Евразийской литосферных плит (Зоненшайн и др., 1987). Причинно-следственные связи пиренейского тектогенеза определяются замыканием океана Тетис, палеогеографической перестройкой и образованием на его северной окраине от предгорий Альп до Тянь-Шаня включительно внутриконтинентального палеобассейна Паратетис (Бальди, 1981 и др.). В олигоцен-нижнем миоцене он представлял собой преимущественно морской бассейн, обычно именуемый майкопским, и характеризовался своеобразными условиями осадконакопления. В это время палеобассейн представлял собой активную тектоническую провинцию со сложной палеогеографией, расчленённую на отдельные опущенные и приподнятые блоки с характерной морфоструктурой: шельфами, материковыми склонами и ложем котловин. На напряжённую геодинамическую обстановку также указывают проявленные Пиренейская, Савская и Штирийская фазы тектогенеза. На таком фоне формировались отдельные сегменты палеобассейна с ярко выраженными континентальной и субокеанической кора́ми (Мстиславский, 1980), которые соединялись друг с другом отдельными проливами и островами архипелагов.

Поздний эоцен – время постепенно усиливающегося равномерного прогибания, характеризующееся ограниченным поступлением в бассейн седиментации обломочного материала, что в свою очередь связано с резким сокращением размывающихся участков суши.

В олигоцене резко изменился тектонический режим и вслед за карбонатонакоплением отлагается монотонная глинисто-песчаная толща майкопа. Мощность олигоцена-нижнего миоцена в два с лишним раза превышает мощность эоцена. Резкие перепады мощностей олигоценых отложений, быстрая смена фаций и фауны от мелководных до почти абиссальных, протекающих на коротком расстоянии вдоль узких линейных зон, в пределах которых в фундаменте и частично в осадочном чехле установлены глубинные разломы – всё это указывает на то, что майкопский бассейн был водоёмом отчётливо проявленного "котлованного типа" (Мстиславский, 1980).

Мергели позднего эоцена служат, главным образом, основанием олигоценых отложений, но встречаются и такие районы, где последние расположены на более древних – от средне-эоценовых до протерозойских включительно, что указывает на расчленённость рельефа морского дна и дифференцированный характер тектонических движений.

На фоне общего прогибания и регрессивного характера, наряду с развитием компенсированных и некомпенсированных глубоководных котловин, районами "нулевой" седиментации и образованием предгорных и межгорных прогибов, отдельные блоки палеобассейна испытывали значительные поднятия, что было обусловлено раздробленностью фундамента и частично осадочного чехла.

В отдельных компенсированных осадочно-породных бассейнах накапливались мощные и сверхмощные (2,0-7,0 км) отложения, которые установлены в Персидском заливе, в южном и среднем Каспии, в Закавказье, на Северном Кавказе, в Азовском и Чёрном морях, в Паннонской впадине, в Предкарпатских и Предальпийских прогибах и в Средиземном море (Геология и минерагения..., 1993).

Рубеж эоцен-олигоцена, кроме крупных тектонических перестроек, ознаменовался и климатическими изменениями. В раннем олигоцене произошло относительное похолодание (Чепалыга, 1987). В это время фиксируется смена субтропической растительности эоцена, обеднённой растительностью умеренно гумидного облика. В палеобассейне отмечается регрессия, про-

является Пиренейская фаза тектогенеза. В конце нижнего олигоцена отмечается субпотепление климата и субтрансгрессия. В среднем олигоцене происходит похолодание климата, регрессия моря и изоляция от Океана. Намечается гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана. В верхнем олигоцене происходит потепление климата, отмечается субтрансгрессия, восстанавливается связь Паратетиса с Атлантическим океаном через современное Северное море. В раннем нижнем миоцене происходит потепление климата и трансгрессия палеобассейна. Проявляется Савская фаза тектогенеза. Намечается связь Паратетиса с Индийским океаном через территорию современного Ирана. На рубеже нижнего и среднего миоцена происходит похолодание климата, регрессия палеобассейна, проявляется Штирийская фаза тектогенеза. Отмечается гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана. Поэтому в совокупности с движениями литосферных плит и фазами орогенного тектогенеза (механизм: растяжение-погружение – происходит трансгрессия моря; сжатие-поднятие – регрессия), а также гляциоэвстатическими движениями и связью с Мировым океаном проявляются трансгрессивно-регрессивные циклы и изменение климата в пределах палеобассейна и прилегающей суши.

Отложения безрудной майкопской серии внешне однотипны (глины, алевролиты, песчаники, гравелиты, карбонатные породы), однако их петрографический состав существенно разнообразен. В становлении пород типично майкопских образований немаловажную роль сыграли размываемые суши, которые питали единый осадочно-породный бассейн. По составу пород питающие провинции коренным образом отличались друг от друга. По всему региону в палеобассейне размывались метаморфические, магматические, вулканогенные и осадочные породы разнообразного состава от архейско-протерозойских до эоценовых мергелей включительно.

Несмотря на разнообразность петрофонда питающих областей, в большинстве разрезов майкопа встречаются коричнево-чёрные майкопские глины, обогащённые рассеянным органическим веществом и тонкодисперсным пиритом, являющимися одним из главных показателей заражения морской среды сероводородом. На разных участках Восточного Паратетиса в этих отложениях средние содержания С орг. составляют 2-4%, а кроме того коэффициент стагнации определяется и отношением Mo/Mn (Холодов, Недумов, 1991). Геохимическим индикатором сероводородного заражения бассейна служат, с одной стороны, высокие концентрации молибдена, а с другой – пониженные содержания марганца в породе, обогащённой молибденом. В палео- и современных бассейнах, в которых воды были заражены сероводородом, коэффициент стагнации в осадках колеблется от сотых долей до десятых, в бассейнах с кислородным режимом он падает до тысячных долей. Такие ситуации окислительно-восстановительных обстановок установлены, с одной стороны, в водах и осадках Каспийского, Азовского и Средиземного, а с другой – Балтийского и Чёрного морей.

На основании сравнительно-геологического метода древними гомологами черноморских осадков, обогащённых органическим веществом в условиях сероводородного заражения, И.И. Андрусов, А.Д.Архангельский, Н.М.Страхов, Л.Ш.Давиташвили и др. с давних пор считали олигоцен-нижнемиоценовые отложения Черноморско-Каспийского региона. Поэтому и является актуальной проблема изучения литогенеза и минерации отдельных осадочно-породных бассейнов, образующихся в условиях сероводородного заражения в фанерозое на фоне реконструкции геодинамических перестроек в пределах континентального блока, так как такие палеобассейны представляются улавливающими физико-химическими системами для целого ряда химических элементов.

Известно, что минералообразование на стадиях седименто- и литогенеза, а также в зоне гипергенеза во многом зависит от влияния газовой составляющей ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$  и др.) растворов и водной среды. Именно эта группа "активных" газов в сочетании с осадками или породой формирует физико-химическую обстановку среды. Прямым подтверждением широкого развития  $H_2S$  и  $CO_2$  в олигоцен-нижнемиоценовом палеобассейне являются многочисленные "металлоносные рыбные кладбища" (Туманишвили, 1985; Столяров, Коченов, 1995 и др.), а в зонах гипергенеза – обогащение типично светло-коричневых майкопских глин ярозитом, лимонитом и гипсом. А что самое примечательное – существование огромных рудных полей седиментационно-диагенетических и, возможно, катагенетических карбонатных руд на марганцевых месторождениях.

В относительно глубоководных глинистых фациях майкопа на разных уровнях встречаются разноразмерные линзовидные, конкреционные и септариевые тела. Они представлены карбонатами Fe, Mn, Ca, Mg или их смесями. Среди этих карбонатов привлекают внимание доло-

митовые образования нижнего миоцена Северного Кавказа. Аномальность доломита (как первичного, так и вторичного) и широкое распространение выражается его положением среди разнофациальных песчано-глинистых отложений, когда в пределах Восточного Паратетиса признаки аридизации и "классических" эвапоритовых условий полностью отсутствуют (Калиненко, 1990).

Образование карбонатных тел майкопской фации Восточного Паратетиса парагенетически связано также с нефтегазопроизводящими и нефтегазоносными отложениями (Павлов, 1989), которые в региональном масштабе являются классическим примером генерационно-аккумуляционной системой углеводородов.

Известно, что метан и более тяжёлые углеводороды подвергаются микробиологическому окислению с образованием  $\text{CO}_2$  в качестве одного из конечных продуктов метаболизма (Калиненко, 1990). Такой процесс, возможно, сыграл значительную роль в формировании карбонатных линзовидных, конкреционных и септариевых тел майкопской фации.

Подобные явления установлены в осадках сероводородной зоны Чёрного моря в районах метановых газовыделений (Иванов и др., 1991). На границе осадок-морская вода наблюдаются арагонитовые округлой или эллипсоидальной формы образования диаметром 0,5-1,5 м. В простройках видны маленькие каналы и "кратеры", через которые периодически выделяются струи пузырьков газа. В нерастворимом остатке обнаружены кремнезём, пирит и органическое вещество. Следует подчеркнуть, что эти карбонатные голоценовые образования имеют возраст (по  $^{13}\text{C}$ ) 3,5-7,0 тыс. лет.

Аномальным выглядит на фоне терригенной седиментации и сероводородного заражения хемогенное карбонатонакопление, которое резко вклинивается во времени и в пространстве в осадочный процесс. Физико-химические условия образования марганцевых руд в отдельных бассейнах майкопского моря объясняются существованием углекисло-сероводородной системы. Высокая заражённость  $\text{H}_2\text{S}$  способствовала сохранению марганца в растворе, при уменьшении же концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  карбонаты марганца выпадали в осадок.

В пределах марганцевых месторождений наличие в продуктивных пластах самостоятельных прослоев гётита и гидрогётита, а также отсутствие сидерита в марганцеворудном горизонте указывают на то, что в целом рудонакопление происходило в окислительных условиях, что и способствовало совместному развитию оксидных и карбонатных минералов марганца, а также манганита. Об этом же свидетельствует и приуроченность марганцевых руд к песчаным фациям зоны шельфа.

Если рассматривать развитие Паратетиса в целом (Восточный и Западный), как единую непрерывную последовательность геологических событий, то на фоне терригенной седиментации и сероводородного заражения олигоцен-нижнемиоценовые отложения в общем объёме терригенной формации, образовавшейся за период 38-18 млн. лет, указывают на своеобразную направленность геологических и минерагенических явлений, присущих отложениям майкопа. Разнообразие и целостность осадочного породо- и минералообразования (на уровне промышленных концентраций – породы/руды) являются сложной функцией многих факторов – геодинамических, литогенетических, геохимических и др.

Минерагенические особенности Паратетиса подчиняются стратиграфическому контролю и в целом представляются в следующем виде.

1. К нижнеолигоценным отложениям приурочены марганцевые месторождения Украины (Никопольский район, Бол.Токмак), Грузии (Чиатура, Квирильская группа, Шкмери), Казахстана (Мангышлакская группа), Болгарии (Варненский район, Оброчиште и др.); рудопроявления оолитовых железных руд Казахстана (Северо-Приаральская группа); фосфатно-сульфидно-ураново-редкометалльные рудопроявления России (Волго-Донский регион), Казахстана (п-ов Бузачи), Грузии (Квирильская группа); месторождения и проявления силицитов Грузии (Чиатура, Квирильская группа, Шкмери и др.), России (Предкавказье), Украины (Карпаты), Казахстана (Мангышлак); месторождения и проявления горючих "сланцев" Украины (Карпаты); рудопроявления желваковых фосфоритов Грузии (Рача-Лечхуми), Австрии; месторождения минеральных солей Испании (Каталония, Навара).
2. К средне-верхнеолигоценным отложениям приурочены марганцевые рудопроявления Грузии (Рача-Лечхумская, Вани-Багдадская, Мегрельская, Картлийская группы), Венгрии (Эгер-Демьен), Турции (Восточно-Фракийская группа), Украины (с.Бурымка, Днепровско-Донецкая впадина); месторождения и рудопроявления оолитовых железных руд России

- (Тургайский прогиб, Зап.Сибирь), Казахстана (Северо-Приаральская группа, Лисаковское-Прииртышье); фосфатно-сульфидно-ураново-редкометальные месторождения, рудопроявления и проявления России (Волго-Донский регион), Казахстана (Мангышлак), Грузии (Квирильская, Рача-Лечхумская, Мегрельская группы, Гурия, Чиатура), Азербайджана (Шемаха, Кобыстан), Болгарии (Варненский район), Югославии, Германии; месторождения медистых песчаников Испании (группа Биель-Эбро); титан-циркониевые россыпи Казахстана (Сев.Казахстан), России (Зауралье); месторождения и проявления бурых углей и лигнитов России (Южно-Уральский бассейн), Украины (Днепровский бассейн), Грузии (Ахалцихе), Белоруссии (Припятский бассейн), Германии (Верхняя Бавария); месторождения и проявления горючих "сланцев" Украины (Карпатская группа, Днепровско-Донецкая впадина), России (Сев.Осетия, Краснодарский край), Азербайджана (Кусары-Кубинская группа), Армении (Дилижан), Болгарии (Димитровск); месторождения бентонитов Грузии (Адигенская группа), Югославии; месторождения и проявления минеральных солей, гипса и ангидрита Украины (Карпатская группа), Румынии, Чехии и Словакии (полоса Карпатской дуги), Германии (Баден), Франции (Эльзас), Азербайджана (Нахичеванская группа), Армении (Приереванская группа), Турции (группа Сиваса).
3. К нижнемиоценовым отложениям приурочены марганцевые месторождения и рудопроявления России (Лабинская группа); фосфатно-сульфидно-ураново-редкометальные рудопроявления России (Предкавказье); месторождения и проявления бурых углей и лигнитов Украины (Днепровский бассейн), России (Южно-Уральский бассейн), Чехии (Мостецкий и Соколовский бассейны), Венгрии (район Ноград), Румынии (Петрошанский бассейн), Югославии (Дравско-Савский бассейн), Турции (Кутахья); месторождения и проявления горючих "сланцев" Украины (Ново-Димитровск, Песочненск); месторождения и проявления минеральных солей, гипса и ангидрита Украины (Карпатская группа), Румынии, Чехии и Словакии, (полоса Карпатской дуги), Азербайджана (Нахичеванская группа), Армении (Приереванская группа), Турции (группа Сиваса), Ирана (Маман); проявления силицитов Южной Грузии (район Бакуриани).

Как было отмечено выше, олигоцен-нижнемиоценовые отложения в региональном масштабе считаются нефтегазопроизводящими и нефтегазоносными образованиями. В большей части Паратетиса песчаники и алевролиты, а по краям палеобассейна (на юго-востоке и северо-западе) рифовые и трещиноватые известняки являются вмещающим угледородных скоплениями. Месторождения нефти и газа разного промышленного ранга установлены на территориях и в акваториях Ирана, Ирака, Пакистана, Азербайджана, Грузии, России, Украины, Болгарии, Румынии, Венгрии, Германии, Австрии, Италии (Паффенгольц, 1979; Джиноридзе и др., 1980; Быховер, 1984; Геодекян и др., 1991; Коченов, Столяров, 1996).

Здесь выделяется уникальная промышленная нижнеолигоценовая марганцевая и верхнеолигоценовая фосфатно-сульфидно-ураново-редкометальная минерация, по своей мощности и распространению не имеющая пока аналога в фанерозое. В геохимическом отношении эти два уровня наивысшего ранга. Для данной формации более низкому геохимическому уровню соответствуют (по общим минеральным ресурсам) скопления оолитовых железных руд, нефти и газа, бурых углей и лигнитов. Более локальными и ограниченными являются скопления минеральных солей, гипса и ангидрита, горючих "сланцев", медистых песчаников, силицитов и т.д.

В промышленно-генетических классификациях крупные и уникальные месторождения располагаются рядом с мелкими и средними, хорошим примером которых представляется данная минерогенетическая эпоха Паратетиса.

Совпадение всех факторов или большинства из них, которые образуют крупные или уникальные стратиформные рудные и нерудные месторождения, событие редкое.

Образование крупного или уникального по масштабам месторождения событие действительно редкое, однако возможное, но какова же возможная частота его во времени? (Салихов, 1991). Ссылаясь на классификацию прерывистых процессов по частоте скачков (тип прерывистых процессов – регулярные, обычные, повторяющиеся, случайные, редкие), выясняется, что случайные события проявляются не ранее чем через 100 млн.лет, а редкие – могут проявиться один раз в 1 млрд.лет.

Анализ материалов по стратиформным марганцевым месторождениям в терригенных толщах подтверждает приводимые цифры и показывает, что количество таких по масштабам месторождений за геологическую историю Земли не выходит далеко за пределы первого десятка.

Стратиформные марганцевые месторождения Мира, связанные с терригенными формациями фанерозоя, распространены следующим образом – верхний карбон-нижняя пермь (Пайхой – Новая Земля, Россия); нижний мел (Грут-Айленд, Австралия); нижний олигоцен (Никополь, Бол.Токмак, Чиатура, Варна).

Таким образом, только в пределах Восточного Паратетиса размещены четыре марганцеворудных района с общими первичными геологическими ресурсами более 4 млрд. тонн марганцевой руды, а всего в Мировом масштабе их шесть.

Азово-Каспийская фосфатно-сульфидно-ураново-редкометалльная провинция верхнего олигодена пока не имеет аналога и остаётся единственным редчайшим промышленным объектом в пределах континентального блока.

Образование уникальных по запасам полезного ископаемого месторождений, видимо, является результатом тех геолого-геохимических катаклизмов, которые имели место в геологической летописи Земли как глобальные структурные преобразования на рубеже кембрия и докембрия, палеозоя и мезозоя, мезозоя и кайнозоя (Салихов, 1991). Видимо, аналогичный процесс протекает и в олигоцене-нижнем миоцене, когда отмирает последний палеоокеан Тетис и с неотектонического этапа формируется средиземноморский субокеанический бассейн Паратетис (Хамхадзе, Туманишвили, 1991).

В пределах палеобассейна наблюдается определённая закономерность в распределении отдельных видов месторождений; так, например, для металлов – железо накапливается в северо-восточной части Паратетиса (Приаралье и др.); марганец, в основном, - в центральной части (Черноморско-Каспийская область); уран и редкие металлы - в Азово-Каспийском регионе; медь – в западной части Паратетиса. Для неметаллов – минеральные соли, гипс и ангидрит накапливаются в западной и юго-восточной части палеобассейна и тяготеют к ареалам развития олигоцен-нижнемиоценового вулканизма; органогенные фосфориты развиты, по большей части, в Черноморско-Азово-Каспийском регионе. Силициты, бурые угли и лигниты, а также горючие "сланцы" разбросаны по всему палеобассейну. Надо отметить, что силициты и органогенные фосфориты парагенетически связаны с марганцевыми, уран-редкометалльными и сульфидными скоплениями.

Фациально-палеогеографическая обстановка на фоне столкновения Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит показывает сложную картину в пределах Альпийско-Тяньшаньского складчатого пояса в олигоцен-нижнемиоценовое время. Области современной территории Таджикистана, Афганистана, Туркмении, Ирана, Турции, Кавказа, Крыма и Карпатско-Альпийского региона представляли собой сложный архипелаг островов, сочленявшийся с глубоководными предгорными и межгорными тектоническими впадинами (котловинами) Южного Мангышлака, Южного и Среднего Каспия, Предкавказья, отдельные районы Кавказа, Азовского и Чёрного морей, Паннонской впадины и других погружавшихся регионов Карпатско-Альпийской области. В течение олигодена-нижнего миоцена система островов постепенно развивалась и становилась отдельными горными сооружениями. К северу от нее была проявлена протяженная система палеоподнятий, прослеживавшаяся от Украинского кристаллического массива через кряж Карпинского к структурам Горного Мангышлака.

Эти районы в палеогеографическом отношении маркировали внешнюю часть обширной шельфовой области юга Русской платформы и Туранской плиты. Интенсивно погружавшиеся участки Чёрного и Азовского морей, Предкавказья, Среднего и Южного Каспия и др. геоморфологически, скорее всего, представляли собой систему глубоководных приостровных желобов с крутыми склонами.

Глубоководность майкопского палеобассейна устанавливается также по остаткам глубоководных светящихся рыб и многочисленным реликтам пелагической, океанской ихтиофауны: акул, тунцов, китообразных, тетраптурусов и др. (Мстиславский, 1980).

На фоне палеогеографических и неотектонических перестроек и терригенного осадконакопления привлекает внимание интенсивность проявления эндогенного режима в пределах Паратетиса. Очаги олигоцен-нижнемиоценового вулканизма (подводный и надводный) установлены в пределах Малого Кавказа (Армения, Азербайджан), в Карпатах (Украина, Венгрия, Румыния, Чехия и Словакия), на Родопском массиве (Болгария), в центральной и южной Анатолии (Турция), в центральном и юго-западном Иране, в Копетдаге (Туркмения), а бентонитовые месторождения Адигенской группы (Южная Грузия) и Югославии указывают на существование вулканизма в Аджаро-Триалети и Динаридах. Туффиитовые прослои, фиксируемые на четы-

рёх уровнях в фосфатно-сульфидно-ураново-редкометалльных рудовмещающих отложениях на обширной территории северо-западной части Южного Мангышлака, также указывают на вулканическую активизацию региона (Шарков, 2000).

В отмеченных регионах продукты вулканизма представлены андезитами, андезито-базальтами, дацитами, липаритами и их туфами. По сравнению с эоценовым вулканизмом олигоцен-нижнемиоценовый имеет ограниченный характер, но иногда его мощность достигает 1,0-1,5 км (Паффенгольд, 1979; Раст, 1982). О начале коллизии в этом поясе свидетельствуют эоцен-олигоценные и олигоцен-миоценовые внедрения кислых и щелочных интрузий (Саркисян и др., 1987).

Об эндогенной минерализации и тектоно-магматической и гидротермальной активизации олигоцен-миоценового возраста свидетельствуют рудопроявления и проявления хромитов и асбеста на Кипре; флюорита и свинцово-цинкового оруденения в Болгарии; флюорита в Чехии; марганца в Армении; меди в Иране; вольфрама и молибдена в Таджикистане (Быховер, 1984).

Процессы литогенеза непосредственно связаны с таким чутким "термобарометром", как органическое и глинистое вещество, которое прямо пропорционально реагирует на смену параметров среды.

Для олигоцен-нижнемиоценового палеобассейна "термобароперерами" могут служить лигниты, бурые угли, рассеянное органическое вещество и глинистые минералы. Последние представлены на разных частях палеобассейна монтмориллонитом, гидрослюдой, их смешаннослойными образованиями, глауконитом, реже каолинитом, хлоритом и др. В целом, в процессе седименто- и литогенеза глинистые осадки под воздействием физико-механических процессов проходят последовательно стадии илов, собственно глин, аргиллитов и в глубоководнопогруженных зонах даже переходят в сланцеватые глины.

На месторождениях бурых углей и лигнитов эти образования находятся по степени метаморфизма органического вещества на этапах от ПК<sub>1</sub> до ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub>, а на месторождениях Румынии (Южные Карпаты) в глубоководнопогруженных флангах они даже переходят в каменные угли – степень метаморфизма МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub>. Например, в пределах Кавказского сегмента рассеянное органическое вещество в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях находится на этапе протокатагенеза (ПК<sub>2-3</sub>) и частично мезокатагенеза (МК<sub>1</sub>). Постепенное увеличение степени превращения пород наблюдается в сторону глубоководнопогруженных частей палеобассейна, достигая уровня мезокатагенеза – МК<sub>3</sub> (Чичуа и др., 1985).

Построенная нами модель прогрева центральной зоны нефтегазообразования в Восточной Черноморской впадине, где общая мощность осадочного чехла достигает 15 км, а мощность олигоцен-нижнемиоценовых отложений - 5 км, показывает, что нижняя её часть не выходит за пределы мезокатагенеза – МК<sub>3</sub>. Отсюда можно сделать вывод о том, что в глубоких впадинах (за редким исключением) Восточного Паратетиса мощные и сверхмощные осадки олигоцен-нижнемиоценового миоцена, обогащённые рассеянным органическим веществом, находятся на стадии мезокатагенеза и они могут быть очагами-источниками углеводородов нефтяного ряда. Такие элизионные системы могут являться очагами газодонных флюидов, насыщенных разными химическими элементами. Фациальные взаимопереходы солеродных толщ и вулканогенных образований на Малом Кавказе и в Карпатах заставляют по-новому осмыслить образование гипса, ангидрита, хлоридов натрия и калия при отсутствии аридного климата в олигоцен-нижнемиоценовое время.

Как показывает фактический материал, отдельные депрессионные зоны палеобассейна пространственно и генетически связаны с зонами влияния глубинных разломов, которые зафиксированы как в кристаллическом фундаменте, так и в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле. Отдельные крупные минеральные скопления в большинстве случаев находятся на периферии таких депрессионных зон, а также в сфере влияния глубинных разломов. Как уже отмечалось, отдельные макро- и микроблоки, в пределах которых размещались отдельные мелкие водоемы с размываемыми сушами, являлись производными этих тектонических нарушений. Рудные и нерудные элементы поступали в морской бассейн из глубин по тектоническим ослабленным зонам и только потом происходило их перераспределение в водоеме.

**Заключение.** Во время формирования терригенной майкопской формации существовал умеренно-влажный гумидный климат, для которого характерен определенный набор химических рудных и нерудных элементов. Фактический материал показывает, что с последними ассо-



цируют элементы аридного литогенеза. Сочетание элементов, климатически апарогенетических, еще больше осложняет расшифровку этапа седиментогенеза.

В палеобассейне Восточного Паратетиса протекали два независимых процесса: собственно осадочный – снос терригенного и растворенно-взвешенного материала и аномальный – ураганный привнос рудных и нерудных элементов в узком интервале времени. Процесс гипергенеза на суше и седиментогенеза в бассейне в таких ситуациях находится в противоречии, и на фациально-литологическом профиле палеобассейна нарушается "классическое" геохимическое распределение элементов. Эти регионы геологически "мгновенно" были обогащены громадными скоплениями хемогенных и биохемогенных образований на фоне региональной терригенной седиментации и сероводородного заражения.

Сочетание благоприятных экзо- и эндогенных факторов и наличие глубинного источника разнообразных рудных и нерудных элементов обуславливали формирование месторождений разного геохимического ранга в терригенной толще олигоцена-нижнего миоцена.

### Литература

- Бальди Т. (1981). Ранняя история Паратетиса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 2. С.31-37.
- Быховер Н.А. (1984). Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.: Недра. 575 с.
- Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. (1991). Геологическая история и нефтегазоносность континентальных окраин в центральном секторе океана Тетис // Сов. геол. № 10. С. 3-10.
- Геология и минерагения позднеюрско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах. (1993). М.: ВНИИзарубежгеология. 548 с.
- Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Горбов А.Н., Раевский В.И. (1980). Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси: Мецниереба. 371 с.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. (1987). Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М. С.104-115.
- Иванов М.В., Поликарпов Г.Г., Леин А.Ю. и др. (1991). Биогеохимия цикла углерода в районе метановых газовыделений Черного моря // ДАН СССР. Т.320. № 5. С.1235-1240.
- Калиненко В.В. (1990). Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука. 236 с.
- Коченов А.В., Столяров А.С. (1996). Проблема генезиса марганцевых и ураново-редкометаллических руд в майкопской формации // Лит. и пол. ископ. № 2. С.182-195.
- Мстиславский М.М. (1980). Палеосубокеанические и металлогенические особенности размещения марганца в олигоценую эпоху на юге СССР // ДАН СССР. Т.254. № 2. С.443-446.
- Павлов Д.И. (1989). Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // Геол. рудн. месторождений. Т.31. № 2. С.80-91.
- Паффенгольц К.Н. (1979). Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. Л.: Недра. 255 с.
- Раст Х. (1982). Вулканы и вулканизм. М.: Мир. 319 с.
- Салихов В.С. (1991). Уникальность – неповторимое качество месторождений // Сов. геол. № 3. С.70-76.
- Саркисян О.А., Садоян А.А., Джрбашян Р.Т. и др. (1987). Фациально-палеогеографические обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена Закавказья // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Т.XL. № 2. С.3-12.
- Столяров А.С., Коченов А.В. (1995). Металлоносность майкопских отложений Мангышлака // Лит. и пол. ископ. № 2. С.161-172.
- Страхов Н.М. (1960). Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 214 с.
- Туманишвили Г.П. (1985). О парагенезисе марганцевых руд и рыбных остатков // Лит. и пол. ископ. № 3. С.123-124.
- Хамхадзе Н.И., Туманишвили Г.П. (1991). Региональная тектоно-минерагеническая модель марганцевосности Восточного Паратетиса // Геология, прогнозирование и технологическая оценка месторождений полезных ископаемых Кавказа. Вып. XXII (15). М.: Недра. С.177-182.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991). О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12. С.74-82.

- Чепалыга А.Л. (1987). Климатические события Кайнозоя Паратетиса // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука. С.214-225.
- Чичуа Б.К., Агулов А.П., Киласония З.Н. и др. (1985). Постседиментационные преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья // Лит. и пол. ископ. № 4. С.87-96.
- Шарков А.А. (2000). Особенности строения и условия формирования органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Южного Мангышлака // Лит. и пол. ископ. №3. С.290-307.

# ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТКИБУЛЬСКОГО УГЛЕННОГО РАЙОНА И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Б.К.Чичуа, Д.Ю.Папава\*, З.Н.Киласония, В.Г.Иорашвили, А.И.Суладзе

**Органическое вещество мезозойских отложений Ткибульского угленосного района и проблема образования залежей углеводородов.** Б.К.Чичуа, Д.Ю.Папава\*, З.Н.Киласония, В.Г.Иорашвили, А.И.Суладзе. Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси. \*А.О «Грузнефть», ул.М.Костава, 65, 380009 Тбилиси.

В работе дается оценка количества, состава и степени углефикации основных типов органического вещества мезозойских отложений Ткибульского района. Установлено, что значительная часть углей принадлежит керогену типа 11. Следовательно, можно считать, что органическое вещество района является генератором не только газа, но и нефти. На основании анализа геолого-геофизического материала выделены перспективные площади для проведения более детальных прогнозных и поисковых работ на газ и нефть. Высказывается мнение о необходимости пересмотра материалов по другим угленосным районам Грузии с целью оценки их нефтегазоносности.

n'b,ekbc yf[i]bhbfyb hfbjybc vtpjpehb yfktmt, bc jhufyekb ybdsbtht, f lf yf[i]bho'fk, flt, bc ofhvjmvybc ghj, ktv\ , \ xbxef= \ gfgfdf= p\rbkfcjyb\ d\ bjhfdibkb= \ cekf.\ rfdrcbbc vbythfkehb ytlktekbc bycnbnenb= P\ afkbfidibkbc m 85= 380062 s, bkbc\ \ c\ c\ @cfmydsj, b@= \ rjcnfdfc m 65= 380009 s, bkbc

ihjyfib itafct, ekbf n'b, ekbc hfbjybc vtpjpehb yfktmt, bc jhufyekb ybdsbtht, bc .bhbsflb nbgt, b= vfsb hfjlyj, f lf vtnfvjhabpvc [fhbc\b\ lf lutybkb= hjv yf[i]bht, bc vybidytkjdyb yfobkb ufytresdyt, f rthjutybc 11 nbgc\ itcf, fvbcfl= itb. kt, f xfsdfkjc= hjv hfbjybc jhufyek ybdsbtht, fc ite. kbf fhf v[j]kl cfodfdb ufpbcb= fhvlt yfdsj, bc utyhfwb\ utjkubeh\_ utjabpbrehb vfcfkbc fyfkbpbcb cfae. dtkpt ufvj'jabkbf gthcgtnnbekb vjtlyt, b yfdsj, pt lf ufppt eahj ltnfkehb cfghjuypj lf cf. bt, j cfveifjt, bc xcfnfht, kfl\ ufvsjmvkbf vjcfpht, f bvbc itc[t, = hjv vbpfyitojykbcb cfmfhsdtkjc c[df yf[i]bhbfyb hfbjyt, bc utjkubehb vfcfkbc f[kt, ehb bynthghtnfwb= vfsb yfdsj, ufpbfyj, bc itafct, bc vbpybs\

**The Organic Matter of the Mesozoic sediments of Tkibuli Coal Region and Problem of Forming Hydrocarbon's Deposits.** B.K. Chichua, D.Y. Papava\*, Z.N. Kilasonia, V.G. Iorashvili, A.I. Suladze. Caucasian Institute of Mineral Resources. 85, Z. Paliachvili str. 380062, Tbilisi. \* Joint-stock company "Georgia oil" 65 str. M. Kostava, Tbilisi.

The estimate of quantity, content and degree of the carbonification is now posed for the main types of the organic matter of the Mesozoic sediments of Tkibuli coal region. The considerable parts of coals has been estimated to belong to the kerogen type 11. Consequently, the organic matter of the region should be regarded as the source not only of gas but oil too. From the geologic-geophysical analysis it was possible to distinguish the perspective areas for conducting more detailed prognostic and prospecting works on gas and oil. It is necessary to look over the materials for other regions of Georgia with the purpose to estimate their oil and gas content.

Вопросы генерации и распределения углеводородов (УВ) в процессе углефикации органического вещества (ОВ) являются предметом широкого обсуждения. В этой области следует выделить две взаимосвязанные проблемы: проблему газоносности угольных месторождений и проблему образования из продуктов углефикации самостоятельных промышленных залежей газа или нефти.

В статье обсуждается, в основном, вторая проблема на примере Ткибульского месторождения. Для обсуждения этой проблемы необходимо рассмотреть следующие вопросы:

## 1. Оценка общего количества и состава ОВ Ткибульского района.

Для оценки общего количества ОВ использованы запасы углей всех категорий с учетом накопленной суммарной добычи и размыва углей за постинверсионный период. На основании материалов крупномасштабного картирования (Леквинадзе, 1960; Эдилашвили, 1964), мы считаем, что площадь накопления угленосной свиты составляла примерно 300-350 км<sup>2</sup>. Минимальные значения этих цифр принимаются нами для оценки углей или концентрированного органического вещества (КОВ) и для расчета количества рассеянного органического вещества (РОВ) (табл.1).

Из таблицы 1 видно, что количество РОВ в 3-4 раза превышает количество КОВ.

Необходимо учитывать, что в процессе углефикации генерация метана и других углеводородных газов происходит за счет чистого беззольного ОВ. На этом основании в таблице 2 общее количество углей пересчитано на чистую органическую массу. Именно эта масса принимается за основу при оценке генерации метана.

Таблица 1  
Органическое вещество Ткибульского месторождения, млн. т.

Начальные запасы углей (КОВ)							
A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Прогнозные	Σ добычи	Размыв угля	Всего КОВ при A <sup>c</sup> =30%	Всего беззольного КОВ	Стадия углефикации
330	50	260	40	50	730	520	МК <sub>1-2</sub> (ДГ)
Оценка рассеянного ОВ в осадочных породах угленосной свиты и листоватых сланцев батского возраста. Площадь оценки ≈ 300 км <sup>2</sup>							
Название горизонтов		Мощность, м	Объем пород, км <sup>3</sup>	C <sub>орг</sub> , %	Всего РОВ	Стадия углефикации	
Верхние песчаники		100,0	30,0	0,5	300,0	МК <sub>1</sub> (Д)	
Угольная толща (прослой пород)		15,0	4,5	2,0	180,0	МК <sub>1-2</sub> (ДГ)	
Нижние песчаники		150,0	45,0	0,7	630,0	МК <sub>2</sub> (Г <sub>1</sub> )	
Листоватые сланцы		200,0	60,0	0,5	600,0	МК <sub>2</sub> (Г <sub>2</sub> )	
					Всего 1710		

Всего беззольного КОВ+РОВ=520,0+1710,0=2230,0

Отношение КОВ/РОВ=520/1710=0,30

Для оценки генерационных возможностей ОВ большое значение имеют вещественно-петрографический состав и химические свойства исходного материала.

Угли Ткибульского района сложены в основном, из гелифицированного гумусового вещества (85% всей органической массы) и из липоидных компонентов (≈15%). Исходным материалом для углей послужили, в основном, высшие наземные растения, в том числе хвойные (Гуджеджиани, Чичуа, 1961). По соотношению гелифицированных и липоидных компонентов выделяются основные типы углей. Клареновые угли, которые являются наиболее распространенными, содержат, в основном, гелифицированное вещество с примесью липоидных компонентов (≈8,0-10,0%). По химическому составу эти угли характеризуются умеренным содержанием летучих веществ (V<sup>r</sup>, %), углерода (C<sup>r</sup>, %) и водорода (H<sup>r</sup>, %). Данные изложены в таблице 3. Сравнение этих данных с диаграммами Ван Кревелена и расчет атомных отношений Н/С и О/С показывают, что клареновые угли месторождения относятся к керогену типа Ш, который генерирует, в основном, метан (Тиссо, Вельте, 1981). В дюреновых углях липоидные компоненты составляют примерно 30,0-40,0% общей органической массы. Изменение петрографического состава оказывает отчетливое влияние на химические свойства углей: повышается выход летучих веществ и водорода. Соответственно увеличивается отношение Н/С и уменьшается величина О/С. По этим показателям дюреновые угли месторождения следует отнести к керогену типа 11. Липтобиолитовые угли представляют собой особую разновидность каустобиолитов. По признаку явного преобладания липоидных компонентов липтобиолит можно сравнить с тасманитом, пирописитом, барзаситом и другими экзотическими типами углей. В Ткибули в липтобиолитовых углях преобладающим является смоляной резинитовый уголь, который слагает два пласта промышленного значения. Резинит оказывает сильное влияние на химический состав углей. Наблюдается высокое содержание летучих и водорода. Отношение Н/С составляет 1,40 и по этому показателю ткибульские липтобиолиты следует отнести к керогену типа 11.

Витринит является типичным представителем гелифицированного гумусового вещества и его химический состав в целом можно использовать для характеристики большей части ткибульских углей. Кроме того витринит составляет около 90-95% РОВ. Химические свойства витринита (табл.3) и отношения Н/С и О/С указывают на его принадлежность к керогену типа Ш. Липоидные компоненты в углях Ткибули представлены в основном резинитом, кутинитом и споринитом. Их химический состав отличается очень высоким содержанием летучих и водорода

(табл.3). Отношение Н/С меняется от 1,70 до 1,84 при низких значениях О/С (0,1). По этим показателям липоидные компоненты относятся к керогену типа 1.

Таблица 2  
Химический состав и типы керогена основных компонентов ОВ Ткибульского месторождения

Компоненты ОВ		ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОВ, %							Атомные отношения		Тип керогена
		A <sup>c</sup>	S <sup>c</sup> об	V <sup>r</sup>	C <sup>r</sup>	H <sup>r</sup>	N <sup>l</sup>	(O+S) <sup>r</sup>	H/C	O/C	
уголь	Клареновый	16,7	1,4	39,5	77,2	5,40	1,6	15,7	0,84	0,14	III
	Дюреновый	29,0	1,2	42,1	74,2	6,28	1,6	17,8	1,36	0,11	II
	Смоляной липобиолитовый	26,3	1,1	50,3	74,3	6,44	1,4	17,8	1,40	0,14	II
Витринит		1,6	-	38,6	80,0	5,50	0,5	14,0	0,83	0,17	III
Резинит (палочки)		11,4	-	78,7	80,2	9,20	1,1	9,4	1,84	0,1	I
Σ Липоидных компонентов		2,0	-	-	78,1	8,3	0,8	12,5	1,70	0,1	I

Таким образом, в углях Ткибули, согласно диаграммам Ван Кревелена, устанавливаются все типы керогена. Этот вывод не согласуется с общепринятым мнением о том, что гумусовые угли в целом относятся к керогену типа III.

На примере Ткибульского месторождения рассмотрим спорный вопрос о распределении типов керогена в ископаемых углях и угленосных отложениях. Из общих запасов беззолного ОВ (520 млн.т) дюреновые и липобиолитовые угли, представляющие собой кероген типа II, в сумме составляют примерно 20% (≈104,0 млн.т).

При обсуждении вопроса мы не затрагиваем отдельно проблему липобиолитовых компонентов, поскольку они входят в состав дюреновых и липобиолитовых углей (кероген II) и определяют их нефте- и газоматеринский потенциал.

По термобарическим условиям ОВ месторождения на прединверсионном этапе развития по степени катагенеза (МК<sub>1</sub>-МК<sub>2</sub>) находилось в зоне главной фазы нефте- и газообразования.

Это означает, что дюреновые и липобиолитовые угли могли генерировать не только газ, но и значительное количество нефти. Это мнение подтверждается наличием выходов газа, нефти и твердых битумов в горных выработках и в прилегающих районах Ткибульского месторождения.

Обширный материал о приуроченности нефтепроявлений к углям и угленосным отложениям приведен в работе М.В.Голицына и др. (1994). Однако в опубликованных работах, насколько нам известно, очень мало данных о принадлежности углей различных бассейнов к определенным типам керогена. Существующее мнение о том, что гумусовые угли и в целом гумусовое ОВ принадлежат керогену типа III, на примере Ткибульского месторождения, следует пересмотреть.

## 2. Оценка генерационного потенциала гумусового ОВ по данным различных авторов

Количественная оценка и составление баланса генерации и распределения природных газов, в процессе углефикации ОВ, является весьма сложной задачей. Известный специалист В.И.Ермаков (1978) считает, что цифровая оценка генерированных газов, особенно в свободной газовой фазе, в ряде случаев, представляется лишенной практического значения.

Это положение определяет разноречивость в количественных оценках, которые наблюдаются у разных авторов. Все же наблюдаемые расхождения не являются слишком большими и находятся в пределах точности оценки многих геологических явлений. На этом основании мы решили сопоставить данные нескольких авторов и выбрать для нашего региона вероятный вариант (табл 4). При выборе оптимального варианта мы учитываем данные о потерях массы ОВ в процессе углефикации (Справочник..., 1990). Согласно этим данным, многие оценки выхода углеводородных газов представляются завышенными. Поэтому, в условиях Ткибульского района, вслед за Ю.Д.Цинцадзе, мы условно допускаем, что на стадиях Б-Д-Г образуется ≈100,0 м<sup>3</sup> метана на 1 тонну ОВ. В дальнейшем эту цифру необходимо уточнить с учетом данных о потерях массы ОВ в процессе углефикации.

Таблица 3

Генерационный потенциал гумусового ОВ по данным разных авторов ( $\text{м}^3/\text{т}$   $\text{CH}_4$ )

ПО ДАННЫМ	СТАДИИ УГЛЕФИКАЦИИ				$\Sigma$
	Торф, Т	уголь			
		Бурый, Б	Длинноплам., Д	Газовый, Г	
В.П.Строганова,1973	46	108	(Д+Г) 60		214
В.И.Ермакова, 1984	-	68 (Б <sub>2</sub> ) 100 (Б <sub>3</sub> )	168 -	212	548
М.В.Голицына и др., 1994	-	-			170
Ю.Д.Цинцадзе,1998	-	38-59	41-63 (Д+Г)		100

### 3. О геологических условиях генерации и распределения углеводородных газов в районе Ткибульского месторождения

На основании анализа богатого геологического материала и использования метода витринитометрии выполнена оценка основных палеогеологических условий, обуславливающих генерацию газов (рис.1)

Основная масса КОВ и РОВ в количестве 1630 млн т сосредоточена в угленосной свите (см. табл. 1 и рис.1). Вторым источником генерации является РОВ, приуроченное к свите листоватых сланцев ( $\approx 600$  млн. т).

В интервале преобразования торф - бурый уголь из гумусового ОВ выделяется значительное количество метана. Однако в условиях высокой пористости и свободного водообмена происходит почти полное рассеивание газов. Зона полного рассеивания для ОВ листоватых сланцев ( $\approx 600$  млн.т), по-видимому, простирается в отрезке палеоразреза, до накопления нижней части пестроцветной свиты (J<sub>3</sub>); для ОВ угленосной свиты (1630 млн.т) зона полного рассеивания, видимо, постепенно затухает после накопления средней части пестроцветной свиты верхнеюрского возраста (рис.1).

После достаточно глубокого погружения обоих горизонтов ОВ, примерно на палеоглубинах 400-500 м, начинается стадия бурых углей. На этой стадии, по мнению специалистов, происходит генерация значительного количества метана (табл.4). Однако необходимо учесть, что в условиях Ткибули буроугольная стадия охватывает разрез мощностью  $\approx 1500$  м. Нижняя часть этого разреза, до отложения осадков барремского возраста, характеризуется слабой уплотненностью и условиями довольно интенсивной дегазации недр. При этом необходимо подчеркнуть, что к указанному интервалу времени приурочивается оформление достаточно надежного флюидопора "горизонта пучащихся глин" мощностью 80 м. После этого момента, по-видимому, наступает период затрудненной дегазации.

В процессе дальнейшего погружения горизонты ОВ вступают в зоны все более затрудненной дегазации и внутреннего перераспределения генерированных УВ. Это явление сопровождается повышением температуры недр. По нашим оценкам максимальный прогрев угольной толщи в конце палеогена достигал  $130^0$  С. К этому же времени прогрев нижнего горизонта развития ОВ оценивается в  $180^0$  С (рис.1).

При оценке сохранности генерированных флюидов необходимо учитывать влияние тектонических нарушений, которые интенсивно развиваются в прединверсионное время - в конце палеогена и в неогене.

В целом при оценке общего количества и вероятного распределения генерированного метана мы исходим из следующих соображений: на стадии торфа генерированный метан, как правило, рассеивается. Хотя не исключается сохранность сорбированного метана и его переход в глубокие горизонты.

При обсуждении таблицы 3 мы приняли для стадии бурых, длиннопламенных и газовых углей минимальную суммарную генерацию метана в количестве  $100 \text{ м}^3/\text{т}$  ОВ, хотя еще раз подчеркиваем, что эту цифру необходимо уточнить. Таким образом, мы допускаем, что из общего количества РОВ+КОВ (2230 млн. т) в условиях Ткибульского района генерируется 230 млрд. $\text{м}^3$  метана. Попытаемся весьма ориентировочно оценить возможное распределение генерированного метана. При этом мы исходим из более или менее достоверных данных о содержа-

нии газа, в современных условиях, в угольных пластах и вмещающих породах. Это дает нам возможность приблизительно оценить свободную газовую фазу, которая является основой для образования самостоятельных залежей УВ.

Приведем известное уравнение (Ермаков, 1978):  $Q_{генер.} = Q_{раств.} + Q_{атм.} + Q_{сорбир.} + Q_{своб.}$

Из этого следует:  $Q_{своб.} = Q_{генер.} - (Q_{раств.} + Q_{атм.} + Q_{сорб.})$ .

Для решения уравнения у нас нет необходимых достоверных данных. Но для общей прогнозной оценки района все же целесообразно использовать существующие ориентировочные цифры (табл.4).

Таблица составлена по материалам Ю.Д.Цинцадзе (1998) с учетом других опубликованных данных.

Таблица 4

Ориентировочные данные о распределении метана

ОБЪЕКТЫ	Масса, млн.т	Газоносность, м <sup>3</sup> /т	Общий объем метана, млрд м <sup>3</sup>	Примечание
Угольные пласты	730	10	7,3	Исходный объем генерированного метана 223 млрд.м <sup>3</sup>
Угольная толща	9000	2	18	
Верхние песчаники	60000	0,25	15	
Нижние песчаники	90000	0,25	23	
Метан, растворенный в воде (допущение - 30,0% от исходного объема)			-67	
Метан, рассеянный в атмосфере (допущение - 20,0% от исходного объема)			-45	
			Всего 175	

Если использовать данные таблицы 5 по уравнению получается, что  $Q_{своб.} = 223 - 175 = 48$  млрд.м<sup>3</sup>. Таким образом в районе Ткибули можно допустить образование около 40-50 млрд м<sup>3</sup> свободного метана. Значительная или большая часть этого объема могла концентрироваться в ловушках разного типа и в том числе в антиклинальных резервуарах. Рассмотрим общие геологические предпосылки концентрации УВ газов.

#### 4. Очерк геологического строения района

Рассматриваемый угленосный район и прилегающие территории находятся между складчатыми системами Большого Кавказа и Малого Кавказа (рис.2, 1 и Ш). В пределах исследуемой области выделяются крупные тектонические единицы: Дзирульская зона воздымания доюрского кристаллического фундамента (11<sub>1</sub><sup>1</sup>), Окрибское поднятие (11<sub>1</sub><sup>2</sup>), Рача-Лечхумский прогиб (11<sub>1</sub><sup>3</sup>) и Сачхерское поднятие (11<sub>1</sub><sup>4</sup>). Все упомянутые тектонические структуры являются составной частью единого Имеретинского поднятия (11<sub>1</sub>), которое разделяет межгорную впадину Грузии на две крупные зоны погружения - Колхидскую на западе (11<sub>2</sub>) и Куринскую на востоке (11<sub>3</sub>) (Папава, 1998).

Анализ существующего геолого-геофизического материала дает возможность предположить широкое развитие верхнебайосских и батских угленосных отложений как в пределах Рача-Лечхумской синклинали, так и на значительной территории Колхидской впадины (рис.2,3).

Однако отсутствие соответствующего геолого-геофизического материала не дает возможности выделить на указанной обширной площади конкретные перспективные структуры. По времени развития предполагаемые структуры должны были быть синхронными процессам генерации и эмиграции УВ, которые, по нашим оценкам, происходили в угленосных отложениях верхнебайосского и батского возраста. Именно такие структуры могут оказаться наиболее благоприятными для накопления и сохранения промышленных залежей углеводородных газов и нефти.

При наличии скудного геолого-геофизического материала, но с учетом данных по ОВ, на периферии Окрибского поднятия, мы все же выделяем ряд вероятно перспективных площадей.

На основе геологической карты (рис.3) к ним следует отнести: Сацаликскую (1), Пхомскую (11), Шараульскую (Ш) и Лабечинскую (1У) площади. На этих площадях предполагается наличие разного типа ловушек: антиклинальных, тектонически экранированных, связанных с зонами выклинивания, стратиграфических и, возможно, их комбинаций.

Для упомянутых ловушек флюидопорами могут служить верхнеюрские отложения пестроцветной свиты. Особенно следует подчеркнуть, что в основании этой свиты залегает "горизонт пучащихся глин" монтмориллонитового состава. Выше этого горизонта залегают песчано-

глинистые отложения с прослоями ангидрита и солей, которые являются также довольно хорошими покрывками. Указанные флюидоупоры широко развиты не только в пределах Окрибского поднятия, но и всей Колхидской впадины и их можно считать региональными покрывками.

При выделении перспективных на нефть и газ площадей обсуждение вышеупомянутых показателей является только частью проблемы. Не менее важна оценка потенциально нефте- и газоматеринских отложений и их термической истории. Эти вопросы обсуждаются в начале работы (табл.2, рис. 2 и 3). Выделенные перспективные площади характеризуются тем, что в нижних частях их геологического разреза залегают угленосные отложения и свита листоватых сланцев, содержащих большое количество органического вещества. При этом значительная часть ОВ принадлежит к керогену типа 11 и может генерировать не только газ, но и нефть. По нашим расчетам вся масса ОВ в конце палеогена и в неогене находилась в зоне прогрета 120-150<sup>0</sup>С и могла, в основном, осуществить свой газо- и нефтегенерирующий потенциал (рис.1).

Сочетание геологических и геохимических показателей дает основание рекомендовать Сацаликскую, Пхомскую, Шараульскую и Лабечинскую площади для проведения более детальных прогнозных работ (рис.3).

### **5.0 проблеме связи угленосности и нефтегазоносности недр**

В упомянутой проблеме целесообразно выделить два аспекта: а) аспект специфики, а иногда сходности состава углей и нефтей и б) аспект общности и/или исходности геотектонических предпосылок образования.

Известно, что высокопарафинистые и малосернистые нефти обычно встречаются в терригенных отложениях и часто ассоциируются с каменными углями и угленосными осадками. Такие нефти характерны для рифтовых долин начальной стадии развития и паралических прогибов, окаймляющих континенты и кордильеры (Тиссо, Вельте,1981). Парафинистые нефти известны в третичных отложениях вдоль альпийских складчатых поясов Индии, Бирмы, Малайзии, Индонезии и Вэнсуэлы (Тиссо, Вельте, 1981). Имеются материалы о приуроченности залежей газа и нефти и к угленосным и субугленосным формациям на примере других регионов (Справочник ..., 1990; Голицын и др., 1994; Строганов. 1998).

В Грузии обсуждаемая проблема изучена слабо. Пока имеются указания о приуроченности проявлений нефти и газа к угленосным и перекрывающим отложениям. Собственно в Ткибульском районе по данным Е.К.Вахания, Д.Ю.Папова и др. известны проявления нефти и битумов вдоль южного борта Рача-Лечхумской синклинали и в горных выработках в пределах шахтных полей (рис.3). По данным Ю.Д.Цинцадзе и Г.Е.Сургуладзе (1998), имеются многочисленные проявления газа в разведочных скважинах. Кроме того, в районе трассы шахты Западная-2 в скв.№ 1к, в 1961 г. из батских-верхнебайосских отложений получен фонтан газа 1040 м<sup>3</sup>/сутки (устное сообщение Ю.Д.Цинцадзе).

В Гальском районе Западной Грузии на южном склоне Окумского поднятия в 1990 году открыта залежь высокопарафинистой и малосернистой нефти. Залежь приурочена к зоне выклинивания и залегают, по-видимому, в подсолевых отложениях средней юры. В этом районе широким развитием пользуются угленосные отложения среднеюрского возраста. Возникает мнение о генетической связи парафинистой нефти с угленосными осадками, претерпевшими довольно интенсивный катагенез на уровне МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub>.

В Восточной Грузии в районе нефтяного месторождения (проявления) Байда наблюдаются притоки нефти из угольных слоев и вмещающих пород сарматского возраста.

Однако эти примеры изучены недостаточно. Только в единичных работах, по материалам Грузии, обсуждается проблема существования системной связи между свойствами нефтей и ископаемых углей (Чичуа и др., 1986).

Для широкого обсуждения перечисленных примеров и оценки их генетической природы и прогнозно-поискового значения необходимо привлечение более детального геолого-геохимического материала.

В заключении следует отметить, что настоящая работа является попыткой, в условиях Грузии, комплексного изучения количества, качества и степени зрелости (углефикации) всех видов ОВ в качестве потенциальных генераторов нефти и газа на примере Ткибульского района. Второй аспект работы заключается в параллельном изучении, сопряженных с горизонтами ОВ, разнотипных резервуаров в качестве потенциальных вместилиц УВ скоплений.



#### ВЫВОДЫ:

1. Установлено, что в районе Ткибули ОВ - потенциального источника генерации УВ в 3-4 раза больше, чем это принято в настоящее время. Расширяется также расчетный термобарический интервал генерации УВ.
2. Предварительный анализ размещения очагов генерации и сопряженных с ними участков аккумуляции дает основание выделить в исследуемом районе: Сацаликскую, Пхомскую, Шараульскую и Лабечинскую перспективные площади. На этих площадях следует ожидать наличия разнотипных ловушек и резервуаров - потенциальных вместилищ нефти и собственно газа.
3. Учитывая длительную историю геолого-разведочных работ на нефть и газ в Грузии и неадекватные результаты, считаем целесообразным предложить следующее: Для расширения ареала перспективных объектов на территории Грузии необходимо осуществить системное изучение угленосных и субугленосных формаций и оценить их потенциальное значение в процессах образования промышленных залежей УВ. Работа не потребует больших затрат, поскольку предусматривает, в основном, переоценку существующего материала.

#### Литература

- Голицын М.В., Голицын А.М. и др. (1994). Ископаемые угли генераторы углеводородов. //История нефти в осадочных бассейнах. Изд-во Интерпринт, М. С.56-75.
- Гуджеджиани Б.И., Чичуа Б.К. и др. (1961) // Атлас углей Кавказа. Изд-во «Наука», М.167 с.
- Ермаков В.И. (1978). Уравнение баланса генерации и распределения газа в осадочных породах и вероятность его решения. // Проблемы прогноза газоносности. Изд-во «Недра». М.С. 11-12.
- Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. (1984). Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях. М., Изд-во «Недра», 280 с.
- Леквинадзе Р.Д. (1960). Геологическое строение района среднего течения р.Риони. Кандидатская диссертация. Тбилиси, 229с.
- Рагозина Е.А. (1983). Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород. Л-д, Изд-во «Недра». 270 с.
- Справочник: Геология и геохимия природных горючих газов (1990). М., Изд-во «Недра», 315.
- Строганов В.П. (1973). О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условиях формирования зон нефте- и газонакопления. //Советская геология, № 9. С. 65-75.
- Строганов Л.В.(1988). Некоторые особенности геологического строения и генерации газа меловых отложений Ямала. Геология нефти и газа, № 5. С.16-19.
- Сургуладзе Г.Е. (1998). Перспективы добычи, альтернативного ископаемым углям, метаморфогенного угольного газа в Грузии. Горный ж., № 1. С.7-8 (на груз. яз.).
- Тиссо Б., Вельте Д. (1980). Образование и распространение нефти. М., Изд-во «Мир».
- Чичуа Б.К., Суладзе А.И. (1986). Существует ли системная связь между свойствами нефтей и ископаемых углей? //Тез. Докл. Всесоюзн. конф. «Системный подход в геологии», ч 11, М., Изд-во «Наука»..С. 551-552.
- Эдилашвили В.Я. (1964).Перспективы угольных месторождений Кавказа. //Тр. КИМС, Тбилиси. 139-150.

## Подрисуночные подписи

**Рис. 1. Схема реконструкции геологического разреза и условий генерации природных газов в районе Ткибульского месторождения.**

**Рис. 2. Схематическая карта Имеретинского поднятия и смежных регионов по Д.Ю.Папава.**

1- Складчатая система Южного склона Большого Кавказа; 11-Межгорная впадина Грузии; 11<sub>1</sub>-Имеретинское поднятие; 11<sub>1</sub><sup>1</sup>-Дзирульский кристаллический массив; 11<sub>1</sub><sup>2</sup>-Окрибское поднятие; 11<sub>1</sub><sup>3</sup> – Рача-Лечхумский прогиб; 11<sub>1</sub><sup>4</sup>-Сачхерское поднятие; 11<sub>2</sub>-Колхидская депрессия; 11<sub>3</sub>-Куринская депрессия; 111-Складчатая система Малого Кавказа.

**Рис.3. Схематическая геологическая карта Окрибского поднятия.**

1. Перспективные площади на газ: 1-Сацаликская; 11-Пхонская; 111-Шараульская; 1У-Лабечинская. 2- выходы нефти на поверхность; 3- нефтепроявления в скважинах; 4-газопроявления.

## О РОЛИ ВУЛКАНИЗМА В ПРОЦЕССЕ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Н.А.Асланикашвили, В.Г.Иорашвили

**О роли вулканизма в процессе углеобразования.** Н.А.Асланикашвили, В.Г.Иорашвили. Кавказский институт минерального сырья, ул.З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

Реконструкция обстановок формирования и эволюции бассейнов угленакопления свидетельствует о существенном, а порой и решающем влиянии вулканизма и поствулканических процессов на торфо- и углеобразование. Формирование палеобассейнов угленакопления в полосе развития угленосной формации было увязано со временем вхождения тектоно-магматического пояса в фазу инверсии. По мере смены подводных излияний субаэральными, небольшие изолированные водоемы, расположенные в вулканических депрессионных структурах, постепенно заболачивались, а компенсированное прогибание при наличии оптимальных скоростей седиментации обеспечивало возникновение благоприятных обстановок для аккумуляции торфа.

*dekrfybpbvc hjkb yf[ibhofhvjmvybc ghjwctib\ y\ fckfybrfidbkb= d\ bjhfidbkb rfdrcbcb vbythfkehb ytlktekbc bycnbnenb\ p\ afkbfidbkb 85\ 380062 s,bkcb\*

*yf[ibhlfuhjdt,bc fept,bc ajhvbht,bcf lf tdjkewbbc gbhj,t,bc htrjycnhemwbt,bc sfyfvf\ cfdhfheljf= hjv njhabcf lf yf[ibhbc frevekwfbbc ghjwctib vybidytkjdfy lf [ibhfl uflfo'dtn hjkb dekrfybpbv lf gjcndekrfyehb vdktyt,b fchekt,ty\ yf[ibhlfuhjdt,bc fept,bc ajhvbht,f yf[ibhbfb yb ajhvfwbcb ufdhwtkkt,bc pjkb ntmnjyj-vfuvfnehb cfhn'tkbc bydthcbekb tnfqbc lfchekt,fc vj]df\ o'fkmdtif fvjahmtdtdt,bc ce,fthfkehbs itwdkbcfc= dekrfyeh ltghtcbek cnhemneht,ib fhct,ekb itlfht,bs vwbht pjvbc bpjkbht,ekb lf yf[tdhflbpjkbht,ekb fept,b [fylf[fy ufybwlbyty lfzfi,t,fc= [jkj njhbc lfuhjdt,bcfsdbc jgnbvfkch gbhj,t,c rjvgtycbht,ekb yfktmlfuhjdt,bc jgnbvfkch cbxmfht,t,b epheydtk'jalyty*

**The importance of the volcanicity in the process of the coal accumulation.** A.Aslanikashvili, V.Iorashvili. Caucasian Institut of Mineral Resources, Z.Paliashvili str. 85, 380062 Tbillisi.

Reconstruction of conditions formation and coal basin of accumulations evolution accounting testify to substantial and sometimes crucial influence of volcanism and post-volcanic processes on peat and coal-formation. In line of coal-bearing formation the paleobasins of the coal accumulation was linked with time of entry of tectonic-magmatic belt into phase of inversion. As change of submarine issues by subaerial, small isolated pool located in volcanic depression structures, were gradually swamped, and compensated bending by presence of optimal velocities of sedimentation, provided the appearance of favorable conditions for peat accumulation.

В настоящем исследовании рассматриваются результаты сравнительного изучения разрезов угленосных отложений полосы Ткибули-Гелати, поисковой площади Парцханаканеби (скв. №№ 1-8) и разведочной площади Западная-2 (Шаори, скв. №№ 392-395, 397, 399, 400-404, пробуренных в период 1989-92 гг).

Литостратиграфия среднеюрской угленосной формации на Ткибули-Шаорском (ТШМ) и Гелатском месторождениях (ГМ) в целом одинаковая (рис.1.). Над вулканогенно-осадочными образованиями верхнего байоса залегает свита т.н. "листоватых сланцев", за которой согласно следует угленосная свита, состоящая из трех толщ: т.н. "нижних песчаников", собственно угольной и "верхних песчаников". Между тем имеются и различия. В частности, на ГМ значительно сокращены мощности одноименных толщ, а в песчаниках и углистых породах развит аналцит, суммарное содержание которого в некоторых разрезах достигает 80%.

Угленосная свита на Шаорской площади (ШП) вскрывается скважинами на глубинах от 1000 до 1400 м. Мощность угленосной свиты от 100 до 350 м. На уч. Западная-2 нижняя толща состоит из аркозовых песчаников, богатых слюдястыми минералами (мусковит, биотит), алевролитов и аргиллитов. Толща верхних песчаников<sup>1</sup>, в отличие от одноименной толщи Ткибульского района, сложена главным образом из продуктов размыва пород порфиритовой

<sup>1</sup> Толщу "верхних песчаников" В.А.Тодриа (2000) вполне обоснованно относит к келловее.

серии байоса - обломков порфиритов, витрического компонента и эффузивного кварца. В подчиненном количестве присутствует хорошо обработанный материал размыва гранитоидов, метаморфитов и кислых эффузивов. Полевых шпатов и слюд крайне мало.

В разрезах поисковых скважин (№№ 1 и 8) Парцханаканебской площади (ПП), нижне-меловой комплекс расположен над толщей, сложенной из чередующихся туфобрекчий, туфопесчаников и глин смектитового состава, богатых гематитом. Присутствуют также каолинит, анальцит, сидерит. В туфопесчаниках, помимо анальцита, развит селадонит в виде радиально-лучистых, игольчатых агрегатов, зачастую ассоциирующих с колломорфными агрегатами смектит-селадонитового состава. Данная ассоциация в целом довольно характерна для пород верхних горизонтов порфиритовой серии (С.Кекелия, Махарадзе, 1968) и может считаться продуктом гидротермальной переработки базальт-андезитовых пород.

Средние горизонты разреза состоят из чередующихся песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов с двумя пластами угля мощн. 1,3 и 0,9 м, контактирующих с маломощными (до 1 м) пластовыми телами эффузивов. Песчано-алевритовые породы по минеральному составу можно отнести к двум генетическим типам: 1) граувакковые и аркозово-граувакковые песчаники и алевролиты, слагающие низы разреза; 2) граувакковые песчаники и алевролиты, сложенные преимущественно продуктами размыва пород порфиритовой серии; в основном это обломки интенсивно пелитизированных андезитовых порфиритов, сцементированных глинистым веществом смектитового ряда.

Литотипы 1 группы состоят из продуктов размыва кислых и основных эффузивов. При этом, пелитизированным обломкам кислых эффузивов свойственна высокая степень обработки, в то время как обломки плагиоклазовых порфиритов обычно угловатые. Содержание гранитоидного кварца и слюдястых минералов невелико. На нижних горизонтах несколько увеличивается количество мусковита, биотита и серицита.

Судя по всему, на ранней стадии формирования бассейна доминировало влияние продуктов размыва Дзирульской суши, что и обусловило в породах нижних горизонтов разреза преобладание аркозового материала. Позднее, с началом инверсии, с северного и северо-западного направлений начали поступать продукты размыва из приподнятых участков новообразованной байосской суши. Соответственно, средние и верхние горизонты разреза сложены исключительно из граувакковых литотипов, состоящих из обломков лабрадоритовых и гиперстеновых андезитов и витрического компонента. Следует отметить отсутствие полевых шпатов и слюд, а также крайне низкое содержание кварца. Цементирующее вещество преимущественно смектитового, смектит-селадонитового и реже смектит-анальцитимового состава. По набору признаков, породы данной группы можно отнести к образованиям прибрежной фации слабоденудированной суши, с еще несформировавшейся орографической сетью и ограниченным привносом кластического материала. Размывались, по-видимому, слабосцементированные осадки береговых склонов, сложенных витрическими продуктами извержений.

В разрезе скв. №4, на глубине 600 м вскрываются массивные андезиты, андезитовые туфо-брекчии и литокластические туфы на смектитовом цементе, чередующиеся с пачками зеленых смектитовых глин. Вскрытая мощность толщи превышает 600 м. В разрезах скважин (№№ 3 и 6) ПП нижне-меловой комплекс с угловым несогласием залегает на толще (по стратиграфическому положению соответствующую угленосным отложениям разрезов ТШМ и ГМ), сложенной из чередующихся косослоистых, кварц-аркозовых песчаников и алевролитов с крупными фрагментами углистого вещества. Мощность данной толщи почти вдвое меньше, чем мощность одноименной толщи на ГМ (рис.1). Породы, слагающие толщу, по набору признаков следует отнести к образованиям прибрежно-руслевых фаций.

Описанный комплекс, в целом, можно отнести к образованиям относительно мелководной области приостровного "вулканического шельфа" с неравномерным привносом больших масс вулканокластики, не успевшей даже в мелком море испытать хорошую обработку и сортировку. Вероятнее всего, основная масса порфиритовой кластики является продуктом разрушения уже измененных вулканических пород и относится к категории тефры, впоследствии в слабощелочной среде преобразованной в смектитовый минерал. В разрезе скважин №№ 2 и 7, нижне-меловой комплекс расположен над базальтами со вскрытой мощностью порядка 550 м.

Глинистый комплекс песчано-алевролитовых пород (скв. №№ 1-3, 6 и 8) состоит главным образом из минералов смектитового ряда (на дифрактограммах положение базального отражения от плоскости  $d\ 001$  в пределах 14,3; 14,7; 15,4; 16,0Å, после насыщения этиленгликолем

увеличивается до  $17\text{Å}$ , а рефлексы от 060 в интервале  $1,496-1,502\text{Å}$ , указывают на преимущественное развитие диоктаэдрических монтмориллонитов), с примесью каолинита. Учитывая узкий диапазон существования монтмориллонита, ограничивающийся щелочной средой морских обстановок, с относительно стабильными гидрохимическими параметрами, можно предположить преемственность между бассейном угленакопления с байосским бассейном седиментации. Между тем, вариации в составе комплекса (увеличение доли каолинита с одновременным усовершенствованием его кристаллической структуры в интервале, содержащем пласты угля) безусловно наблюдаются. Отсутствие хлорита, типичного для морских обстановок, может указывать на переходные условия, - возможно, на бассейн лагунного типа, с некоторым дефицитом Mg. Вместе с тем, присутствие селадонита и гематита может говорить о некотором избытке железа.

В разрезе скважины №5 (Баноджа) нижнемеловые отложения несогласно залегают на толщу, сложенную из граувакковых и туфогенных песчаников и микрослоистых глин, с мало-мощными пластовыми телами тешенита. Микрослоистые глины имеют определенное сходство с породами свиты т.н. "листоватых сланцев" Ткибули-Гелатского района.

Г.С.Дзоценидзе и Н.И.Схиртладзе (1956) указывают на наличие в средней части верхнебайосской серии т.н. "листоватых сланцев", весьма похожих на одноименный литотип батского возраста. С учетом стратиграфического положения идентичной пачки в разрезе скв. №5 (Баноджа) и корреляции разрезов других скважин (№№ 1 и 5 Маглаки, 6-бис, 8-бис и др.) данную пачку можно датировать верхним байосом. Таким образом, очевидно, что в разрезе скв. № 5-Баноджа батский и верхнеюрские комплексы также отсутствуют.

Из этого следует, что территория к западу от Гелатского бассейна (ГБ) так же, как и к северу от Парцханаканебского (ПБ), уже в позднем байосе освободилась от водного покрова и превратилась в участок суши с хорошо выраженным вулканическим ландшафтом. На востоке край указанной территории, очевидно, находился примерно на меридиане долины р. Риони.

С учетом того, что нижнемеловой комплекс с угловым несогласием расположен над породами верхних горизонтов байоса, надо полагать, что континентальный режим на данной территории сохранялся вплоть до раннего мела, хотя на других участках смена режима на морской происходит еще раньше, вслед за келловейской трансгрессией. Об этом свидетельствует и резкое увеличение количества верхнеюрских вулканитов в разрезах скв. № 1-Маглаки, 6-бис, 8-бис и 10-бис. В частности, мощность покрова оливиновых базальтов и трахибазальтов в разрезе скв. №1-Маглаки составляет 300 м. Остальная часть толщи складывается из прослоев пирокластичности и грубозернистых песчаников. Наличие морской микрофауны в песчаниках разреза скв. №10-Салхино (Леквинадзе, 1960) позволяет предположить, что с верхнеюрским рифтогенезом и началом трансгрессии (Г.Надарейшвили, 1998) проникновение морской воды в ГБ происходило через пролив, в северо-западном направлении. В пользу этого говорит и то, что в разрезе скв. № 5-Баноджа (южнее скв. №10-бис) батский и верхнеюрские комплексы отсутствуют, а кровля байоса значительно приподнята (глубина 500 м). Этот факт можно связать с существованием палеогеоморфологического барьера, препятствовавшего проникновению морской воды в южные территории. Куполоподобные поднятия, зафиксированные на сейсмопрофилях (Гирсиашвили и др., 1990), на участках Квитири и Маглаки могут свидетельствовать в пользу данного предположения.

Присутствие анальцима в цементе пород угольной толщи можно рассматривать как косвенное свидетельство о периодическом поступлении морской воды в ГБ во время угленакопления. Вместе с тем, отсутствие в разрезах скв. №№ 1 - 8 батского и верхнеюрских комплексов, может указывать на то, что к этому времени ПБ уже прекратил существование. А это означает, что для ГБ единственным путем связи с морским бассейном в постбайосский период мог служить существующий на северо-западе района пролив (рис.2).

### **Обсуждение результатов**

Сравнительный анализ литологических комплексов, слагающих среднеюрские разрезы в пределах Окрибы и смежных площадей на западе, свидетельствует о том, что с завершением байосской вулканической активности и образованием андезитового тектоно-магматического пояса значительная часть территории превратилась в вулканическую сушу, с остаточными, полуизолированными, постепенно заболачивающимися водоемами.

Очевидно, что активность субаэральных извержений на западе продолжалась и в период формирования угленосных отложений. Имеющийся в нашем распоряжении материал по ПП (кern скв. №№ 2, 4 и 7) позволяет предположить, что в ГБ поступление пирокластического материала с западного направления могло иметь место в период угленакопления. Витрофировый материал, попав в бассейны угленакопления, при наличии соответствующих гидрохимических условий, по всей видимости, превращался в анальцим. Обеспечение щелочной среды происходило благодаря периодическим прорывам морской воды по проливу в северо-западном направлении. В пользу этого свидетельствует обилие смектитов в разрезах ПП и ГМ. На то же указывают максимально высокие содержания анальцима в разрезах р.Руа и с.Джимастаро (северо-запад территории ГМ).

Наличие цеолитов в углистых породах явление не такое уж редкое. В частности, в прибрежно-морских углистых глинах Приднестровья обнаружены кристаллики и агрегатные сростки гейландита с обломками обуглившейся древесины, образующие углисто-цеолитовые глины с содержанием гейландита порядка 33%. Предполагается, что гейландит образовался гидротермальным путем, за счет изменения опала и  $\alpha$ -кristобалита. В.А.Супрычев (1977), учитывая широкое распространение этого минерала в меловых комплексах Украины в качестве аутигенного минерала, склонен считать его диагенетическим.

Цеолиты широко развиты в угленосных отложениях Ленского угленосного бассейна, в меловых разрезах Приверхоянья, в песчаниках и гравелитах угленосных отложений месторождений углей Читинской области, в песчаниках угленосных пород Иркутского бассейна, в Южном Уэльсе, в разрезе угленосной толщи каменноугольного возраста, в угольных пластах карбона Пенсильвании и др. (Супрычев, 1977).

Важно отметить, что в абсолютном большинстве случаев наличие цеолитов связывается с наличием пирокластики в породах, хотя, нередко, согласно А.Г. Коссовской (1961), она находится в “закамуфлированном” состоянии и не всегда поддается идентификации.

Согласно Г.С.Дзоценидзе (1969, с.45): “угленосные толщи, образовавшиеся на периферии эвгеосинклинали, как правило, подстилаются мощной вулканической и вулканогенно-осадочной толщей, как, например, грузинские батского возраста месторождения углей Ткибули и Ткварчели, расположенные на байосской спилито-порфиритовой формации, на периферии юрской вулканогенной геосинклинали”.

Тем самым предполагается, что процесс угленакопления увязан во времени с завершающей фазой вулканической активности.

Палеоландшафтный фон БУ унаследован от байосских структур, сформированных на рубеже батского века, вслед за сменой подводных излияний субаэральными. Инверсионный тектогенез с повышенным тепловым потоком и раскрытостью флюидно-породных систем, за счет глубинных вещественных и тепловых ресурсов Земли, вполне мог обеспечить оптимальный термический режим для развития и аккумуляции больших масс органического вещества (Асланикашвили, 1999).

Согласно А.И.Егорову (1979) распределение угольной массы в пределах поясов углеобразования - геозон наиболее обильного накопления растительной массы вследствие благоприятного сочетания геоморфологических, климатических, геохимических и геотектонических условий - неравномерное. Вдоль границ лежат зоны замирания угленосности, а максимальное количество накопленной биомассы (торфа, угля), внутри пояса приурочено к приразломным зонам, особенно - между разновозрастными блоками земной коры.

Тем самым, одна из трех основных предпосылок для формирования угольных месторождений - ландшафтная, отчасти обусловлена тектоно-магматическими процессами.

Две других предпосылки - климатическая и фитологическая, в значительной мере зависимы от наличия углекислоты, обеспечивающей тепловой баланс биосферы.

Как известно, значительная часть связанного и захороненного углерода, содержащегося в земной коре, в составе углекислого газа поступает в атмосферу вместе с вулканическими извержениями, непременно приводящими к нарушению равновесия в биосфере и в атмосфере, и, соответственно, - к смене климата.

Проблема воздействия вулканизма на процессы, протекающие в биосфере, - многопланова. Согласно В.А.Данченко (1998), передвигаясь к поверхности, вулканические очаги производят возмущение состава, структуры и режима окружающей среды, быстро затухающее в атмо- и гидросфере, но долго сохраняющееся в литосфере и подземной гидросфере. На поверх-

ности вулканиты преобразуются частично аккумулируя экзогенную энергию, а в зонах субдукции продвигаются к областям питания вулканов, участвуя в круговом биогенном энергомассообмене земной коры.

На протяжении фанерозоя имело место несколько всплесков содержания кислорода и углекислого газа, совпадающих с крупными эпохами потепления на земле. А всплески углекислого газа в атмосфере приурочиваются к периодам активизации вулканической деятельности. Этот вывод основан на подсчетах масс вулканогенных пород, а их распределение свидетельствует об определенной ритмичности процессов термической конвекции в недрах Земли (Мархинин, 1985). На северном полушарии, в фанерозое насчитывается пять эпох тектономагматической активности, и за каждой из них следуют глобальные периоды угленакпления (пояса углеобразования).

Анализ литологических комплексов указывает на то, что в отличие от палеобассейнов угленакпления (ПБУ) Бзыби-Ткварчельской полосы, угленакпление в Окрибе берет начало несколько позже, вслед за образованием мощной (до 300 м), свиты листоватых сланцев. Одна из причин этого, возможно, заключается в относительно медленном опускании ложа седиментационного бассейна и, соответственно, в малых скоростях седиментации, обусловленных, как принято считать, близостью жесткого субстрата Дзирульской суши.

А.И.Джанелидзе (1940) своеобразную ориентацию складок Окрибы и Рачи объяснял нахождением на глубине “какого-то жесткого тела”, заставляющего складки “обходить его стороной”(с.171) и относил это явление к последствиям позднебайосского складкообразования. Подобного же мнения придерживались и другие исследователи (Дзоценидзе и др., 1959, 1961; Кахадзе, 1947). Между тем Е.Фурнье и Б.Мефферт, по свидетельству А.И.Джанелидзе (1940), причиной этого считают наличие глубинных куполообразных структур.

В.Я.Эдилашвили (1964) подобные морфоструктуры относит к разряду конседиментационных ландшафтов. Вместе с тем, учитывая характер взаимоотношения складок, ориентацию их осей, отсутствие несогласий между байосским и батскими комплексами и ряд других признаков, позволяют предположить, что складкообразование берет начало в позднем бате, вслед за инверсией (Кахадзе, 1947; Гиоргобиани, 1999). Следовательно, т.н. антиклинальные поднятия, поставляющие продукты размыва в бассейны угленакпления, с середины байоса существовали в качестве конседиментационных вулканических сооружений, а позднее, во время батской складчатости были преобразованы в антиклинальные структуры.

Данная позиция распространяется и на Бзиаурское поднятие, согласно А.И.Джанелидзе (1940), испытавшее складкообразование в конце байоса, разделило до того единый Ткибули-Гелатский бассейн.

С учетом того, что в локализации байосских извержений ведущая роль принадлежала субширотному Хаиши-Самерцхле-Кваисинскому глубинному разлому, трассирующему с юга Сванетский антиклинорий, предполагается, что вдоль линии сопряжения этих различных по стабильности блоков имели место вспышки вулканизма. Тем самым, учитывая единый для Западной Грузии батский возраст складчатости, бзиаурскую структуру скорее всего следует воспринимать как палеовулканическое сооружение, наподобие Окалмахинского, Лукнарского и др., во время батского орогенеза превратившихся в антиклинальные поднятия (Пайлодзе, 1986).

Учитывая современную общекавказскую субширотную ориентацию глубинных дислокаций и реконструированных вулканических центров вдоль северной окраины Срединного массива, северо-западная ориентация глубинного разлома, с приуроченным к нему Бзиаурским реконструированным палеовулканическим очагом, воспринимается как своего рода отклонение от указанного направления. Этот разлом, судя по имеющимся данным (Гирсиашвили и др., 1990), является продолжением субмеридионального Тмогви-Ацкурского разлома, который, пересекая северный, фронтальный (Сурамо-Гокишурский) разлом Аджаро-Триалети в окр. г.Зестафони, продолжается в северо-северо-западном направлении в сторону г.Ткибули и далее, при приподнятом восточном блоке.

Исследование тектонических дислокаций на ТШМ по профилям, составленным на основе данных разведочных скважин, при преднамеренном сгущении сети их расположения (250-300 м), а на участках предполагаемых дислокаций на расстоянии до 150 м, А.Г.Баланчивадзе (1986) удалось установить ряд разномасштабных нарушений различного ранга и четкие закономерности в их пространственной ориентации. В частности, дислокации, по признаку их пространственной ориентации, группируются в 3 группы (рис.3). При этом устанавливаются по

крайней мере три участка, где происходит слияние отдельных групп складок. Тем самым каждая группа имеет как бы свой центр, откуда происходит расхождение, наподобие радиально распространяющихся лучей. Важно и то, что упомянутые центры пространственно весьма близки с реконструированными очагами байосских вулканов.

По данным Г.П.Лобжанидзе (2000) Окрибско-Хреитский мегаблок мозаичного строения, что обусловлено существованием долгоживущих глубинных разновозрастных разломов, которые испытывают контрастные, вертикальные и (или) горизонтальные движения, являясь отражением преемственности блоковых смещений доюрского фундамента.

Выявленные нами различия в составе пород верхних горизонтов байосских разрезов скважин №№ 1 и 8, с одной стороны, и №№ 3 и 6 - с другой, свидетельствуют о существовании различных источников питания и, следовательно, о различной палеогеографической позиции бассейнов седиментации. Исключительно широкое развитие в разрезах ПП смектитов должно указывать на слабощелочную обстановку островодужного бассейна седиментации, с ограниченной связью (через пролив), с открытым морем на юге.

Очевидно и то, что указанный пролив прекратил существование вслед за закрытием Черноморско-Каспийского бассейна. Согласно геодинамическим реконструкциям (Лордкипанидзе и др., 1984; Адамия и др., 1987), указанное событие имело место в позднем бате. По нашим данным, это могло происходить гораздо раньше, а именно в позднем байоссе. На это указывает и материал разрезов скв. №№ 1-8, в которых выпадают как батские, так и верхнеюрские отложения. Одновременно материал скв. № 1-Маглаки, 6-бис, 8-бис и 10-бис (в северной части территории), указывает на то, что с началом келловейской трансгрессии морская вода вновь стала поступать в Гелатскую лагуну с северо-запада.

Относительно субмеридиональной ориентации Бзиаурской структуры на фоне общекавказского (субширотного), можно привлечь данные палеомагнитных измерений по установлению палеоширот (Асанидзе и др., 1979). Судя по ним, палеомагнитные направления байосских и кимериджских пород заметно отличаются друг от друга по склонению, а различия по наклону - незначительны. Подобные факты объясняются постбатским разворотом блоков относительно друг друга. Как следствие – формирование мозаично-блоковой структуры, свойственной Окрибско-Хреитскому мегаблоку.

Предполагается, что современное расположение блоков должно принципиально отличаться от первоначального. Тем самым субмеридиональная ориентация глубинных разломов, в результате разворота блоков в направлении против движения часовой стрелки, будет отличаться от первоначального (Лобжанидзе, 2000).

При таком допущении различия, отмеченные выше для разрезов скв. №№ 1 и 8, с одной стороны, и скв. №№ 3 и 6 - с другой, объяснимы этими процессами. В частности, бассейн осадконакопления (разрезы скв. №№ 3 и 6) должен был иметь другие географические координаты и, соответственно, другой, в отличие от пород разрезов скв. №№ 1 и 8, источник питания.

В целом, характерные для ЗМ дифференцированные тектонические движения, развороты блоков и образование современных структурных форм связываются с явлением стыка Восточно-Европейской и Афро-Аравийской плиты в Альпийский лабильный пояс.

С учетом этих данных, при реконструкции обстановок формирования ПБУ Окрибы мы сочли возможным показать гипотетическую субширотную (общекавказскую) пространственную ориентацию Бзиаурской структуры (см. рис.2).

### **Основные выводы**

1. Выявлены обстановки формирования и пространственного размещения среднеюрских ПБУ в пределах Окрибы и прилегающих территорий. Установлено, что заложение среднеюрских бассейнов на окраине Срединного массива главным образом контролировалось явлениями тектоно-магматической активности, непосредственному воздействию которых подчинялись основные факторы угленакопления - ландшафтные, климатические и фитологические.

2. В ПБУ начало процесса накопления первичной органической массы, увязанное с завершением очередной фазы вулканизма, не являлось синхронным и контролировалось фоновыми скоростями компенсированного прогибания. Этот процесс в Парцханаканебском бассейне имел место ранее, чем в Гелатском и Ткибули-Шаорском. А различия в скоростях седиментации отчасти объяснимы влиянием Дзирульского жесткого субстрата.



3. Учитывая то обстоятельство, что угленакпление происходило в унаследованных от байоса депрессионных структурах, а пласты углей обнаруживают тенденцию погружения в северном и северо-восточном направлениях (глубина залегания угольной толщи на ШП превышает 1200 м) можно предположить наличие залежей углей в погребенных депрессиях под мощными комплексами меловых и третичных отложений на севере и северо-востоке ЗМ.

Существование подобных структур на значительных глубинах вряд ли представляет интерес для добычи угля, но вместе с тем, открывает возможности для добычи газа и, тем самым, отчасти может способствовать решению энергетической проблемы.

### Литература

- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Кипиани Я.Р., Кулошвили С.И., Лордкипанидзе М.Б. (1987). Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. С. 59-61.
- Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. (1979). Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Кавказа //Изв. АН СССР. Физика Земли. № 10. С.31-35.
- Асланикашвили Н.А. (1999). Формирование палеобассейнов угленакпления на фоне геодинамической эволюции Ченоморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса // Тез. докл. Междун. конф. "Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых". Баку. С.112-113.
- Баланчивадзе А.Г. (1988) Новые данные о тектоническом строении района Ткибули-Шаорского угольного месторождения //Экспресс-информация. ВИЭМС. М.. 8с.
- Гиоргобиани Т.В. (1999) Альпийская складчатость Большого Кавказа //Тез. докл. Междун. конф. "Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых". Баку. 1999. С.93.
- Гирсиашвили Д.И., Раджибов Е. А., Хундадзе Л.Я.(1987). Переинтерпретация и обобщение геофизических материалов на площадях Западной Грузии с целью построения структурной карты в отложениях мела и юры. Т.1. Фонды Геологич. департамента Грузии. 78 с.
- Данченко В.А. (1998). Вулканизм, как энергомассообмен между геосферами //Тез. док. 1 Междун. конф. "Вулканизм и биосфера". Туапсе. С.7.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.:Недра.342с.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. (1956). Литология батских отложений Окрибы //Монографии. №7. Тбилиси. 187 с.
- Джанелидзе А.И.(1940). Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми //Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР. 408 с.
- Егоров А.И. (1979). Нижнекарбоновые пояса угленакпления (углеобразования) Евразии // Тр. VIII Междун. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. Т.5. М.: Наука. С.102-106.
- Кахадзе И.Р. (1947). Грузия в юрское время. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 366 с.
- Кекелия С.А., Махарадзе А.И. (1968). К вопросу о характере регионального метаморфизма верхних горизонтов порфиритовой свиты байоса Грузии // Сообщ. АН ГССР.Т.52. № 2. С. 401-406.
- Коссовская А.Г. (1962). Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 63. 203 с.
- Леквинадзе Р.Д. (1960). Геологическое строение района среднего течения р.Риони //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 228 с.
- Лобжанидзе Г.П.(2000). О разрывных дислокациях Окрибского поднятия // Мат. научн. сесс., посвящ. 110-летию со дня рождения ак. А.И.Джанелидзе. Тбилиси. С. 227-234.
- Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. (1984). Эволюция активных окраин океана Тетис // Докл. на 27-м Междун. конгр. Колл. 03. Палеоокеанология. С.72-83.
- Мархинин Е.К. (1985). Вулканизм. М.: Недра. 286 с
- Надарейшвили Г.Ш.(1998). Позднеюрский вулканизм Колхиды и проблема Черноморской впадины // Тез. докл. 1 Междун. конф. "Вулканизм и биосфера". Туапсе. С.47.
- Пайлодзе З.А. (1986). Юрский вулканизм центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (междуречья Ингури-Лиахви) ГССР //Автореф. кандидат. дисс. 26 с.
- Супрычев В.А.(1977). О цеолитах в углистых породах и углях // Литол. и полезн. ископ. №1. С.152-154.

Тодриа В.А. (2000). О возрасте верхнеюрских пестроцветных образований Грузии //Мат. научн. сесс., посвящ. 110-летию со дня рождения ак. А.И.Джанелидзе. С. 36-48.  
Эдилашвили В.Я. (1964). Перспективы угольных месторождений Кавказа // Тр. КИМСа. Вып У (7). Тбилиси. С. 139-150.

### **Подрисуночные подписи**

Рис. 1. Обзорная карта района исследований. Геотектонические зоны: ЮСБК – Южный склон большого Кавказа; СМ-Срединный массив; ДВ-Дзирульский выступ; АТЗ-Аджаро-Триалетская зона; 1. Границы между зонами; 2. Поисковые и разведочные скважины

Рис.2. Сопоставление разрезов угольных месторождений и поисковых площадей; 1-1-глины; 2-листоватые сланцы; 3-алевролиты; 4-песчаники аркозовые; 5-песчаники слюдистые; 6-песчаники граувакковые; 7-песчаники анальцимовые; 8-конгломерат; 9-порфириты; 10-андезиты; 11-базальты; 12-пласты угля; 13-углистые включения.

Рис.3.Палеогеография и фации в период угленакопления. 1-гравелиты и песчаники прибрежно-морских фаций; 2-глины с прослоями песчаников; 3-болотные фации; 4-туфобрекчии; 5-андезиты; 6-вулканические центры; 7-пласты угля;8-скважины.

Рис.4. Схема тектонических дислокаций (По карте А.Г.Баланчивадзе, 1988).

## О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЕННО-ГРУЗИНСКОЙ ДОРОГИ

О.В.Енукидзе

**О минералогическом составе меловых отложений Военно-Грузинской дороги. О.В.Енукидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

В статье приводятся результаты изучения верхнемеловых отложений и их сравнения с нижнемеловыми минеральными ассоциациями, а также данные об источнике сноса.

**cfmfhsdtkjc cfv[tlhj upbc wfhwekb yfktmt,bc vbythfkjubehb itlutymbk,bc itcf[t,\ j\tyemb.t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb.bc m\ 1/9= 380093 s,bkbc**

ofhvjlutybk yfihjvib vjwvtekb ptf wfhwekb yfktmt,bc vbythfkjubehb itcofdkbc itlut, b lf vfsb itlft, f mdtlf wfhwek vbythfkeh fcjwbfwb, sfy\ fuhtsd t vjwvtekb lfcrdyt, b vfsb vrdt, fdb o'fhjt, bc itcf[t,\

**About mineralogical composition of the Cretaceous deposits of Georgian Military road. O.Enukidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

The paper deals with results of study of Cretaceous deposits and their comparison with lower Cretaceous mineralogical associations. Also are given conclusions about source areas.

В связи с разработкой проблемы седиментологии верхнемеловых отложений карбонатно-го флиша в басс. р.Арагви, нами были изучены как породообразующие, так и акцессорные минералы этих отложений. Были проанализированы породы разрезов турон-кампанских свит вдоль Военно-Грузинской дороги, которые представлены известняками, глинистыми известняками, карбонатными аргиллитами и песчано-алевролитовыми известняками. Главным породообразующим минералом известняков и др. является кальцит- $\text{CaCO}_3$ , по количеству которого выделяются 4 группы: 1) 80-97%, где нерастворимая часть составляет 3-20%, 100%-ый известняк не встречается; 2) 70-80%; 3) 60-70% и 4) 50-60%. Кроме кальцита, другой осадочный карбонатный минерал не отмечается.

Акцессорные минералы встречаются в малом количестве. По литературным данным (Челашвили и др., 1981), в этих отложениях доля тяжелой фракции не превышает 0,1-0,2%, наши данные идентичны минимум - 0,04, максимум - 0,24%. Минеральные ассоциации, в основном, представлены рудными минералами, в которых магнитная фракция составляет 20-25%, количество немагнитных рудных минералов колеблется в пределах 60-70%. Из других акцессорных минералов в малом количестве встречаются циркон, турмалин, апатит и др.

Циркон представлен короткими кристаллами и в обломочной форме. Они в основном обработанные, полные кристаллические формы мелких размеров ~0,06 мм, редко встречаются длинные кристаллы и двойники. Количество цирконов составляет 3-5%. В кристаллах встречаются включения разных размеров: жидкости, пузырьки воздуха, короткие игловидные рутилы, циркон и др. (рис. 1).

Турмалин, в сравнении с цирконом, отмечается в меньшем количестве и представлен обломками кристаллов, к тому же их размеры больше цирконов и достигают 0.1 мм. Они плеохромируют желто-коричневыми, зеленовато-желтыми, серо-буро-желтыми цветами и имеют темные точечные включения (рис. 2).

Апатита в этих отложениях мало. Встречаются единичные узкопризматические кристаллы с трещинами перпендикулярными удлинению.

Исследования верхнемеловых карбонатных, турбидитных песчаников - калкаренитов, показала, что они состоят, главным образом, из мелких частиц (0,25-0,48 мм) карбонатных пород - алевро-пелитоморфных известняков и аргиллитов. Вместе с ними встречаются обломки скелетов микрофауны и реже темные обломки микролитового вулканического шлака. Количество кварца здесь небольшое (единичные проценты) и они носят следы химического воздействия. В результате изучения вышеуказанных пород стало ясно, что источником их должны были быть существующие в самом бассейне, ранее осевшие карбонатные породы.

При характеристике вышеуказанных пород, мы сочли целесообразным сравнить их минеральные ассоциации с минеральными ассоциациями нижнемеловых (окрестности с.Пасанаури) флишевых отложений. Их изучение дало нам следующую картину.

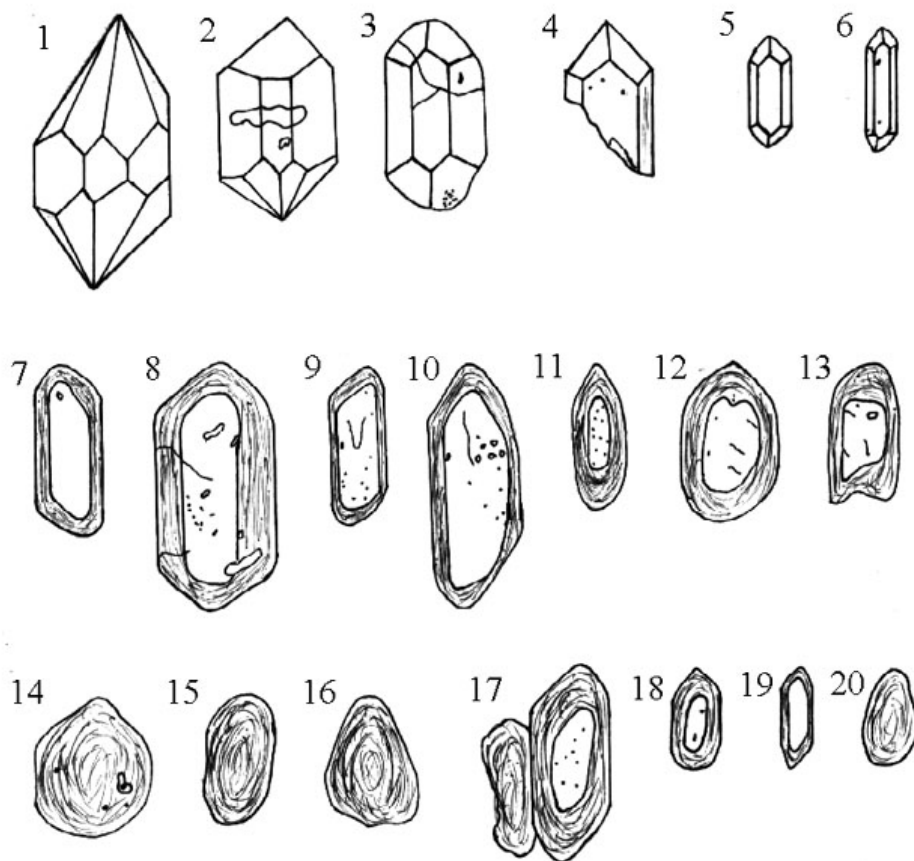


Рис. 1. Цирконы. 1-16 из нижнемеловых, 17-20 из верхнемеловых отложений.

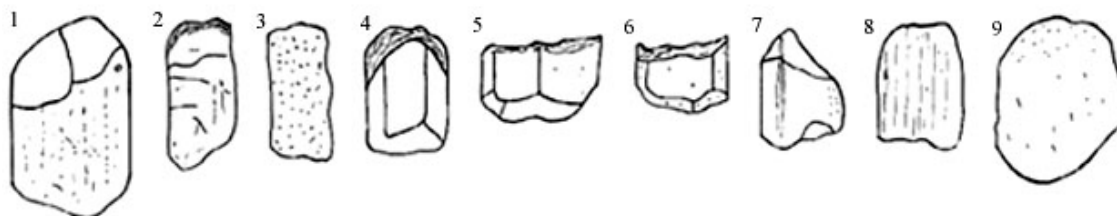


Рис. 2. Турмалины. 1-6 из нижнемеловых, 7-9 из верхнемеловых отложений

1. В сравнении с верхнемеловыми, магнитная фракция в этих отложениях значительно меньше и составляет всего 1-3 %, а иногда и вообще не встречается.
2. Рудные минералы представлены гидрооксидами железа и составляют: в песчаниках 35-40, в аргиллитах - до 80%.
3. Отмечается много бесцветной слюды и гидрослюды с включениями гидроокислов железа. К тому же их обилие наблюдается в песчаниках.
4. Из аксессуарных минералов, в основном, наблюдается ассоциация циркон-турмалина. Циркон представлен как целыми кристаллами, так и их обломками и составляет 12-16%. Их размеры колеблются в пределах 0,05-0,1мм. Более длинные кристаллы встречаются редко. Имеются и цельнокристаллические, необработанные и хорошо округленные формы, хотя, в основном, они представлены слабоокатанными формами. В кристаллах наблюдаются включения разного цвета и размера.

Размеры турмалина преобладают над размерами циркона, и первый представлен как короткими, так и длиннопризматическими кристаллами и их обломками, которые составляют 8-12%. Их размеры в основном достигают 0,1 мм. По цвету и показателям преломления встречаются, в основном, разновидности бюргерита и дравита, реже – хромдравита и феридравита. В кристаллах наблюдаются многочисленные, часто линейно ориентированные, темные, точечные включения. Чистые кристаллы без включений редки.

Среди других минералов в малом количестве присутствует апатит, гранат и рутил.

Из породообразующих минералов основным является кварц – 70-75%, в малом количестве имеются кислые плагиоклазы, серицит и мусковит.

Существование вышеуказанных минералов указывает на то, что их источником является суша, представленная плагиогранитами и аркозово-кварцевыми осадочными породами.

Результаты изучения породообразующих и акцессорных минералов нижнемеловых отложений даны в работе Э.Варсимашвили (1973), где она выделяет три литологических горизонта.

1. Нижний – олигомиктовый. В основном плагиоклаз-кварцевые песчаники, где породообразующими минералами являются кварц (64-78%) и кислые плагиоклазы, акцессорными – циркон, турмалин, дернит и рутил.
2. Аркозово-кварцевые песчаники. В них, по сравнению с предыдущим, калишпат наблюдается в большем количестве (16-21%), тогда как количество кварца уменьшается (42-65%). Акцессоры – циркон, турмалин, магнетит, дернит и рутил.
3. Верхний – слюдисто-плагиоклаз-кварцевые песчаники. В них имеется слюда (20-32%), кварц (40-68%). Акцессорными являются – циркон, турмалин и титаносодержащие минералы.

По мнению Э.В.Варсимашвили, источником этого материала является палеозойский гранитометаморфический комплекс.

В результате минералогического изучения верхнемеловых отложений видно, что источником материала карбонатных турбидитов являлась суша, сложенная карбонатными породами, которая находилась в самом бассейне или близ него. Крайняя бедность акцессорных минералов и кварца в фоновых отложениях указывает на ослабление и периодическое прекращение привноса терригенного материала. К тому же обилие магнитной фракции в карбонатных песчаниках и в песчаных известняках должно было быть связано с мелководной кислой средой.

### Литература

- Варсимашвили Э.В. (1973). Минеральные ассоциации в нижнемеловых терригенных, флишевых отложениях ЮБСК // Тр. ГИН АН СССР. 70. 1. С. 133-136.
- Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э.В., Сибашвили Г.Ш. (1981). Литология верхнеюрско-меловых отложений ЮСБК // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 72. 280 с.

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ПРОТЕРОЗОЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ

**О.Ш.Надарейшвили**

**Идентификация раннепротерозойских гранитоидов Восточной Европы и связанные с ней вопросы стратиграфии протерозоя и палеотектонической реконструкции. О.Ш.Надарейшвили.** Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси.

Граниты раннего протерозоя Европы и других регионов мира идентифицируются с помощью необычных аксессуаров микронных величин. Они являются маркирующими для гранитоидных формаций данной эпохи, так как неповторимы в истории геологического развития Земли. Помимо корреляции раннепротерозойских гранитоидов ими возможна и коррекция стратиграфической схемы протерозоя. Автор предполагает, что микроакцессорсодержащие граниты являются образованиями обрамлений сравнительно небольших участков первоначальной континентальной коры или протоплит, которые в конце нижнего протерозоя вследствие коллизии сомкнулись и образовали суперконтинент Пангея I. Они являются образованиями шовных зон этой структуры.

*fqvjcdkts tdhjbc flhtghjnthjpkjb uhfybnjblt, bc blynbabrufwb f vfcfsy lfrfdibht, ekb ghjnthjpkjb cnhfnbuhfabbc f gfkjntmnybrehb htrjcnhemwbbc cfrbs[t, b] j\yffhtbidbkb\ s, bkkcbc cftkvobaj eybdthcbntnb\ b\zfdzdf. bc ufvp\ 7= 380028 s, bkkcb\*

*vbrhjyekb cblbltt, bc vmjyt exdtekj fmwtcjht, bc cfieft, bs vj[th[lf tdhjgbc f vjajkbc c[df htubjyt, bc flhtghjnthjpkjb uhfybnt, bc blynbabrufwb\ vbrhjfwmwtcjht, b fqbbyekb tgjmbc uhfybnjblt, bc vhrbht, tkyb fhbfy= hflufy lflvbobc utjkjubehb ufydbsfht, bc bcjnhbfib vfs fyfkjut, b fh uffxybfs\ mdtlf ghjnthjpkjb uhfybnt, bc rjhtkfwbbc uhlf vbrhjfwmwtcjht, bs itcf-kt, tkbf vjdf[lbyjs ghjnthjpkjb cnhfnbuhfabekb lfyfotdht, bc cmtvbc rjhtmwbf\ fdnjhbc fphbs vbrhjfwmwtcjhitvwdtkb uhfybnjblt, b eylf ofhvjlutulyty cegthrynytyty gfyutf ^ rjnybytynehb vjpfbrbc itvfrfdibht, tk= itvfwvtvtynt, tk ofhvjymvyt, c\ rjnybytyncf= hjvtkbw mdtlf ghjnthjpkjb vbohekc xfvj'fkb, lf gbhdkcfo' bcb mthmbc yfaktst, bc se ghjnjabkfyty, bc rjkbpbbehb itho'vf-itrjobot, bc upbs\*

**Identification of the Early Proterozoic granitoids of East Europe and connected with it problems of stratigraphy and paleotectonic reconstruction of the Proterozoic era. O.Nadareishvili.** Tbilisi State University, I.Chavchavadze av., 1, 380028 Tbilisi.

Early Proterozoic granites of Europe and other regions of the world are identified with the help of the unusual accessory minerals of micron size. They are marking minerals for the granitoid formations of the given epoch, because they are unique in the history of the geological development of the Earth. Besides the correlation of the early Proterozoic granitoids, they give us the possibility to correct stratigraphic schemes of the Proterozoic era. The author considers, that microaccessory-bearing granites were formed on the small sections of the framing parts of the primary continental crusts, that is - protoplates. At the end of Proterozoic epoch, after collisions these plates joined and create Supercontinent - Pangea I. They are formations of the seam zones of this mosaic structure.

Данная работа относится к той области геологической науки, которая в недалеком прошлом именовалась региональной минералогией. Она по существу носила петрогенную специфику минералогических исследований. Нередко результаты таких исследований по содержанию имели общегеологическое значение.

В статье изложенный материал имеет целью еще раз заострить внимание специалистов на необычных аксессуарах, впервые выявленных автором данной публикации в древнейших гранитоидах Большого Кавказа в начале пятидесятых годов. Существование этих образований, несмотря на их обширное распространение, что выяснилось позже, до этого не было установлено ни в одном регионе мира. Значение этих аксессуаров неизмеримо велико, не только при решении вопросов магматической геологии Кавказа в целом, но и при расшифровке таких важных геологических проблем, как вопросы стратиграфии и палеотектонических реконструкций.

дофанерозоя. Определенная часть изложенного здесь, за исключением магматической геологии, рассматривается на уровне предположений и представляет предмет суждения.

Парадоксально, но факт, что отмеченные акцессории впервые были выявлены на Кавказе в останцах докембрийских кислых интрузивных образований этой молодой альпийской складчатой системы, а не в областях их обширного распространения - в пределах современных щитов, древнейших платформ и кратонов. Микроакцессориями, как и следовало ожидать, охарактеризовались также фанерозойские терригенные и метатерригенные образования Кавказа, все без исключения (Надарейшвили, 1963, 1981, 1982; ნადარეიშვილი 1994). В других же регионах, в областях древнейшей складчатости, они были выявлены и в протерозойских отложениях, начиная со средней части нижнего протерозоя.

Было установлено, что микроакцессории являются составляющими лишь гранитоидов и их родственных кварцсодержащих интрузивно-гипабиссальных образований. Они не имеют никакой связи, по крайней мере, в характере последовательности выделения, с "обыкновенными акцессориями", микроскопически легко определяемыми в породах. В отличие от них, они не являются постоянными характеризующими минералами определенных групп или семейств кристаллических пород, даже гранитоидов всех времен и выделяются своей ультрамикроскопичностью. Необычность этих акцессориев состоит не только в их неповторимости, но и в целом ряде своеобразий. Они всегда представляют собой минералы-включения, а не образования межгранулярного пространства породы. По происхождению они всегда связаны с кварцем гранитоидных пород, с минералом завершающего этапа кристаллизации кислой магмы и заключены только в ней. В кварцевых выделениях образуют парагенетическую микроакцессорную ассоциацию сложного состава, ныне определяемую рутилом, цирконом, апатитом (Надарейшвили, 1956) и другими, в настоящем не установленными, микрокристаллическими выделениями с различной морфологией и оптикой, определение которых, несмотря на старания коллег из Московского ИГЕМ методом микрозондирования, пока еще не удалось. Причиной тому необычно малые размеры микроакцессориев, в диапазоне микронных величин. Именно поэтому на протяжении многих лет для советских и зарубежных исследователей они оставались незамеченными и не попадали в поле зрения "рабочего увеличения" микроскопа. Выявление, изучение и определение микроакцессориев возможно лишь при больших (500х-1000х) увеличениях, редко применяемых в оптических исследованиях. Среди этих акцессориев главным и маркирующим является рутил необычной морфологии (рис.1). У него волосовидный облик (максимальное соотношение параметров 1:300, при диаметре 0,4 микрона). Цирконовые выделения приблизительно этой же величины, имеют удлиненопризматическо-бипирамидальный габитус, апатит же – игольчатый (Надарейшвили, 1956, 1960, 1968). По данным Ф.Г.Хэтча, А.К. и М.К.Уэллсов (1975) такие включения микроакцессориев свидетельствуют о высокотемпературном характере включающего их кварца и, соответственно, кварцсодержащего гранита в целом. Следовательно, они являются геотермометрами микроакцессорсодержащих гранитоидов. И, наконец, главное, необычность этих микроакцессориев заключается в неповторяемости и в характере их выявления и распространения.

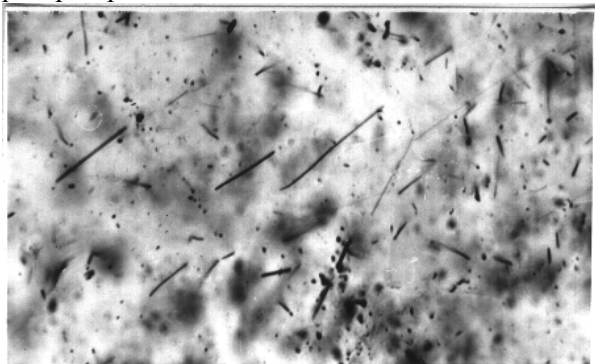


Рис. 1. Волосовидные выделения кристаллов рутила в кварце.

Плагиогранит. Лашипсе, Большой Кавказ. x700, без анализатора

Они не являются акцессориями гранитов всех времен. Микроакцессории характеризуют лишь граниты одной, раннепротерозойской эпохи. Они, наподобие руководящей фауны в стратиграфии, маркируют лишь нижнепротерозойские гранитоиды. В процессе эволюционного развития Земли, в истории ее магматической геологии, протерозойские микроакцессории не име-

ют аналогов. Таким видовым составом и парагенезисом микроакцессории в истории Земли образуются не более одного раза. Ими не характеризуются допротерозойские (катархейские и архейские) и послепротерозойские (фанерозойские) гранитоиды - все они стерильны от микроакцессориев. В этом автора данной статьи убедили результаты многолетних исследований. Микроакцессории являются носителями формационного, а не генетического признака. Они характеризуют лишь конкретную формационную группу раннепротерозойских гранитоидов.

Помимо всего, микроакцессориям свойственна и необычность распространения. Они характеризуют раннепротерозойские граниты всегда и повсюду не спорадически, а непрерывно, не только в границах конкретного региона или области, а в пределах более обширного мегаконтинента, а в далеком геологическом прошлом - в масштабах суперконтинента. Пробелы или аномалии в характере их выявления- распространения не отмечаются. Наоборот, они проявляют стремление к обильному выявлению - иногда в 1 см<sup>3</sup> кварцевого зерна можно сосчитать сотни "венериных волос" рутила наимельчайшего размера. Микроакцессорообразованию сопутствует весь цикл раннепротерозойского орогенного магматизма, столь насыщенного явлениями диастрофизмов и длившегося сотни миллионов лет. Каждая фаза или стадия орогенного гранитообразования, все без исключения, характеризуется микроакцессорностью - от раннеорогенных до посторогенных гранитов включительно. Ввиду того что микроакцессорность является всеобщей характеристикой протерозойских гранитоидов, а доля этих образований в строении земной коры значительна, то крупномасштабность микроакцессоропроявления не должна вызывать сомнения.

Вследствие многолетних целенаправленных исследований и скрупулезного микроакцессорного анализа, что выполнялось по предварительно намеченному плану за пределами Кавказа, в различных регионах мира удалось выявить и идентифицировать с первоисточником микроакцессорсодержащие граниты<sup>1</sup>. Ареал распространения микроакцессорсодержащих гранитоидов оказался внушительным - определенные области Европы, Азии, Сев.Америки и другие участки кристаллического строения земной поверхности, в том числе и Антарктиды.

В пределах европейского континента выходы микроакцессорсодержащих гранитоидов прослеживаются большей частью в виде щелочно-фрагментарного, реже непрерывного ряда. Кроме того, фрагментарные останцы этих образований и их мигматитовых полей фиксируются в полосе развития сравнительно молодых складчатых систем - каледоно-байкальской, герцинской и альпийской.

Судя по распространению микроакцессорсодержащих гранитоидных формаций, Европа этой поры, в начале протерозоя, была представлена не менее чем двумя континентальными плитами крупного размера - северо-восточной половиной Западной Европы и более крупной Восточноевропейской плитой (рис.2). Возможно, эти континентальные плиты в то время были расчленены и на более мелкие части, как это предполагают некоторые исследователи, в том числе и Л.И.Салоп (1960, 1982), но ввиду отсутствия микроакцессорного подтверждения от такого суждения нам пока следует воздержаться.

В части Западноевропейской плиты, в то время представляющей северо-восточную половину современной Европы, микроакцессорсодержащие гранитоиды были выявлены: на юге, в Саксо-Тюрингской структурной зоне герцинской складчатости Центральной Германии, в полосе земель Оденвальда, Тюрингии, Саксонии и Рудных гор; а также севернее этой полосы, в области Среднегерманской возвышенности, на периферии Рено-герцинской тектонической зоны, в полосе распространения гранитов Гарца и массива Броккен; далее на западе, в северо-западной части Европы, в полосе Грампианских гор Шотландии, в зоне гнейсов каледонской складчатости, в районах Абердеена, Галовой и Дальбеатии и на северо-восточном продолжении шотландской полосы в Норвегии, в районе Ставангер (Rosenbusch, 1901; Надарейшвили, 1960, 1983; Sammlungen). Восточное обрамление Западноевропейской плиты устанавливается более четко фиксацией микроакцессорсодержащих гранитоидов, выходы которых почти непрерывно прос-

---

<sup>1</sup> По мере возможности составлялись реперные разрезы и собирался фактический материал из некоторых областей распространения древнейших эндогенных формаций в пределах России и Средней Азии: были изучены кранцевские классические коллекции шлифов и пород различных регионов мира, составителями которых являлись Розенбуш, Смит, Рине, Гиршвальд и др., колл. "Броккен"; проводилась петрографическая ревизия на микроакцессорсодержимость гранитов шлифотек исследовательских и производственных заведений бывшего Союза; просматривались многочисленные частные коллекции и т.д. В общей сложности было просмотрено и изучено несколько тысяч шлифов.



леживаются в полосе меридионального направления Коли-Карелия-Латвия-Приднепровье (Надарейшвили, 1988а; *yflfhtbidbkb=* 1990б) \ И если ко всему этому причислить и соответствующие данные, добытые в результате бурения в районе Добруджи (Афанасьев и др., 1973), представляющем юго-восточную окраину рассматриваемой структуры, то в северной половине Западной Европы, включая Скандинавию, явно вырисовывается контур древнейшей континентальной плиты конца нижнего протерозоя, обрамленной микроакцессорсодержащими гранитоидами.

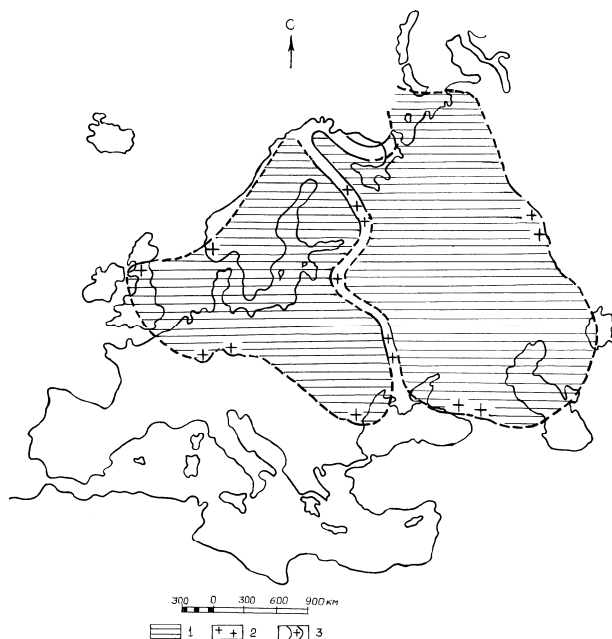


Рис. 2. Палеотектоническая схема Европы для конца раннего протерозоя. Континентальные плиты в стадии смыкания – коллизии  
1 - позднеархейская континентальная плита; 2 - микроакцессорсодержащие граниты раннего протерозоя; 3 - зона коллизии.

В восточной части европейского континента по объекту нашего изучения был добыт более добротный фактический материал, особенно о докембрийских гранитах западного и южного обрамления Восточноевропейской плиты, которые в виде полосы значительной ширины простираются на территории бывшего Союза и поэтому были более доступны для исследования. Здесь удалось не только выявить и идентифицировать микроакцессорсодержащие граниты по вещественному составу, но и установить идентичность синхронности их формирования и геологического бытия, что явилось предпосылкой корреляции. На западной периферии Восточноевропейской континентальной плиты была прослежена простирающаяся в меридиональном направлении полоса микроакцессорсодержащих гранитоидов. В этой зоне, ранее именуемой восточноевропейской системой протерозойских геосинклиналей, с севера на юг носителями микроакцессориев оказались: граниты-карелиды Кольского полуострова и Карелии; далее, гранитоиды латвийской части фундамента (по данным бурения) и саксаганиды гранитоидного состава Приднепровья (Надарейшвили, 1983, 1988а; *ბაღატიშვილი*, 1990б). Южная окраина этой древней плиты, по-видимому, проходила вдоль линии Кавказа. Здесь, в тектонических структурах региона, в строении которых принимают участие преимущественно кристаллические формации, было выявлено множество останцев микроакцессорсодержащих гранитов. С севера на юг микроакцессориями охарактеризовались: граниты небольших выступов фундамента районов - Мощевой, Бескеса, Каменистой и Малки; Блыбские и другие выходы гранитоидов зоны Передового хребта; гранитоиды зоны Главного Кавказского хребта, преимущественно плагио-гранит-гранодиоритового состава и древнейшие образования выступов кристаллического фундамента Грузии, Дзирульского, Храмского и Локского массивов (Надарейшвили, 1963, 1978, 1984а,б; *yflfhtbidbkb=* 1993, = 1998). Восточный контур плиты простирается по Уралу, где также фиксируются фрагментарные проявления микроакцессорсодержащих гранитоидов. Таким образом, рассмотренная континентальная структура, по крайней мере с трех сторон окаймляется микроакцессорсодержащими гранитоидами.

В прерывисто-фрагментарно-поясном распространении микроакцессориями идентифицированных гранитов в обеих частях Европы в значительной степени повинны орогенный магматизм и метаморфизм более поздних эпох, проявившиеся неоднократно в этих зонах европейс-

кого континента. На некоторых участках этих поясов, вследствие многократно наложенных процессов, первичная природа раннепротерозойских гранитоидов в значительной степени завуалирована или полностью уничтожена. Исчезают или претерпевают изменения и микроакцессории (Надарейшвили, 1957). Особенно глубокий след оставил в их преобразовании герцинский орогенный магматизм и сопутствующие ему явления. Это большей частью происходило в зонах тектонической регенерации позднедокембрийских консолидированных структур. Нужно учесть и то обстоятельство, что раннепротерозойский магматизм по каким-то причинам местами проявляется не полностью, особенно в фазе его завершающего этапа. Примером этого является Кавказ, хотя в молодых олистостромах этой области встречаются олистолиты микроакцессорсодержащих, существенно щелочных гранитов, доселе не известных на Кавказе (yflfhtb-  
idbkb lf c[d\= 1994)\

Среди этих полос особо следует выделить почти непрерывную полосу распространения микроакцессориями идентифицированных гранитов на стыке Западной и Восточной Европы той поры. Граниты этой полосы, являющиеся образованиями орогенной стадии развития раннепротерозойской карело-саксаганской системы протогеосинклиналей, после кратонизации сохранились почти в первозданном виде и без изменения, в нерегенерированном состоянии, просуществовали до наших дней. Микроакцессорсодержащими гранитоидами этой шовной зоны в конце нижнего протерозоя произошло окончательное приращение обеих европейских плит, что послужило началом формирования европейского континента в целом. Эта полоса протерозойской складчатости наиболее насыщена выделениями микроакцессориев кавказской специфики.

В познании раннепротерозойской геологии европейской части России и отчасти Балтийского щита, весомую роль сыграла дофанерозойская геология Коли-Карельского региона, являющегося северной частью охарактеризованной карело-саксаганской полосы распространения микроакцессорсодержащих гранитоидов. Следует заметить, что данная область выделяется более или менее полными стратиграфическими разрезами раннего протерозоя и хорошей изученностью магматизма.

В Карелии микроакцессорную специализацию проявляют гранитоиды-карелиды всех фаз гранитообразования кислого интрузивного магматизма нижнепротерозойской карельской эпохи - раннеорогенные, существенно натриевые плагиограниты, поздние и посторогенные калиевые граниты и граниты субщелочного отклонения, а также кварцсодержащие гибридные образования (Надарейшвили, 1988а). Отмеченное явление в Карелии фиксируется почти повсеместно, в Коли же и вообще в обширной полосе проявления карело-саксаганского орогенеза оно является еще и критерием выделения аналогов карелид из нерасчлененных комплексов разноформационных гранитоидов докембрия.

Многочисленными радиометрическими измерениями, большей частью Rb-Sr методом, абсолютный возраст гранитоид-карелид был определен в интервале 2,3-1,65 млрд. лет (Свириденко, 1980; Салоп, 1982; Хаин и Божко, 1988). Он охватывает весь цикл кислого интрузивного магматизма карельской эпохи, включая и возраст формирования посторогенных рапакиви гранитов. Приблизительно такие же данные были получены о возрасте украинских микроакцессорсодержащих гранитов - саксагид, 2,2-1,8 млрд.лет. К слову, кавказоведы иногда с пренебрежением относятся к цифрам радиометрических исследований, говорящим о существовании останцев древних эпох в этой молодой складчатой области. В этой связи следует привести интересные примеры о данных определения абсолютного возраста гранитов кристаллических выступов Грузии - Локского массива -  $1200 \pm 100$  млн.лет (Соботович и др., 1977) и Храмского выступа -  $1600 \pm 200$  млн.лет (Вардзелашвили, Лесная, 1981)<sup>2</sup>. Эти породы датированы весьма достоверным свинцово-изохронным методом. Или же пример определения абсолютного возраста северокавказских гранитов Мощевой и Бескеса А.Г.Гурбановым, Rb-Sr методом - свыше милл-

---

<sup>2</sup> От редколлегии. В публикуемой статье с помощью акцессориев микронных величин идентифицируются граниты раннего протерозоя Европы и других регионов мира, в том числе и Кавказа (гранитоиды Локского и Храмского массивов, зоны Главного хребта Кавказа). В свете имеющихся к настоящему моменту данных идея о протерозойском возрасте указанных кавказских гранитов не получает подтверждения, поскольку палеозойский возраст этих гранитов бесспорно доказан геологическими и радиометрическими данными. Впрочем датировка  $1200 \pm 100$  млн.лет гранитов Локского и  $1600 \pm 200$  млн.лет Храмского массивов поставлена под сомнение самими авторами, а в результатах изотопной датировки указанных автором гранитов Большого Кавказа ряд методических аспектов вызывают сомнения.

иарда лет. Все эти образцы были взяты в зонах распространения микроакцессорсодержащих гранитов. Кроме того, нельзя упустить из виду, что Г.Д.Афанасьевым и И.В.Борисовичем (1966) радиометрический возраст гипербазитов Кавказа был определен в протерозойском диапазоне - 1950-950 млн.лет. Эти цифры отчасти занижены, но здесь нужно учесть, что все эти образования на Кавказе неоднократно претерпели регенерацию вследствие наложенных процессов.

Определение возраста микроакцессорсодержащих гранитоидов не физическими, а геологическими методами исследования весьма сложно. Вмещающими этих интрузий всегда являются фаунистически немые толщи древних метаморфических образований докембрия, а их первоначальный осадочный покров содержит лишь останцы древних водорослей, что в установлении возраста гранитных тел не является решающим фактором. Геологически уверенно определяется лишь верхний возрастной предел наиболее молодых образований микроакцессорсодержащих гранитов - рапакиви. Интрузивные тела этих образований в Карелии несогласно перекрываются иотнийскими песчинками нижнего рифея.

Для установления возраста микроакцессорсодержащих гранитоидов с геологической позиции, помимо изучения реперных разрезов осадочного чехла Карелии в полевых условиях, была проведена петрографическая ревизия шлифотек терригенных отложений в литологической лаборатории ГИ Карельского филиала АН СССР, любезно предоставленных автору данной статьи В.А.Соколовым и Л.П.Галдобиной, с целью выявления в осадочных образованиях докембрия переотложенного кластического материала микроакцессорсодержащих гранитов. На Кавказе такая попытка оказалась безрезультатной ввиду того, что наиболее древними неметаморфизованными терригенными отложениями здесь являются молассы кембрийской урлешской свиты, кварцсодержащий галечный материал которых переполнен волосовидными включениями рутила, а более древние неметаморфизованные докембрийские осадочные образования на Кавказе неизвестны. Следовательно, в кавказском регионе невозможно установить возрастные границы формирования микроакцессорсодержащих гранитов. В Карелии же это возможно из-за того, что верхи докембрия здесь представлены почти неметаморфизованными отложениями протерозоя и к тому же стратиграфически достаточно полно.

Докембрий в пределах Карелии представлен верхним археем и протерозоем. Верхний архей здесь именуется лопием. Протерозой же расчленен на две части: ранний (нижний) и поздний (верхний). Нижний протерозой разделен на 4 отдела (снизу вверх) - сумийский, сариольский, ятулийский и суисарский. К верхнему же относятся - иотнийский и гиперборийский отдели (соответствуют рифею и отчасти венду).

Лопий представлен свитами метаморфических пород супракрустальной природы осадочно-вулканогенного генезиса (со значительно высокой степенью метаморфизма в низах разреза). В метаморфизованных вулканитах лопия нередко сохранены реликты исходного состава и строения диабазов, диабазовых порфириров и андезитовых порфириров. Среди них встречаются прослои, горизонты или пачки терригенных образований с флишоидным характером напластования - конгломераты, кварциты, графитовые сланцы и мраморизованные известняки. Лопий объединяет мощный комплекс свит.

Нижний протерозой от сумия до суисария включительно образует верхний структурный этаж осадочно-вулканогенных образований. Он представлен терригенными отложениями мелководных бассейнов и континентальными образованиями, а также вулканитами (лавобрекчиями основного и ультраосновного состава, кислыми вулканитами и их туфами). По мнению карельских геологов (Соколов и др., 1970), эти отложения орогенной (сумий) и платформенной (от сариолия до суисария включительно) природы. Здесь выделены протоплатформенные (ранние) и платформенные (поздние) молассы, формированию которых длительное время предшествовала спокойная тектоническая эпоха. Вулканиты нижнего протерозоя и лопия вместе составляют 50% разреза Карелии, общая мощность которого достигает 4 км.

Нашими исследованиями было установлено, что кластический материал гранитоид-карелид с микроакцессорными включениями принимает участие в строении орогенных, позднеорогенных и посторогенных терригенных и метатерригенных образований нижнего протерозоя. Среди них обилием микроакцессорсодержащего кластического материала охарактеризовались молассовые отложения (Надарейшвили, 1981, 1985; *ბაღატიშვილი* 1990<sup>ა,ბ</sup>). Кварцевый же материал метаморфогенных образований верхнего архея (лопий) не содержит микроакцессорных включений. Супракрусталиты лопия стерильны от них. В терригенных образованиях Карелии

микроакцессории кавказского типа впервые нерешительно появляются в сумийских отложениях. Сумий считается началом нижнего протерозоя в этой части Балтийского щита. Судя по времени внедрения и появления первых признаков размыва и сноса микроакцессорсодержащих гранитов Карелии, следует заключить, что формирование ранних представителей этих образований происходило на рубеже верхнего архея и нижнего протерозоя, что связано с проявлением ребольской орофазой карельской складчатости. Позже на границе сумия с сариолием гранитообразование с микроакцессорной спецификой было обусловлено селецкой фазой складчатости, а в конце нижнего протерозоя, вследствие проявления тектоно-магматической активизации, в определенных частях консолидированной карельской протогеосинклинали, гранитообразование с микроакцессорной специализацией завершается формированием тел платформенных гранитов - рапакиви.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, нижний возрастной предел для микроакцессорсодержащих гранитоидных формаций Карелии определяется концом верхнего архея (лопий), верхний же - началом верхнего протерозоя (рифей). Достоверность такого определения столь убедительна, что его следует распространить на все микроакцессорсодержащие граниты, которые в разных регионах мира именуется по-разному - карелидами, саксаганидами; возможно, им идентична и определенная часть свекофенидов, норгидов, а также граниты других наименований, в том числе кавказские, уральские, байкальские и т.п. Всех их должна объединять микроакцессорная специализация. Следует заметить, что началу проявления нижнепротерозойского кислого интрузивного магматизма с микроакцессорной специализацией в Карелии, на Кавказе и в других регионах Евразии, всегда предшествует типично геосинклинальный, инициальный габбро-гипербазитовый магматизм (Салоп, 1960, 1982; Nadareishvili, 1979; Надарейшвили, 1988б; *yflfhtbidbkb=* 1993f; Свириденко, 1980).

Результаты микроакцессорного анализа супракрустальных, метатерригенных и терригенных образований Карелии позволили нам усомниться в правильности ныне существующей стратиграфической схемы докембрия восточной части Балтийского щита. Возникла необходимость корректировки схемы. В этом отношении наиболее спорным оказался вопрос проведения нижней границы протерозоя, который и прежде являлся объектом дискуссии.

По новой версии нижний протерозой делится на три части: к нижней относится сумий и сариолий; к средней - ятулий и суйсарий; к верхней же - вепсий (см. таблицу). Лопийский отдел остался опять-таки за пределами нижнего протерозоя. Если принять во внимание такое суждение, то нижнепротерозойская карельская геосинклиналь и вообще вся система восточноевропейских протогеосинклиналей, развивающаяся на протяжении почти 1 млрд.лет, оказалась бы без начальной стадии геосинклинально-орогенного (субдукционного или коллизионного) развития. Следовательно, она ограничилась бы лишь рамками орогенного и посторогенного развития протогеосинклинали.

С позиции микроакцессорного анализа отнесение лопия к верхнему архею не должно быть оправданным. Среди осадков геосинклинальной зоны кластический материал микроакцессорсодержащих гранитов, как было отмечено выше, впервые в небольшом количестве проявляется в синорогенных метатерригенных отложениях сумия. Подстилающие их лопийские супракрусталиты же, по-видимому, представляют образования собственно геосинклинального этапа, в которых отображается вулканогенно-осадочная природа исходных пород. Нижняя граница протерозоя, скорее всего, проходит на границе лопия с беломорией. То, что зарождение карельской геосинклинали произошло в лопийское время, подтверждается нижеследующим.

1. Синорогенные микроакцессорсодержащие гранитоидные интрузии, которые связаны с ребольской орофазой карельской складчатости, пространственно расположены исключительно в супракрусталитах лопия.
2. Роль этих интрузий в превращении пород осадочно-вулканогенного генезиса в супракрусталиты значительна.
3. Кое-где от воздействия метаморфических превращений и условий реоморфизма уцелела картина согласного залегания сумийских отложений над лопийскими образованиями.
4. Чарнокиты, образованием которых завершается беломорский цикл магматизма верхнеархейской эры, существовали еще до начала формирования лопийских вулканогенно-осадочных свит.

5. Супракрусталиты лопия стерильны от микроакцессориев.

В связи с отмеченным, вполне логично, если в схеме стратиграфического деления протерозоя лопийский отдел будет присовокуплен к низам нижнего протерозоя.

Таблица

Стратиграфические схемы докембрия восточной части Балтийского щита

по К.О.Кратцу и К.А.Шуркину, 1958		по Б.М.Келлеру, К.О.Кратцу и К.А.Шуркину, 1977		из книги В.А.Хаина и Н.А.Божко, 1988			
Эра	Отделы	Эра	Отделы	Эра	Подразделения	Отделы	
Протерозой	■	■	Гиперборий	■	■	Рифей	
	■		Иотний				■
	■	Сумий	Рифей				
■	Сунсарий	■	Сунсарий	■	верхнее	Вепсий	
■	Ятулий	■	Ятулий	■	среднее	Сунсарий	
■	Сариолий	■	Сариолий	■	нижнее	Сариолий	
■	Сумий	■	Сумий	■		Сумий	
■	Лопий	■	Лопий	■		?	
■	Беломорий	■	Беломорий	■		Беломорий	

Относительно истории геологического развития европейской части планеты в раннем протерозое можно сказать следующее. Первоначальный архейский континент, нередко именуемый Пангеей О, представляющий, согласно В.Е.Хаину (1988), тонкую и менее хрупкую структуру мозаичного строения, состоящую, по-видимому, из непрочных склеенных коровых образований небольших размеров сиалического состава, и к тому же находящуюся в сравнительно горячем состоянии с более высоким геотермальным градиентом, в самом конце верхнего архея, а по нашим данным и в начале протерозоя, после завершения беломорского цикла магматизма, вследствие рифтогенеза, под воздействием сил растяжения, начал распадаться. Вследствие деструкции Нулевая Пангея раздробилась на многочисленные протоплатформы. Образовались протогеосинклинали или же протоавлакогены. Воду развившимся котловинам уделил первичный мировой океан - Пантеласа. Межконтинентальные бассейны образовывали не столь большие площадные акватории. По масштабам они намного отставали от прототетиса. Кое-где образовалась и океаническая кора. В океанах данными осадками являлись глины. Местами происходило излияние толеитовых лав, и дно постепенно нагружалось вулканогенно-осадочно-терригенными образованиями. Все происшедшее синхронно лопию. В самом конце лопия под влиянием сил сжатия началась деформация-деструкция протогеосинклинальных бассейнов, и проявился инициальный магматизм с ультраосновным уклоном. И, наконец, процесс смыкания ("захлопывания") протогеосинклиналей вследствие движения отдельных участков континентальной коры (плит) наперекор друг другу, завершился коллизией, хотя не везде, местами проявились и субдукционные явления. В связи с этим нельзя не согласиться с мнением В.Е. Хаина, что, в целом, в нижнем протерозое господствовала начальная форма тектоники плит. С коллизией связано обильное продуцирование кислой магмы в начале нижнего протерозоя, на границе лопия с сумием и значительно позже. Затухание кислого интрузивного магматизма длилось до конца нижнего протерозоя и в конце концов завершилось образованием т.н. куполов и батолитообразных тел. Примерно в такой последовательности изменялась геологическая обстановка в раннем протерозое и в европейской части Земли (см. рис. 2). Раздробленные участки континен-

тальных плит сомкнулись, сгруппировались, срослись и образовали к началу позднего протерозоя суперконтинент Протолангею, известную также под названием Пангея I. В связи с этим, нам представляется возможным обобщить результаты микроакцессорного исследования с тремя главными выводами.

1. В полосе сращения протерозойских континентальных плит, в зоне их слияния, везде образуется кратонизированный шов гранитоидного состава. Гранитоиды шовной зоны всегда имеют микроакцессорсодержащую специализацию. Коллизийные микроакцессорсодержащие гранитные формации являются индикаторами обрамления (контура) протерозойских плит.

2. Микроакцессорсодержащие граниты, полосы их распространения, даже останцы, контролируют геометрию раннепротерозойских плит.

3. Микроакцессорсодержащие граниты являются цементирующими, связывающими образованиями континентальной мозаики суперконтинента Пангея I.

### Литература

- Афанасьев Г.Д., Борисович И.В. (1966). Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию //Изв. АН СССР. Сер. геол. N 3. С. 3-15.
- Афанасьев Г.Д., Бенеш К.Б., Бойко А.К., Борсук А.М., Зубек В., Каменецкий Л., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Паливцева М., Семенов Н.П., Цимбел Б., Шуркин К.А. (1973). Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой //Изв. АН СССР. Сер.геол. N 11. С.3-17.
- Вардзелашвили Н.С., Лесная И.М. (1981). Циркон в гранитоидах Храмского массива (Малый Кавказ) //Сообщ. АН ГССР. 101. N3. С.621-624.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Шуркин К.А. (1977). Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР //Изв. АН СССР. Сер.геол. N 1. С. 16-21.
- Кратц К.О., Шуркин К.А. (1960). Геология докембрия восточной части Балтийского щита // МГК. XXI сесс. Сб.докл. сов.геол. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.-Л. С.7-18.
- Надарейшвили О.Ш. (1956). Об акцессорных минералах двуслюдяных гранитов ущелья р.Марка (Северный Кавказ) //Тр. ГПИ. Геол. сб. N 3 (44). С.75-87.
- Надарейшвили О.Ш. (1957). К вопросу о взаимоотношении пород комплекса гранитоидов Главного Кавказского хребта, на примере района верховьев р.Малый Зеленчук (Северный Кавказ) //Тр. ГПИ. Геолог. сб. N 8 (56). С.81-95.
- Надарейшвили О.Ш. (1960). О корреляции древних гранитоидов с помощью ультрамикроскопических акцессоров //Тр. КИМСа. Вып. II(4). С.21-34.
- Надарейшвили О.Ш. (1963). О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта //Тр. КИМСа. Вып. IV(6). Геол. сер. С.27-50.
- Надарейшвили О.Ш. (1968). Значение акцессорных минералов в изучении вопросов петрологии гранитоидов //Акцессорные минералы изверженных пород. М. С. 91-95.
- Надарейшвили О.Ш. (1978). Новые данные по корреляции палеозойских гранитоидов Большого Кавказа //Тез. докл. III Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам на тему - рудоносность магматических формаций. Симферополь. С.31.
- Надарейшвили О.Ш. (1981). О наличии материала плагиогранитов Главного Кавказского хребта в кембрийской урлешской свите //Сообщ. АН ГССР. 104. N 1. С.89-92.
- Надарейшвили О.Ш. (1982). Значение метаконгломератов дамхурцевской свиты для геологии кристаллического основания Большого Кавказа //Сообщ. АН ГССР. 107. N 3. С.545-548.
- Надарейшвили О.Ш. (1983). Докембрийские гранитоиды и их микроакцессорная идентичность с протерозойскими образованиями других регионов Евразии //Тез. докл. IV Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Нахичевань. С.67-68.
- Надарейшвили О.Ш. (1984а). Останцы докембрийских плагиогранитов среди вариссийских образований кристаллического основания Большого Кавказа и их корреляция //Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. М.С.75-90
- Надарейшвили О.Ш. (1984б). Микроакцессоры кавказского типа и их роль в познании геологии дофанерозоя //Мат. Межфакульт. конф. ТГУ. Тбилиси. С.230-232.

- Надарейшвили О.Ш. (1985). Маркирующие акцессорные минералы древних гранитоидов в метатерригенных образованиях палеозоя Большого Кавказа //Циркон в породах докембрия и фанерозоя. М. С.246-249.
- Надарейшвили О.Ш. (1988а). Аналогии гранитов-карелид на Кавказе //Актуальные вопросы геологии и географии. Мат. межвуз. науч. конф., посвящ. 50-летию основания географо-геологического факультета ТГУ. Тбилиси. С.94-99.
- Надарейшвили О.Ш. (1988б). Протерозойские офиолитовые пояса Большого Кавказа //Мат. I республик. науч. конф., посвящ. 70-летию основания ТГУ. С.78-80.
- Салоп Л.И. (1960). Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. //Межд. геол. конгресс. XXI сесс. Сб. докл. сов. геол.: стратиграфия и корреляция докембрия. М.-Л. С.106-127.
- Салоп Л.И. (1982). Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра. 343 с.
- Свириденко Л.П. (1980). Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука. 216 с.
- Соботович Э.В., Вардзелашвили Н.С., Слупицкий Ю.А., Цьонь О.В. (1977). Докембрийские породы на Кавказе //Изв. АН СССР. Сер.геол. N10. С.38-45.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейканен К.И.(1970). Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск.366с
- Хаин В.Е., Божко Н.А. (1988). Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра. 382 с.
- Хэтч Ф.Г., Уэллс А.К., Уэллс М.К. (1975). Петрография магматических пород (пер. с англ.). М.: Мир. 511 с.
- yflfhtbidbkb j\ (1990f)\ vbrhjfwmwctjht,b lf udbfyrfv,hbekfvltkb cnhfnbuhfabbc cfrbs-  
[t,b// ^ htcge,kbrehb cfvtwybthj rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc\ ud\ 22-  
23\
- yflfhtbidbkb j\ (1990,)\ fqvjcfdkts tdhjgbc lf rfdrfcbbc utjcbyrkbyt,bc itcf'kt,tk rfdib-  
hpt ghjnthjpekib vfuvehb utjkjubbc sdfksf[tldbs // ^ htcge,kbrehb cfvtwybthj  
rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc\ ud\ 114-116\
- yflfhtbidbkb j\ (1993f)\ rfdrfcbjybc e-dtkctb jabjkbnehb cfhn'kt,bc pjyehj,f lf udbfy-  
rfv,hbekfvltkb utjcbyrkbybc gfkjtntmnybrehb htrjycnhemwbf// ^^ htcge,kbrehb  
cfbe,bktj cfvtwybthj rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc\ ud\ 125-128\
- yflfhtbidbkb j\ (1993,)\ kjmbc vfcdbbc utjkjubf vbrhjfwmwctjhekb ufvjdkbyt,bc sdfksf-  
[tldbs\ ^^ htcge,kbrehb cfbe,bktj cfvtwybthj rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc-  
cb\ ud\ 118-120\
- yflfhtbidbkb j\ (1998)\ cfmfhsdtkjc jhsbnitvwdtkb uhfybnjblt,b lf bidbfsb tktvtynt,bc  
vjgdt,bc gthcgtmnbdf/ SCE-c lffhct,bc 80 okbcsfdbcflvb vb.qdybkb &^ htcge,kb-  
rehb cfvtwybthj rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc\ ud\ 22-23\
- yflfhtbidbkb j\= mjbfd d\= rfyltkfrb /\= c[bhnkf-t u\ (1994)\ hfc vjudbs[hj,ty  
bdhbcgbhtsbc akbabc jkbcnjcnhjvt,b htubjybc ytjutyehfvltkb vfuvehb utjkjubbc  
itcf[t, // ^& htcge,kbrehb cfvtwybthj rjyathtywbbc vfcfkt,b\ SCE\ s,bkbc\ ud\  
146-147\
- Nadareishvili O. (1977). The gabbro-hyperbasite (Ophiolite) associational belt in the Main Caucasus range. Internat. //Geology Rev. V.21. N 1. P.63-71.
- Rosenbusch H. (1901). Beschreibung ainer Sammlung von 336 Gesteine und Dunnschliffen nach den "Elementen der Gesteinslehre". Katalog N13. F.Krantz (Bonn a.Rh.).

#### Коллекции прозрачных шлифов пород

- Sammlung von 336 Gesteine und Dunnschliffen nach H.Rosenbusch "Elementen der Gesteinslehre". F.Krantz (Bonn a.Rh).
- Sammlung von 51 Gesteine mit Dunnschliffen nach H.G.Smith's "Minerals and the microscope". F.Krantz (Bonn a.Rh).
- Sammlung von 27 Dunnschliffen von Gesteinen vom Brocken, Harz (Brockemassiv nach Erdmannsdorfer). F.Krantz (Bonn a.Rh).

Sammlung von 84 Bausteinen nach Hirschwald. F.Krantz (Bonn a.Rh).



## ТИПОМОРФИЗМ АМФИБОЛОВ ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

**Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани, Г.Т.Вашакидзе, К.С.Чихелидзе**

**Типоморфизм амфиболов Дзирульского кристаллического массива. Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани, Г.Т.Вашакидзе, К.С.Чихелидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

На основании расчетов на миналы амфиболов из различных пород Дзирульского кристаллического массива установлено присутствие эденитовых амфиболов (63%) и гастингсит-паргаситов (26%). На ретроградной стадии формируются сине-зеленые роговые обманки и актинолиты. Расчеты термодинамических параметров и их статистическая обработка позволили установить температурный интервал минералообразования амфиболов и вмещающих их пород в пределах 680-580 и 580-500°C при общем давлении от 6 до 10,5 кбар.

**.bhekbc rhbcnfkehbc vfcdbbc fvab,jkt,bc nbgvjhabpvc \ u\yfc.t= h\fdktlbfyb= u\dfifrb.t= m\xb[tkb.t\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb\ v\fkmtcb.bc m\ 1\$9= 380093 s,bkbc\**

**.bhekbc rhbcnfkehbc vfcdbbc c[dlflc[f mfyf,blfy fvab,jkt,bc vbyfkt,pt uflfsdkbc cfae.- dtkpt flutybkbfb tlybnehb fvab,jkt,b (63%) lf ufcnyucbn-gfhufcbnt,b (26%)= htnhjuhlek cnflbfpt ofhvjbmyvt,f vjkeh/j-vjvodfyj hmfnefht,b lf fmnbyjkbnt,b= sthvjlbyfvbehb gfhfvtnht,bc uflfsdkt,vf lf vsvf cnfnbcnbrehvf lfveifdt,fv cfiefkt,f vjudwf lfudtlubyf 6-lfy 10=5 r,fh-vlt oytdbc gbhj,t,ib fvab,jkt,bc lf itvwfdb mfyf,bc ofhvjmvybc ntvgtfhnehekb bynthdfkt,b 680-580°C lf 580-500°C.**

**Amphibole typomorphism of Dzirula crystalline massif. G.Nasidze, R.Akhvlediani, G.Vashakidze, K.Chikhelidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

On the basis of amphibole minals calculations from different rocks of Dzirula crystalline massif rocks had been established the presence of edenite amphiboles in mass (63%) and hastingsite-pargasite (26%). Thermodynamic parameters calculations and their statistic treatment made possible to state that temperature of amphibole mineralformation and their rockcontaining range had been in 680-580°C and 580-500°C when total pressure had been from 6 to 10,5 kbar.

Явление типоморфизма в минеральных индивидах и агрегатах широко используется не только в минералогии, но и в петрологии, геохимии, литологии, учении о полезных ископаемых и т.д., что позволяет перейти от качественных и полуколичественных оценок типоморфной зависимости минералов и их особенностей к количественным, а это даст возможность познать природу минералов и общие представления об их генезисе и, соответственно, вмещающих материнских пород.

Впервые скрупулезные минералогические данные по химизму и кристаллохимии амфиболов из пород Дзирульского массива находим в монографии И.И.Хмаладзе и К.С.Чихелидзе (1987), в которой авторами сделана попытка использования типоморфных свойств при расшифровке вопросов становления сложного в генетическом отношении геологического объекта.

Авторы данного исследования попытались углубить изучение типоморфных свойств отмеченных амфиболов, взяв за основу все данные, представленные в монографии, дополнив их некоторыми современными представлениями об условиях формирования этой распространенной группы минералов.

Ниже приводим краткую характеристику распределения минералов амфиболового ряда из работы отмеченных авторов.

В древних образованиях Дзирульского выступа амфиболы представлены преимущественно обыкновенной, реже сине-зеленой роговой обманкой, куммингтонитом и актинолитом, входящим в состав амфиболитов, метабазитов и амфиболовых сланцев, гнейсовидных кварцевых диоритов и габбровых пород.

Роговая обманка является одним из ведущих компонентов в составе амфиболитов, метабазитов и габбро. В гнейсовидных кварцевых диоритах, где она встречается реже, роговая обманка образовалась в результате взаимодействия палингенного расплава, давшего кварцевые

диориты с ксенолитами основных пород. В амфиболитах и метабазитах роговая обманка встречается в парагенезисах  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Би}$ ,  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Би}+\text{Кв}+\text{Сф}+\text{Эп}$ ,  $\text{Rog}+\text{Кум}+\text{Пл}+\text{Би}+\text{Кв}$ . В единичных случаях наблюдаются реликты пироксена. В гнейсовых кварцевых диоритах роговая обманка наблюдается в парагенезисе  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Би}+\text{Кв}$ .

Роговая обманка, широко представленная в габбровых породах, образующих по сравнению с амфиболитами и метабазитами более крупные тела, фиксируются в минеральных парагенезисах  $\text{Rog}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}$ ,  $\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Кпш}$ ,  $\text{Пир}+\text{Rog}+\text{Пл}$ ,  $\text{Пир}+\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кпш}$ .

Сине-зеленая роговая обманка встречается сравнительно редко в амфиболитах, метабазитах и амфиболовых сланцах в парагенезисах  $\text{СзRog}+\text{Аб}+\text{Кв}+\text{Сер}$ ,  $\text{СзRog}+\text{Би}+\text{Аб}+\text{Эп}+\text{Хл}$  и в гранитоидах в парагенезисе  $\text{СзRog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кпш}+\text{Кв}$  в виде густоокрашенных в сине-зеленые и голубовато-зеленые цвета небольших (до 2-3мм) призматических кристаллов. Местами в амфиболитах, вследствие метаморфической дифференциации, образуются мономинеральные прожилки сине-зеленых роговых обманок.

Куммингтонит образует бесцветные или тускло-зеленые более или менее идиоморфные кристаллы, обычно очень тонко срощенные по (100) полисинтетических двойников. В породах Дзирульского выстуа куммингтонит встречается сравнительно редко и главным образом в т.н. сферических образованиях, представляющих собой частично переработанные ксенолиты амфиболитов и метабазитов, включенные в кварцевые диориты. Минеральные парагенезисы пород, содержащих куммингтонит, -  $\text{Кум}+\text{Rog}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Сф}$ , в единичных случаях  $\text{Кум}+\text{Rog}+\text{Би}+\text{Гр}+\text{Пл}$ . Часто куммингтонит замещен актинолитом.

Актинолит, пользующийся незначительным распространением, обычно является продуктом замещения роговой обманки или куммингтонита при ретроградном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы актинолитсодержащих амфиболитов и метабазитов -  $\text{Акт}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}$ ,  $\text{Акт}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Сф}$ ,  $\text{Акт}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Мт}$ .

Нами по определенной схеме (Насидзе, Ахведиани, 1976) были рассчитаны все имеющиеся в распоряжении химические анализы мономинеральных фракций на составляющие миналы, а результаты суммированы в табл. 1.

Анализируя эти данные, приходим к выводу, что минальный состав роговых обманок пород Дзирульского массива выявляет весьма сложную картину их распределения, хотя преобладающим мотивом состава являются магнезиально-железистые натрий-кальциевые разновидности эденит-актинолитового(тремолитового) ряда.

Примечательно, что в ряде случаев отмечается смена мотива состава на паргасит-актинолитовый ряд, который присущ роговым обманкам из метагаббро и отчасти габбро, свидетельствуя о смене соотношения между алюминием и силицием в тетраэдрической позиции структуры минерала (14 условных единиц в структуре эденита и 12 - паргасита).

Основная масса роговых обманок принадлежит к группе эденита (63%) и лишь 26% к гастингсит-паргаситу, причем последние характерны для мафических пород типа метагаббро и габбро.

Для всех изученных роговых обманок характерно наличие чермакитовой молекулы, процентное содержание которой достигает 30%, хотя в отдельных случаях, как, например, для Хевской интрузии, ее количество резко падает до 14%.

Что касается кальцийсодержащего минала (актинолит-тремолита), то его количество в мафических породах варьирует в широких пределах, свидетельствуя о существенной роли при формировании изученных роговых обманок явления изоморфизма между  $\text{Fe}^2$  и  $\text{Mg}$ , что в свою очередь является отражением, по всей вероятности, перераспределения отмеченных элементов в составе исходных материнских пород.

Для детализации перераспределения миналов в изученных роговых обманках на рис. 1 приведены совмещенные гистограммы статистического анализа сгруппированных по породам данных.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что феррогастингсит-паргаситовый минал характерен только для части габброидных пород, для гнейсового кварцевого диорита р.Чератхеви и амфиболита р.Лопанисцкали, свидетельствующих об общности условий минералообразования, в первую очередь, окислительного потенциала, хотя из-за недостаточного количества данных не представляется возможным сделать окончательные выводы.

Относительно ферроэденитового минала, для которого отношение  $Fe_2O_3$  к  $FeO$  выше, чем у гастингсита, можно сделать вывод о том, что в изученных совокупностях пород окислительный потенциал был, примерно, одинаковый.

Магнезиальный аналог-эденит и алюминийсодержащий чермакит, как видим, выявили четкое отделение гистограмм распределения диоритов Хевской интрузии от остальных пород изученных совокупностей, подчеркивая тем самым, с одной стороны, повышение роли силиция, а с другой - уменьшение глиноземистости при формировании роговых обманок диоритов.

Актинолит-тремолитовая составляющая как бы размежевала, с одной стороны, мафиты, а с другой -диоритовые и амфиболитовые породы, уменьшая в последних роль магнезиевого компонента. Необходимо подчеркнуть, как было сказано в начале статьи, что для мафитов характерно широкое колебание количества актинолит-тремолитовой составляющей, а для второй группы пород величина аналогичных миналов колеблется в ограниченных масштабах.

В отношении наличия калия почти во всех образцах роговых обманок мы придерживаемся мнения Н.Г.Попрадзе (Попрадзе, Гвелесиани, 1999), который объясняет присутствие в структуре амфиболов слюдистой фазы в результате распада твердого раствора. Что же касается хлорита, то его присутствие вызвано, естественно, ретроградными процессами, а количество можно принять за степень изменения изученных роговых обманок.

Наконец, рассмотрим некоторые общепринятые коэффициенты, свидетельствующие об условиях формирования минералов и пород в целом (рис.2).

Общая щелочность, как и отношение  $K_L = K_2O / (K_2O + Na_2O)$ , дали четко выраженные двухпиковые гистограммы распределения, что свидетельствует о наличии двух совокупностей роговых обманок, образованных в условиях смены состава пород от обогащенных натрием до калиевых разновидностей, для которых моды распределения, четко фиксируемые на гистограмме калиевости, соответственно, равны 0,34 и 0,52%.

Таблица 1  
Минальный состав амфиболов и P-T условия минералообразования

№ образца	1	3477	62	67	398/99	374	3323/28	102/A	478/80	544	2/A	3358	
	2	с.Чератхеви	с.Цхети-джвари		р.Квадаура	с.Убиса		с.Цхети-джвари	с.Чалвани	р.Дзирула	Р.Гезрула		
Порода	3	Метадиабазы						Метагаббро		Габбро			
Слюда	4	4,6	5,4	3,8	5,6	7,8	3,6	3,8	3,7	12,5	9,3	4,6	
Fe-гастингсит	5	-	-	-	-	-	-	17,9	14,0	10,0	-	15,0	
Паргасит	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,9	
Fe-эденит	7	31,7	6,8	21,2	12,4	21,9	15,3	-	-	-	35,0	-	
Эденит	8	-	26,8	5,7	7,5	25,4	10,9	-	-	-	26,1	-	
Чермакит	9	29,8	14,4	24,9	20,5	33,2	19,0	26,8	35,5	30,3	21,9	22,6	
Актинолит	10	8,2	34,8	17,0	29,6	6,8	25,3	26,6	28,9	26,5	-	15,3	
Тремолит	11	27,4	2,7	22,4	24,6	4,9	14,9	-	-	13,8	-	21,5	
Куммингтонит	12	-	-	-	-	-	-	24,9	17,8	-	-	-	
Остаток	13	-	9,2	2,1	-	-	4,8	-	-	6,7	7,6	5,3	
Температура	Наши данные	14	680	700	670	650	600	670	680	660	630	680	690
	по Хиетанену	15	680	660	650	580	680	620	680	680	620	660	680
	Рог+Пл	16	600	-	-	-	-	600	-	-	-	-	-
	Рог+Би	17	-	-	-	-	570	660	-	-	-	-	-
	по Курепину	18	680	670	700	690	700	680	680	670	640	630	670

Давление	по Малколму	19	8,7	7,9	7,5	6,0	8,9	6,5	9,3	9,4	10,6	8,2	9,4
	Наши данные	20	8,0	7,5	8,0	9,0	10,0	9,0	8,0	9,0	9,9	7,0	7,0

Таблица 1 (продолжение)

1	3435	3070	3097	3045	3004	3019	54	37	60	12	1069	3177	610	122
2	р.Квирила	с.Убиса	с.Боригги	р.Мачарула			с.Ломиса	р.Рикотула (Рикогит)	с.Улумба	р.Рикотула			р.Лашиаг-хеви	р.Черат-хеви
3	Габбро									Гнейсовидный кв.диорит				
4	2,7	7,4	5,9	7,6	7,5	7,4	8,7	8,5	10,8	10,8	11,0	6,9	13,0	-
5	-	20,0	-	-	-	-	28,9	24,8	-	-	-	-	-	36,7
6	-	37,9	-	-	-	-	-	12,5	-	-	-	-	-	30,7
7	15,0	-	3,9	23,2	17,6	15,6	-	-	22,1	22,1	26,4	17,4	29,8	-
8	15,6	-	-	5,7	9,4	16,7	-	-	-	-	-	27,9	-	-
9	9,4	21,7	40,0	28,5	25,5	32,2	29,6	19,9	27,8	27,8	21,2	9,8	32,6	-
10	17,5	0,9	26,4	21,2	26,3	20,8	14,4	-	35,4	35,4	32,8	32,0	24,6	-
11	39,0	6,5	14,5	9,6	12,8	8,3	9,7	29,7	-	-	10,4	-	-	24,2
12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	-	-	9,4	4,1	0,8	1,5	-	4,5	3,9	3,9	1,9	6,0	-	8,4
14	700	720	670	650	650	680	630	720	680	680	680	620	560	-
15	650	650	-	680	660	650	650	680	680	680	680	650	550	500
16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	600	600	-	-
18	700	-	670	620	640	690	640	654	-	640	680	615	550	530
19	7,2	10,4	8,5	8,3	7,8	7,0	10,2	9,0	9,5	8,0	9,3	7,0	10,0	-
20	7,0	8,0	9,0	9,0	9,2	8,5	9,5	6,0	8,0	8,0	10,0	9,0	10,0	-

1	D-100	D-160	D-33	D-34	D-85	48/A	51/A	52/A	465	65	51	68
2	Хевский интрузив					р.Дзирула			с.Хвани	р.Лашиаг-хеви	р.Черат-хеви	р.Лопанис-цкали
3	Диорит					Амфиболиты						
4	5,7	5,7	6,8	6,0	5,5	7,4	10,3	5,6	4,6	3,9	0,9	-
5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43,0
6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19,7
7	17,9	15,9	20,1	21,8	12,1	13,9	21,1	12,2	17,3	26,1	10,6	-
8	24,9	26,5	23,4	20,6	28,5	16,7	16,9	9,3	5,5	7,9	22,6	-
9	14,2	14,1	15,0	15,4	13,7	28,6	139	22,8	21,9	32,4	29,8	7,5
10	29,8	29,3	26,5	27,2	33,2	29,2	23,3	33,2	26,6	25,1	29,8	26,9
11	4,4	-	6,6	5,2	-	-	4,5	11,1	22,3	3,4	8,3	-
12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	-	8,5	-	3,8	7,0	4,1	9,9	5,9	-	-	-	2,8
14	630	660	660	630	660	640	630	640	650	620	660	720
15	-	-	-	-	-	680	620	660	650	600	670	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	-	-	-	-	-	600	620	700	-	-	-	-

18	620	620	620	640	620	650	630	700	640	620	670	-
19	8,2	8,2	8,4	8,4	7,8	8,5	6,6	7,6	7,3	10,0	8,4	-
20	10,0	10,0	10,0	9,5	10,0	9,2	9,5	9,5	9,0	10,0	8,0	-

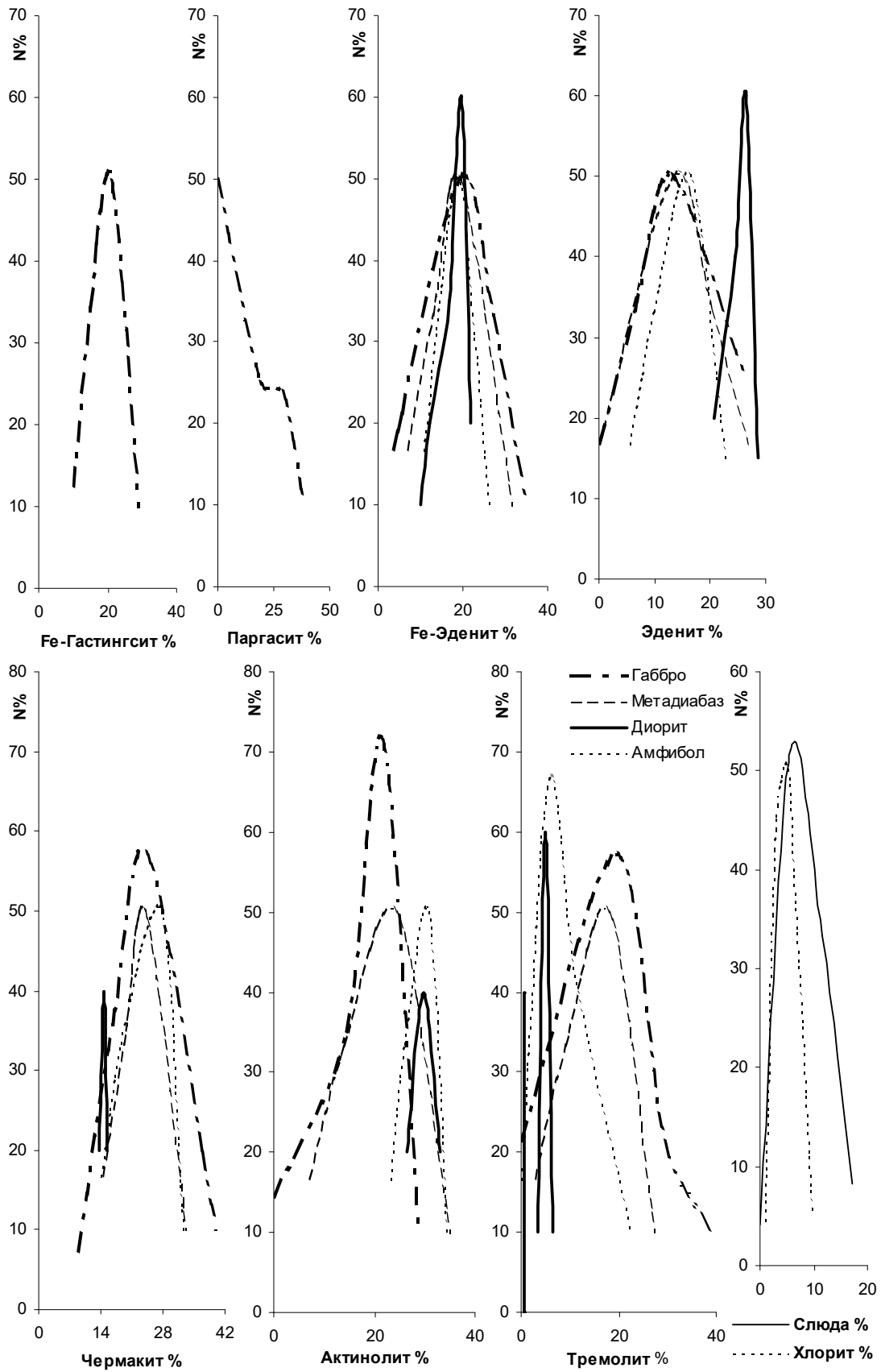


Рис.1. Гистограммы распределения миналов в амфиболах

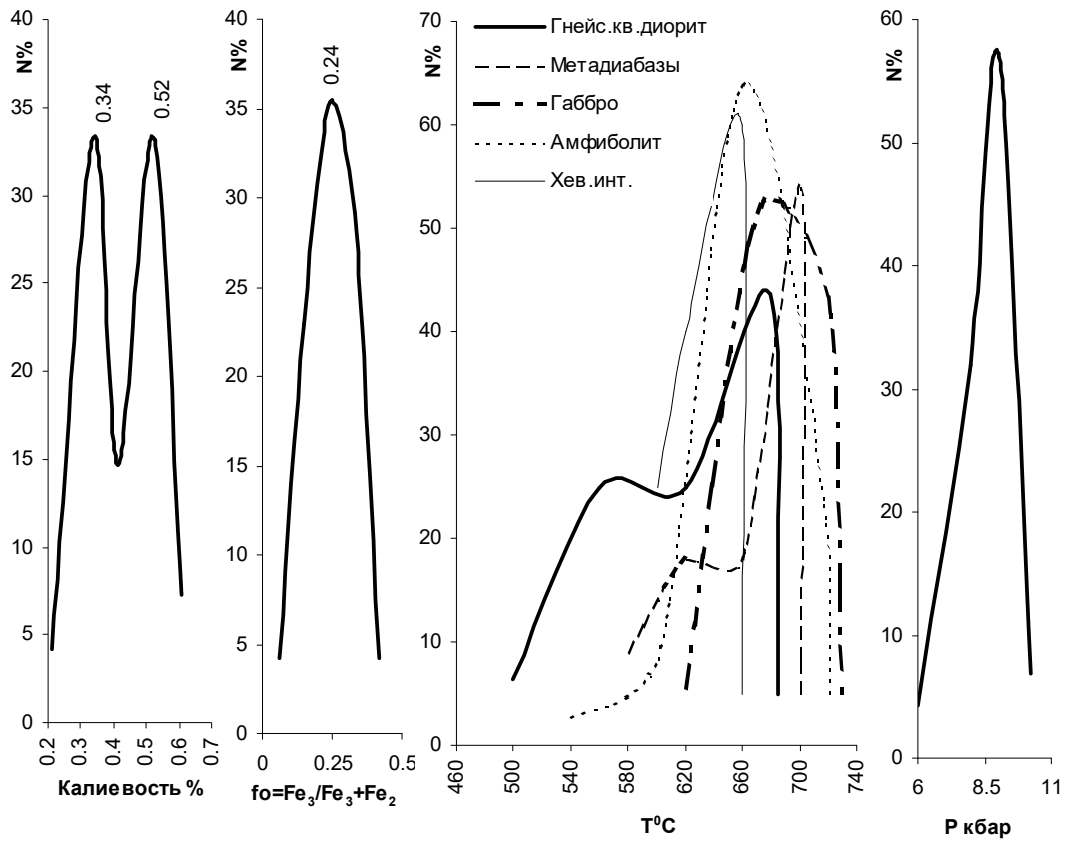


Рис.2. Физико-химические условия формирования амфиболов

Эти показатели подтверждаются и данными по соответствующим материнским породам, которые нанесены нами на треугольную диаграмму Де ля Роша (рис.3).

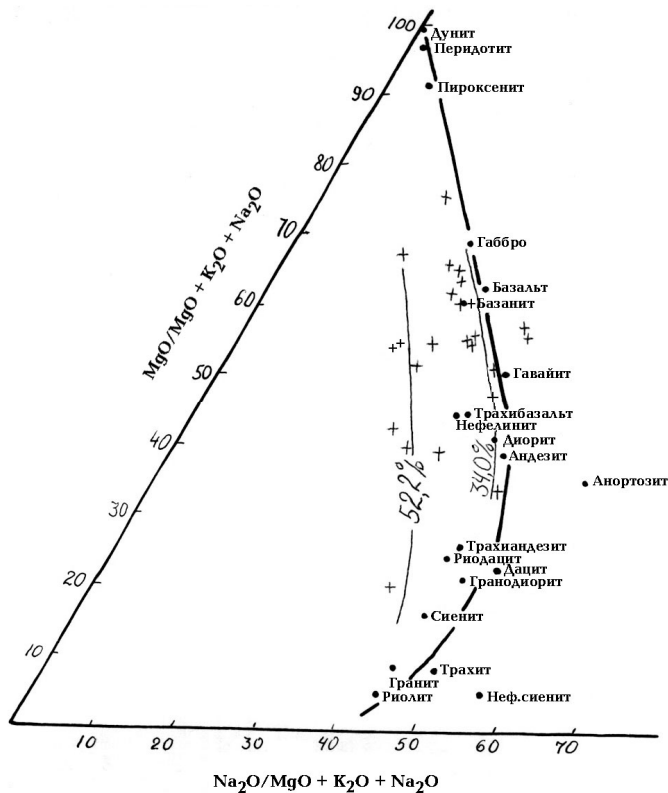


Рис.3. Диаграмма Де ля Роша для амфиболсодержащих пород

Придерживаясь мнения Д.М.Шенгелиа и А.В.Окроецваридзе (1998) о вулканогенно-осадочной природе исходного материнского материала, можно высказать предположение, что преобразованию были подвергнуты породы базальт-андезитового состава, претерпевшие на ранней стадии становления дифференциацию под влиянием сквозьмагматических растворов (переход 34% калиевоности в 52,2%). Это же отражено и на гистограмме апаитности присутствием в области повышенной щелочности второго пика в виде плеча.

Что касается окислительного потенциала, то, несмотря на существенный разброс величины коэффициентов, совокупность данных подчиняется закону нормального распределения, что может быть объяснено лишь узкими пределами изменения  $f_0$  в процессе становления изученных роговых обманок. Примечательно, что химический состав изученных амфиболов адекватно отображает состав материнских пород и, по всей вероятности, является индикатором термодинамического состояния изучаемой геохимической системы.

И.И.Хмаладзе и К.С.Чихелидзе (1987) отдельно рассмотрели сине-зеленые роговые обманки, актинолиты и куммингтониты, не имеющие широкого распространения в породах Дзирульского массива.

Из-за малого количества анализов не представляется возможным проведение детальных исследований. Например, открытым остался вопрос о причине окраски сине-зеленых роговых обманок, хотя в метасоматических гранитоидах (обр.855) отмечается высокое содержание феррочермакитового ( $Fe_2O_3$ ) минала, которое характерно и для амфиболитов р.Квадаура. В то же время для калишпатовых гранитоидов (обр. 52) и амфиболитов (обр. 330) при умеренном количестве отмеченного минала наблюдаем повышенное содержание Fe-гастингситового и чермакитового миналов. По всей вероятности, несмотря на различное поведение рассчитанных миналов, отражающих исходный химический состав материнских пород, сине-зеленые роговые обманки свидетельствуют об участии метасоматического процесса при формировании содержащих их пород.

По данным И.И.Хмаладзе и К.С.Чихелидзе (1987), амфиболы куммингтонитового ряда встречаются в автолитах амфиболитов, включенных в кварцевые диориты, и свидетельствуют об их формировании в условиях высокотемпературной амфиболитовой фазы.

Известно, что присутствие актинолитовой роговой обманки связано со вторичными преобразованиями темноцветных минералов (уралитизация), тем самым подтверждается мнение, что изученный минерал образуется на ретроградной стадии преобразования материнских пород, а минальный состав отражает исходный тип амфиболсодержащего минала, на базе которого происходило его формирование, например, наличие в некоторых образцах куммингтонитовой составляющей. Данные по минальному составу приведены в табл.2, 3 и на рис. 4.

На основании полученных данных нами сделана попытка восстановления условий минералообразования изученных амфиболов с использованием как собственных расчетов на основании распределения железистости в структуре минерала (рис.5) так и геотермометров А.Хиетанена (Hietanen, 1974), В.Ф.Курепина (1981), В.И.Фонарева, Г.Я.Королькова (1980) и др. Данные суммированы в табл.1 и 2, а их статистический анализ приведен на рис. 2.

Обращает на себя внимание тот факт, что рассчитанные разными методами  $T^{\circ}C$  дали весьма плотные результаты.

Анализируя статистические данные, полученные в виде гистограмм распределения, приходим к выводу, что изученная нами группа минералов зафиксировала, рассчитанный по коэффициенту железистости, весьма широкий интервал минералообразования от 500 до 720 $^{\circ}C$ , причем, если для габброидных пород и диоритов Хевского интрузива гистограммы, подчиняясь нормальному закону распределения, фиксируют гомогенный характер условий минералообразования, то гистограмма ранжированной системы данных для амфиболитов, метабазитов и особенно гнейсовидных кварцевых диоритов выявляют гетерогенную природу распределения, что свидетельствует о двух температурных интервалах минералообразования, например, относительно высокой для гнейсовидных кварцевых диоритов в пределах 680-580 $^{\circ}C$  и более низкой - от 580 до 500 $^{\circ}C$ .

Гистограмма, суммирующая полученные данные по давлению минералообразования, подчиняясь нормальному закону распределения ранжированной системы, зафиксировала интервал от 6 до 10,5 кбар при моде равной 8 кбар, что по расчетам Мануилова и др. (1975) соответствует условиям формирования гранитоидов на абиссальных и гипабиссальных уровнях.



Таблица 2  
 Минеральный состав роговых обманок и P-T условия минералообразования

№ образца	Сине-зеленая роговая обманка					АКТИНОЛИТЫ						
	3418	3419	855	330	52	489/90	1105	3368	805	791	792	
Место взятия образца	р.Квадаура				р.Рикотула	р.Чератхеви	Чалванский интрузив	Рикотский интрузив	р.Рикотула	Рикотский перевал	р.Сабанела	
Порода	Амфиболиты				к-гр		Амфиболиты					
Слюда	5,0	4,9	10,4	17,2	12,5	4,7	4,4	3,6	0,9	2,7	4,4	
Fe-гастингсит	-	-	-	31,3	23,9	-	-	-	-	-	-	
Fe-эденит	28,2	27,8	21,5	-	-	22,8	11,6	11,8	6,7	9,7	3,2	
Эденит	6,0	15,6	-	-	-	-	-	14,4	-	-	7,0	
Чермакит	11,4	-	-	20,5	22,8	8,2	13,9	14,9	14,9	7,7	16,3	
Fe-чермакит	37,7	48,7	54,8	7,8	15,2	-	-	-	-	-	-	
Актинолит	-	-	6,8	-	3,1	24,8	25,3	28,2	30,4	37,2	23,9	
Тремолит	-	-	-	-	-	36,2	26,3	25,1	16,2	31,5	34,7	
Куммингтонит	-	-	-	-	22,4	-	-	-	26,9	9,8	2,4	
Остаток	11,6	7,0	6,4	23,2	-	3,2	18,5	-	4,0	1,3	8,0	
Температура	Наши данные	620	610	540	650	620	660	640	690	700	660	720
	по Хиетанену	660	660	660	650	-	-	-	-	-	-	-
	Рог+Би	-	-	-	-	-	-	630	-	700	-	720
	По Курепину	680	690	550	690	600	715	680	707	700	630	-
P	По Малколму					8,1	7,3	5,2	2,9	6,4	-	-

Таблица 3  
 Минеральный состав куммингтонитов и P-T условия минералообразования

№ образца	119	3018/1	3018/2	3018/3	772	773	
	Место взятия образца	Рикотский перевал	р.Дзирула			с.Личи	
Порода	Амфиболиты						
Fe-эденит	-	-	-	-	4,8	5,3	
Чермакит	6,2	4,8	5,7	6,4	16,2	9,9	
Куммингтонит	42,6	38,6	39,0	40,1	39,2	43,9	
Грюнерит	51,2	45,7	55,2	53,5	30,0	32,2	
Остаток	-	10,9	-	-	8,0	7,9	
Температура	Наши данные	710	710	690	690	670	660
	По Фонарёву	680	720	660	680	640	620
	Гр+Би	650	620	720	715	-	-
	Гр+Кум	610	615	690	700	-	-
	Би+Кум	650	590	720	630	-	-
P	По Фонарёву 5000 бар						

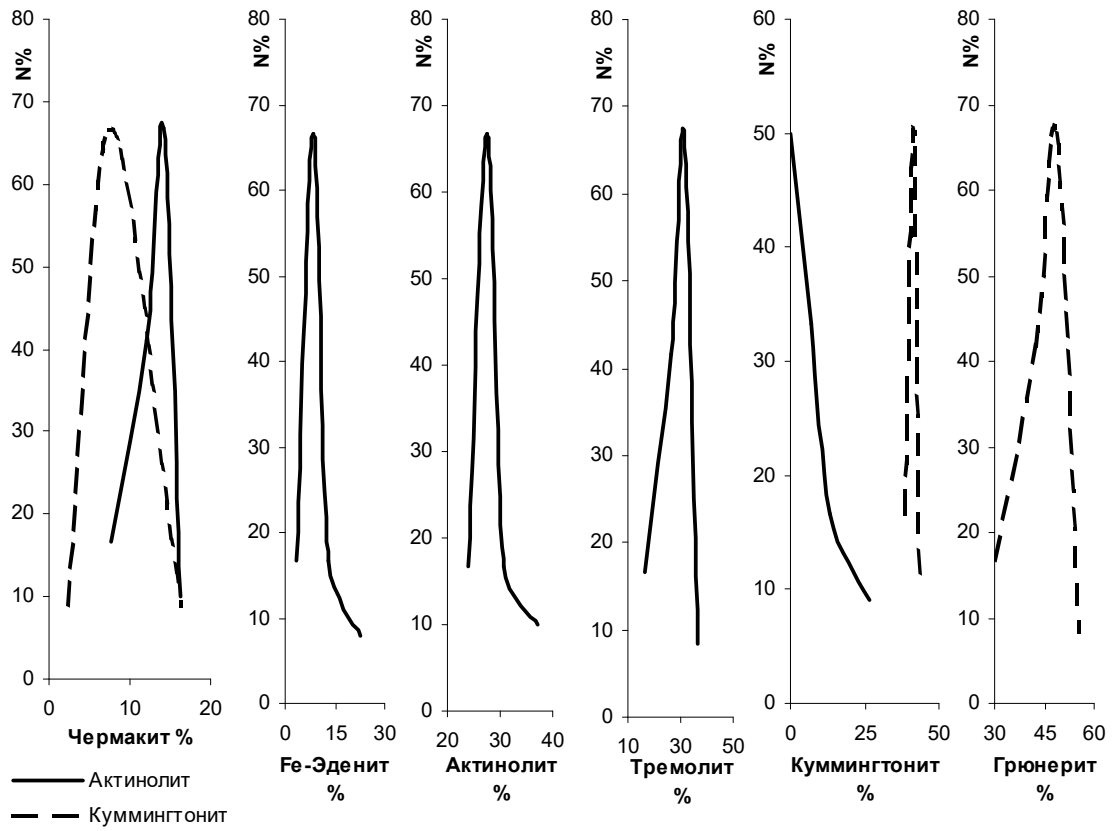


Рис.4. Минеральный состав амфиболов

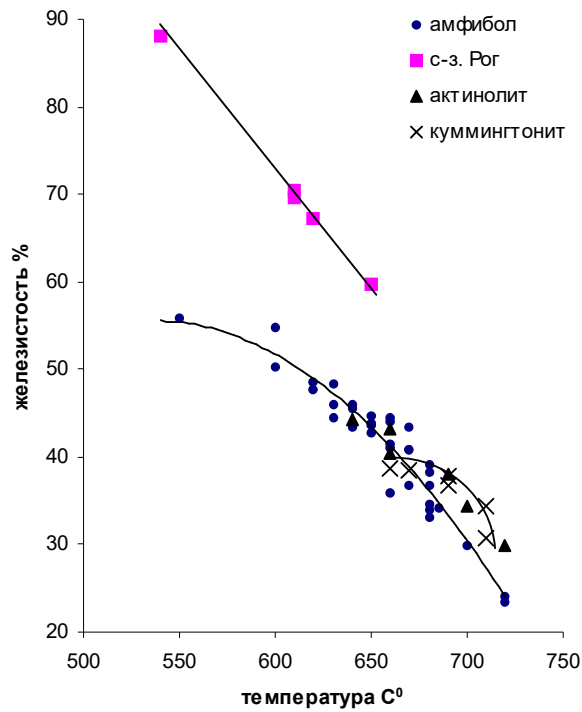


Рис.5. Диаграмма зависимости температуры минералообразования от железистости амфиболов

## Литература

- Курепин В.Ф. (1981). Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термометрия. Киев: Наукова думка. С.160.
- Мануилова М.М., Зарубин В.В., Михайлова Ю.И. (1975). Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов // Изв.АН СССР. Сер. геологич.12. С.20-26
- Насидзе Г.И., Ахвледиани Р.А. (1976). О разделении амфиболов на составляющие миналы //Сообщ. АН ГССР. Т. 83. №2. С.417-420.
- Попорадзе Н.Г., Гвелесиани С.Г. (1999). Новые минералого-петрографические данные о Шаукольской свите Бечасынского метаморфического комплекса //Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси. С.204-210.
- Фонарев В.И., Корольков Г.Я. (1980). Куммингтонит, оливин, ортопироксен: равновесные соотношения // Мат.ХI съезда ММА. М.: Наука. С.106-117.
- Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С. (1987). Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. Тбилиси: Мецниереба. 76с.
- Шенгелиа Д.М., Окросцваридзе А.В. (1998). Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы // Докл. РАН.Т.359. № 6. С. 801-803.
- Hietanen A. (1974). Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Norten Nevada, California // Am.Mineral.V.59. P.22-40.

**КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНАЛЬЦИМОВ ГРУЗИИ****Н.И.Схиртладзе, Р.А.Ахвледиани, И.Р.Ахвледиани**

**Кристаллохимические особенности анальцимов Грузии. Н.И.Схиртладзе<sup>1</sup>, Р.А.Ахвледиани<sup>2</sup>, И.Р.Ахвледиани<sup>3</sup>.** <sup>1</sup>Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси; <sup>2</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси; <sup>3</sup>Грузинский технический университет, ул. М.Костава, 77, 380075 Тбилиси.

Исследованы типоморфные свойства анальцимов из генетически различных пород Грузии: гистеромагматических, поствулканогенно-гидротермальных, нормально-осадочных и диагенетических. Установлено: 1) состав анальцимов отражает состояние минералообразующей среды; 2) параметр решетки является функцией температуры (геотермометр); 3) в пределах 200°C происходит трансформационный переход упорядоченной структуры высокотемпературного анальцима в неупорядоченную структуру диагенетических и осадочных.

საქართველოს ანალციმების კრისტალოქიმიური თავისებურებანი, ნ.სხირტლაძე<sup>1</sup>, რ.ახვლედიანი<sup>2</sup>, ი.ახვლედიანი<sup>3</sup>. <sup>1</sup>თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, ი.ჭავჭავაძის გამზ. 1, 380028 თბილისი; <sup>2</sup>საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის ქ. 1/9, 380093 თბილისი; <sup>3</sup>საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, მ.კოსტავას ქ. 77, 380075 თბილისი.

საქართველოს გენეტურად განსხვავებული ჰისტერომაგმური, პოსტვულკანოგენური ჰიდროთერმული, ნორმალური დანალექი და დიაგენეტიკური ქანებიდან შესწავლილია ანალციმების ტიპომორფული თავისებურებანი. დადგენილია: 1-ანალციმების შემადგენლობა ასახავს მინერალწარმოქმნელი გარემოს მდგომარეობას; 2-მესრის პარამეტრი წარმოადგენს ტემპერატურის ფუნქციას (გეოთერმომეტრი); 3- 200<sup>0</sup>-ის ფარგლებში მიმდინარეობს მაღალტემპერატურული ანალციმის მოწესრიგებული სტრუქტურის ტრანსფორმაციული გადასვლა მოუწესრიგებელ დიაგენეტიკურ და დანალექში.

**Cristallochemical characteristics of Georgian analcites. N.Skirtladze<sup>1</sup>, R.Akhvlediani<sup>2</sup>, I.Akhvlediani<sup>3</sup>.** <sup>1</sup>Tbilisi State University, I.Chavchavadze av., 1, 380028 Tbilisi; <sup>2</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str.,1/9, 380093 Tbilisi; <sup>3</sup>Georgian Technical University, M.Kostava str.77, 380075 Tbilisi

Typomorphic characteristics of analcites of genetically different rocks in Georgia had been investigated: histeromagmatic, postvolcanogenic-hydrothermal, normal sedimentary and diagenetic. Is established: 1) the analcite content reflects state of mineralforming area; 2) Lattice parameter is the function of temperature (geothermometer); 3) in the interval of 200°C occurs order-disorder transformation of hightemperature analcite into diagenetic and sedimentary.

Анальцим - минерал группы цеолитов, довольно часто упоминается в литературе последнего периода, что обусловлено его широким распространением в генетически различных породах и, что особенно примечательно, день ото дня он находит новые области применения в промышленности.

Идея использования анальцима в Грузии возникла в 40-50-е годы XX столетия, когда в начале Великой Отечественной войны (1941 г.) в связи с потерей Тихвинского месторождения бокситов (стратегического сырья на алюминий) встал вопрос о поиске новых рудопроявлений. Естественно, что и в Грузии при Геологическом управлении была организована поисковая партия на бокситы под руководством Г.С.Дзоценидзе. К сожалению проведенные работы в Цхалтубском районе не дали желаемого результата, хотя взамен было обнаружено месторождение минерального красителя. В отмеченной партии, по линии Университета, принимал участие Н.И. Схиртладзе, которому было поручено изучение и поиск гидроокислов железа и глинозема в распространенной на черноморском побережье от Батуми до Кобулети древней коре выветривания. Поисковая партия на бокситы свою работу на отмеченном этапе завершила, однако в последующие годы (1948) литологический отдел ГИН АН Грузии объектом исследования выбрал литологию угленосной свиты Ткибули-Кутаисского района. Эта работа прошла успешно, и именно в это время было обнаружено мощное месторождение анальцимовых песчаников с высоким содержанием сырья в полосе Гелати-Кутаиси.

Отмеченный факт вызвал, естественно, заинтересованность в Совете производственных сил при Президиуме АН Грузии и при содействии его председателя А.А.Гвалчрелидзе во Всесоюзном институте алюминиевого сырья были проведены успешные испытания анальцимовых песчаников. Однако полученная продукция по разработанной схеме для того периода оказалась

весьма дорогостоящей, в результате чего разработка месторождения была приостановлена, хотя анальцимсодержащие породы внесены в реестр минеральных ресурсов Грузии (Тавадзе, 1974).

В последние годы к анальцимовой проблеме особое внимание проявили сотрудники Института физической и органической химии им. П.Меликишвили, которые под руководством академика Г.В.Цицишвили представили целый ряд проектов по использованию анальцима. Отметим исследование Е.М.Бенашвили и др. (1988) по использованию минерала как очистителя реактивного топлива от меркаптанов. Сотрудники В.Г.Цицишвили, Н.Долаберидзе, Г.Алелишвили, М.Нижарадзе, Н.Гогишвили, Г.Стура, Н.Самхарадзе и др. (ციციშვილი და სსკ., 1997) доказали, что с помощью термической и кислотной активации анальцимсодержащих пород месторождений Грузии можно получить новые с расширенными порами ионообменные адсорбенты, тогда как ионообменным методом - кальциевые формы анальцима с увеличенной способностью к адсорбции паров воды.

Профессора Грузинского технического университета Ц.Гудушаури и др. (1978) доказали возможность адсорбции анальцимами некоторых переходных металлов.

Минералы группы цеолита, следуя определенной закономерности, взаимосвязаны с той или иной геологической формацией. В Грузии можно выделить следующие из них: магматически-вулканогенные, вулканогенно-осадочные и нормально-осадочные. При этом на основании парагенетического анализа изученные нами цеолиты по генезису могут быть подразделены на такие четыре группы, как: гистеромагматические, поствулканогенно-гидротермальные, нормально-осадочные и диагенетические (Схиртладзе, 1991; სხირტლადე, 1997).

Цеолиты первой генетической группы немногочисленны, здесь большей частью встречаются анальцим, натролит, мезолит и редко другие разновидности, причем связаны они бывают только с основными, средними и изредка кислыми породами.

Наибольшая разновидность цеолитов присуща второй генетической группе. Они концентрируются в породах и прожилках основных лав, причем в таком случае цеолиты пользуются широким распространением, хотя распределены неравномерно по площади и при этом количество их в породе незначительно. Практическое использование цеолитов первых двух генетических типов, на данном этапе, не представляется возможным.

В этом отношении иную картину представляют третья и четвертая группы. В данном случае образование цеолитов происходит в водной - морской, лагунной или озерной средах за счет отложения и изменения терригенного и вулканогенного материала, особенно пепла, в слабощелочных растворах при рН в пределах 8-10.

Отличительной чертой отмеченных цеолитсодержащих пород является четко выраженная слоистость, распространение на большой площади и, что наиболее примечательно, высокое содержание в них цеолита, присутствующего обычно в количестве 50%, хотя нередко отмеченная цифра достигает 75-80%.

Естественно, с коммерческой точки зрения заслуживают внимания именно такого типа месторождения, которые на территории Грузии представлены такими минералами, как анальцим, ломонтит, гейландит-клиноптилолит, морденит и филлипсит.

Среди водных алюмосиликатных минералов Грузии анальцим самый распространенный. Он встречается как позднемагматический минерал в щелочных габброидах (тешенит-эссекситах), а также в вулканических породах как поствулканический гидротермальный минерал, но особенно часто встречается в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, играя роль цемента. Иногда совместно с кальцитом и хлоритом.

Своеобразный морфологический тип анальцима связан со среднеюрскими угленосными и верхнеюрскими пестроцветными песчано-глинистыми отложениями Западной Грузии (район Кутаиси-Гелати). Здесь анальцим наблюдается в виде сфероидальных и полигональных зерен, реже в цементе песчаников образует бесформенные скопления (Дзоценидзе, 1943).

Сферолитовый анальцим редко встречается в чистом виде и почти всегда содержит галуазит, опал, а иногда мелкие зерна кварца, полевого шпата и листочки слюды. В центре таких сферолитов всегда отмечаются пятнистые образования глинистого материала и углистого вещества (Чихрадзе, 1961; Цабадзе, 1970).

Иной тип анальцима связан с вулканогенно-осадочными мелководными морскими отложениями Грузии, нередко выступает в качестве главного породообразующего минерала. В этом случае породы представлены разными туфами, туфомергелями и граувакковыми туффитами. Анальцим в этих породах, большей частью, полностью замещает пирокластический мате-

риал, кроме железо-магнезиальных минералов. Однако он встречается и в виде цемента обломочного материала.

Рентгенографическое и физико-химическое изучение минеральных парагенезисов показало, что состав, структура отдельных минералов и их ассоциаций, а также газовой-жидкие включения позволяют восстанавливать условия минералообразования как отдельных минералов, так и вмещающих их пород.

Анальцит - широко распространенный в природе минерал, встречается в породах самого различного генезиса: от гистеромагматического до осадочного. Особенно часто он образуется при гидротермальном метаморфизме вулканогенно-осадочных пород.

Природные анальциты, образуя твердые растворы, в которых соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  меняется в широких пределах, формируются в широком интервале температур и давлений, поэтому П.Саха (Saha, 1959) впервые высказал предположение о возможности использования минерала в качестве геотермометра.

Однако в дальнейшем Д.Кумбс и Дж. Веттон (Combs, Whetten, 1967) на основании геологических наблюдений высказали предположение, что отмеченное соотношение не является только лишь функцией температуры и не может быть использовано как геотермометр, подтвердив свои выводы наличием зависимости между составом анальцита и параметром решетки.

Подтверждение тому находим в исследованиях А.Г.Хундадзе и др. (1970), которые изучали влияние на кристаллизацию анальцита различных факторов минералообразования (температуры, скорости кристаллизации, щелочности среды и т.д.).

В результате экспериментов авторы пришли к выводу, что при низких температурах анальцит находится в метастабильном состоянии и на его формирование определенное влияние оказывает щелочность раствора, влияя на соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Отмеченное соотношение может быть использовано как геологический термометр лишь в температурном интервале выше  $200^\circ\text{C}$ , при котором анальцит более стабилен и влияние щелочности кристаллообразующего раствора резко уменьшается.

Особый интерес представляет исследование, проведенное И.Р.Ахвледзиани (1982), которая на основании статистических обобщений большого количества собственного, так и литературного материала обосновала возможность использования параметра решетки анальцита в целях геотермометрии в пределах от  $100$  до  $450^\circ\text{C}$ , подтвердив полученные результаты данными, заимствованными из работ Г.В.Гвахария (1952), В.И.Михеева (1957), С.Д.Кумбса (Combs, Whetten, 1967), А.Г.Хундадзе с соавторами (1970) и др.

Нами в таблице собран тот фактический материал, для которого были собраны все данные по химизму, рентгенографии, температуре минералообразования, руководствуясь предпосылками Г.С.Дзодендзе (1953), Г.В.Гвахария (1952), В.И.Гугушвили с соавторами (1976), А.Г.Хундадзе с соавторами (1970), И.Р.Ахвледзиани (1982).

Имеющиеся данные нами были условно сгруппированы по трем типам, подтвержденным четкими геологическими позициями: 1) группа постмагматических гидротермальных высокотемпературных анальцитов; 2) группа осадочных, в частности хемогенных образований; 3) группа промежуточных по температурному режиму низкотемпературных гидротермальных и диагенетических анальцитов.

Анализ более 30 мономинеральных образцов анальцита, представленных в виде гистограмм статистического распределения (рис.1), выявил резкое различие между химизмом высокотемпературных, выше  $200^\circ\text{C}$ , анальцитов с их низкотемпературными и осадочными аналогами. Бросается в глаза чистый, без примесей феррических элементов ( $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), химический состав анальцитов первой группы, катионная часть которых жестко ограничена щелочными и щелочноземельными элементами, причем при резком преобладании натрия над калием (калийность  $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ) и кальцием; при этом статистический анализ выявил гистограмму с двумя максимумами распределения ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), свидетельствующие об определенной роли углекислоты в процессе формирования анальцита из, предположительно, хлоридных растворов.

В отличие от сказанного, химический состав растворов, из которых кристаллизуются анальциты промежуточного и осадочного генезиса, представлены нестерильными геохимическими системами, в результате чего можно наблюдать весь спектр примесных элементов.

При расчете термодинамических систем, в которых кристаллизуются природные цеолиты,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  принимается за инертный компонент, поэтому различные коэффициенты, используемые авторами, сопоставляются с отмеченным окислом.

Таблица

## Основные характеристики по анализцам Грузии

№ обр.	Вмещающие породы	Тип заполнения	Парагенезис	Параметр	Т°С	
A470	Андезито-базальт, Соганлутская осыпь	Жеода	Ан+Дат+Кал	13,726	350-400	Высокотемпературный анализим
12/1	Базальт, Соганлутская осыпь		Ан+Дат+Кал	13,720	350-370	
A607	Авгит-лабрадоровый порфирит, Рабат	Межглыбовая зона	Ан+Гейл+Кал+Хл	13,712	350-400	
ГВГ			Ан+Лом+Дес+Гейл+Апф	13,720	350-370	
ГВГ	Розовый анализим, Шорапани		Ан+Нтр+Клц+Том+Лен	13,701	250-260	
ГВГ	Бесцветный анализим, Шорапани		Ан+Нтр+Клц+Том+Лен	13,705	250-260	
ГВГ	Базальт, Красный мост	Жеода	Ан+Нтр+Клц	13,720	350-360	
6-1	Базальтовые лавы, Гвиштиби	Межглыбовая зона	Ан+Нтр	13,710	350	
6-2			Ан+Нтр	13,705	300	
8-1	Андезито-базальты, Ацкури	Межглыбовая зона	Ан+Нтр+Клц	13,720	350-360	
8-2	Ацкури		Ан+Нтр+Клц	13,706	300	
8-3	Андезито-базальт, Цриохисцкали	Прожилок	Ан+Нтр+Клц	13,708	300	Промежуточные
9-17	Порфирит, Уравели	Зона контакта	Ан+Гейл+Лом	13,708	300	
2449	Андезито-базальт, ниж. часть свиты Цинубани		Ан+Гейл	13,708	250-300	
14/3	Граувакковый туф, Уравели	Диаген. порода	Ан+Гейл	13,680	170	
P 156	Трахитовые туфобрекчии, Чидильская свита	Цемент	Ан+клц	13,645	120-130	
G246			Ан+клц	13,659	170-200	
G225			Ан+Гейл+Клц	13,645	120-130	
X46	Пропиллитизир. туфы мел. возраста					
2436	Витрокластический туф, Цинубани	Аутигенный	Ан+Гейл	13,625	40	Осадочные
2437			Ан+Гейл	13,625	40	
6-1	Мелкозернистый туфоизвестняк с глауконитом, с. Велеви	Аутигенный	Ан+Глаук+Клц	13,600	20-30	
5	Угленосные отложения (бат), Кутаиси (р.Руа)	Хемогенный	Ан полигональный	13,601	30-40	

Нами на рис.1 суммированы данные в виде гистограмм распределения наиболее информативных коэффициентов, позволяющих в какой-то степени восстановить условия геохимической системы, в которой происходило формирование изученных нами анализимов.

Как известно из многочисленных экспериментальных данных, раствор, из которого кристаллизуется анализим, характеризуется определенной высокой щелочностью с преобладанием активности натрия над калием. Это положение подтверждается и нашими расчетами для природных условий кристаллизации анализимов из различных месторождений Грузии, что отражено на гистограммах апаитности и калиевости. В первом случае мода распределения для всех трех генетических групп выявляет полную идентичность, свидетельствуя об однородности и высокой степени щелочности (коэффициент =0.88) системы, необходимой для формирования изученного цеолита, причем абсолютно ведущая роль при этом принадлежит натрию и подтверждается гистограммой калиевости, что фиксируется (коэффициент калиевости = 5,4%) в чистой высокотемпературной гидротермальной системе, а для осадочной и низкотемпературной систем относительное повышение величины калиевости, скорее всего, связано с влиянием на состав растворов химизма материнских пород.

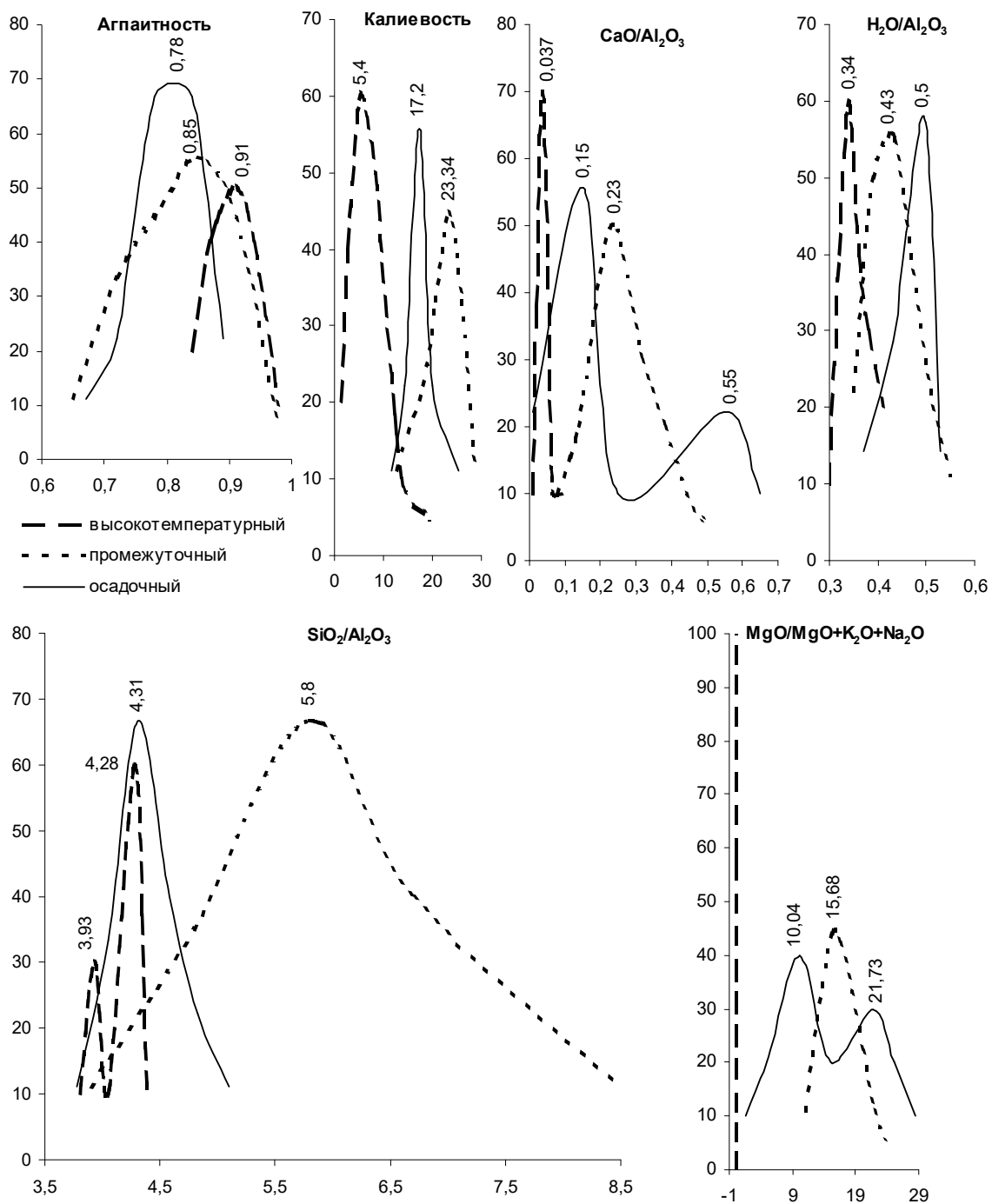


Рис.1. Гистограммы распределения некоторых параметров состава альцимов

Необходимо особо обратить внимание на закономерное повышение значения моды от 0,35 до 0,52 соотношения  $H_2O/Al_2O_3$ , которое, согласно расчетам Ив.Костова (1971) для цеолитов, является мерой энергетической стабильности их структур, которая уменьшается пропорционально увеличению отмеченного соотношения. Для альцимов Грузии наиболее структурно стабильные формы формируются в высокотемпературных условиях (мода = 0,35), далее с понижением температуры стабильность снижается (мода = 0,43) и наиболее метастабильное состояние присуще альцимам третьей группы (осадочные и диагенетические), для которых величина моды = 0,52.

Как и следовало ожидать, сложный характер гистограмм распределения  $SiO_2/Al_2O_3$ , учитывая экспериментальные данные А.Г.Хундадзе с соавторами (1970) о нестабильном характере



отмеченного соотношения при температурных условиях кристаллизации анальцимов ниже 200°C, характерен для природных геохимических систем, на которые оказывает влияние не только температурный фактор, но и (не менее существенно) состав вмещающих материнских пород, а также привнос-вынос элементов минералообразующими растворами, например, повышение соотношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=10,5$  условных единиц, характерных для пород мелового возраста, претерпевших сильную пропицитизацию с привнесом в систему силиция.

Аналогичную сложную картину статистического распределения наблюдаем и для остальных ведущих породообразующих элементов, в частности, кальция и магния, свидетельствующих об определенной роли материнских пород в формировании гидротерм, хотя, учитывая исследование Г.С.Дзоценидзе (1969) о роли углекислоты в формировании вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, можно высказать предположение, что соотношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в полной мере свидетельствует о поэтапном повышении роли углекислоты в процессе формирования анальцимов и их парагенетических ассоциаций, что подтверждается высоким значением коэффициента моды (0,55), характерным для осадочных анальцимов с.Велеви, находящихся в парагенетической ассоциации с глауконитом и карбонатом.

Таким образом, полученные нами результаты химического изучения отдельных условных групп анальцимов подтверждают существующее мнение о том, что взаимосвязь структурных элементов в анальцимах различного генезиса не однозначно отражают зависимость химического состава от физико-химических условий кристаллизации отмеченного минерала, так как неупорядоченная структура природного анальцима, особенно при температуре образования ниже 200°C, реагирует на комплексное влияние среды минералообразования (состав материнских пород, привнос-вынос растворами элементов, изменение окислительного потенциала, концентрация элементов, роль углекислоты, общей щелочности и т.д.). Последнее подтверждается вышеприведенными данными статистического анализа.

Особый интерес вызывает структурное состояние изученного минерала и степень зависимости структуры от кристаллохимических условий минералообразования.

Впервые методом статистического анализа возможность использования анальцима как геологического термометра была подтверждена исследованиями И.Р.Ахвледiani (1982); ею же выведена линейная зависимость.

Собранный нами дополнительный материал по осадочным и диагенетическим анальцимам позволил уточнить вышеотмеченную зависимость между температурой и параметром решетки анальцима, которая описывается более четко квадратичной зависимостью (рис.2).

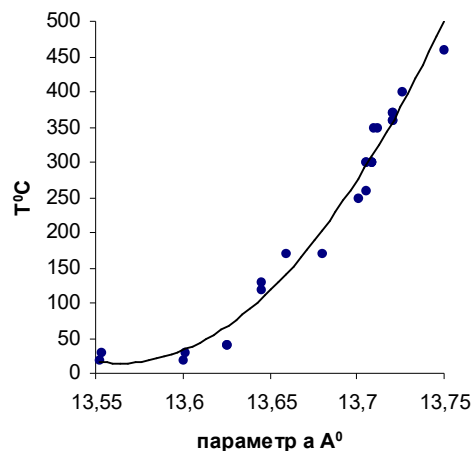


Рис. 2. Зависимость параметра решетки анальцима от температуры

В этом аспекте интерес представляет проведенный нами анализ парных корреляций между составом и параметром решетки для двух генетически противоположных типов анальцимов, упорядоченное или неупорядоченное структурное состояние которых, скорее всего, обусловлено соотношением в минералообразующем растворе  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , в результате чего, видимо, возникает область структурной трансформации (температура в 200°C), при которой в структуре анальцима происходит перераспределение тетраэдрических элементов Si и Al, а вместе с ними и катионов, что отражено на диаграмме парных коэффициентов корреляции между параметром

и структурным мотивом решетки (рис.3). Полной зеркальной сменой отмеченной связи. Это явление взаимосвязано с различным характером парагенетических ассоциаций.

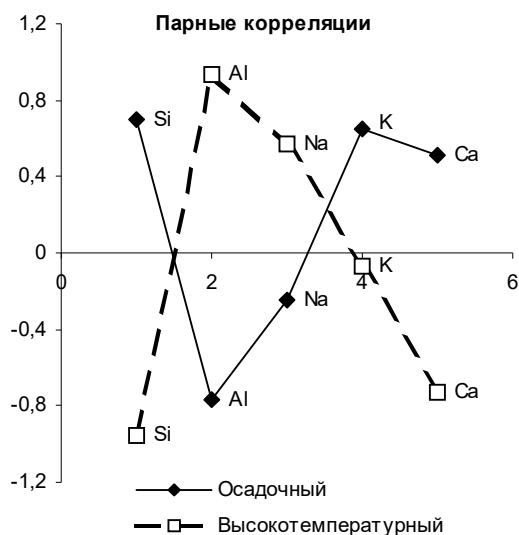


Рис.3. Парные корреляции между составом и структурой анальцима

Как видим, расчеты свидетельствуют о ведущей роли при формировании цеолитов смены концентрации натрия в растворе, на который накладывается различный температурный режим, в результате чего наблюдаем более многочисленный состав парагенетических ассоциаций гидротермально- метасоматически измененных пород по сравнению с типичными диагенетическими и осадочными образованиями. Подтверждается и по другим цеолитсодержащим месторождениям.

Таким образом, суммируя сказанное, можно сделать ряд выводов: 1) Состав анальцимов различных генетических типов отражает состояние минералообразующей среды (химический состав, температура, высокая щелочность среды с преобладающей ролью натрия, изменение окислительного, углекислотного потенциалов, привнос-вынос элементов и др.); 2) Вне зависимости от генетического характера условий образования анальцима параметр решетки является функцией температуры с квадратичным уравнением регрессии; 3) Существует температурный порог, по-видимому 200°C, при котором происходит трансформационный переход упорядоченной структуры высокотемпературного анальцима в неупорядоченную структуру диагенетических и осадочных анальцимов.

### Литература

- Ахвледиани И.Р. (1982). Анальцимовый геотермометр // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Грузии. Тр. ГПИ. Тбилиси. С.63-70
- Бенашвили Е.М., Схиртладзе Н.И., Квиташвили К.Е. (1988). Авторское свидетельство " Способ очистки реактивного топлива от меркаптанов." Зарегистрировано в Гос. реестре изобретений, 22, 12.
- Гвахария Г.В. (1952). Цеолиты Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. С.250.
- Гугушвили В.И., Ахвледиани Р.А., Микадзе Г.А. (1976). О критериях разделения меловых и палеогеновых поствулканических явлений в меловом вулканическом комплексе Аджара-Триалети //Сообщ. АН ГССР. 83. № 3. С.9.
- Гудушаури Ц.П., Броучек Ф.И., Схиртладзе Н.И. (1978). Сорбция катионов некоторых переходных металлов на анальциме //Изв. АН ГССР. Сер. химич. Т.4.№4. С.363-366.
- Дзоценидзе Г.С. (1943). Анальцим осадочного происхождения из батских угленосных сланцев окрестностей Кутаиси //Сообщ. АН ГССР. 4. № 10.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. (1953). Анальцимовый горизонт в угленосной свите Кутаиско-Гелатского района // Вопросы петрографии и минералогии. Т.1. М.: Изд-во АН СССР.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра. С. 344.
- Костов Ив. (1971). Минералогия. М.: Мир. С.559.

- Михеев В.И. (1957). Рентгенометрический определитель минералов. М.:Госгеолтехиздат. С.833.
- Схиртладзе Н.И. (1991). Осадочные цеолиты Грузии. Тбилиси: Изд-во ТГУ. С.144.
- Тавадзе Д.Н. (1974). Алюминиевое сырьё// Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. Полезные ископаемые. М.: Недра.
- Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. (1970). Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов //Геохимия. № 5. С.20-25.
- Цабадзе Н.Г. (1970). Анальцим осадочного происхождения в пестроцветной свите Кутаисского района //Сообщ. АН ГССР. Т.59. № 3. С.629-631.
- Чихрадзе Г.А.(1961). Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дзмуисской полосы //Гр. ГИН АН ГССР. № 9. С.179-207.
- სხირტლაძე ნ. (1997). საქართველოს ცეოლითების გენეტიკური ჯგუფები, მათი მთავარი საბადოები და გამოვლინებები. თბილისი: თბილ. უნივერსიტ. გამომცემლობა. 50 გვ.
- ციციშვილი ვ., დოლაბერიძე ნ., ალელიშვილი მ., ნიჟარაძე მ., გიგოლაშვილი ნ., ხაზარაძე ნ., სხირტლაძე ნ., გოგოლაძე დ. (1997). საქართველოს ბუნებრივი ანალციმების კვლევა ადსორბენტ-იონმიმომცვლელებად მათი გამოყენების მიზნით //შავი ზღვის რეგიონის ქვეყნების საერთაშორისო თათბირ – სემინარი. ბუნებრივი რესურსების და მეორადი ნედლეულის გამოყენება. მოხსენებათა თეზისები- ქუთაისი. გვ.1-3.
- Saha P. (1959). Geochemical and X-ray investigation of natural and synthetic analcites //Amer. mineralogist. V. 44. № 3/4. P.341-350.
- Combs D.S., Whetten J.T. (1967). Composition of analcite from sedimentary and metamorphic rocks. //Bull. Geol. Soc. America. V.78. № 2. P.252-264.

## МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЭОЦЕНОВОГО МАГМАТИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА И ТАЛЫША

М.Н.Мамедов

**Минералы-индикаторы в процессе эволюции эоценового магматизма Малого Кавказа и Талыша. М.Н.Мамедов.** Институт геологии АН Азербайджана, пр. Джавида, 29 А, 370143 Баку.

В статье анализируются теоретическое и практическое значения минеральных парагенезисов, характеризующих определенные стадии кристаллизации исходных расплавов эоценовых магматических комплексов, развитых в Кавказском секторе Средиземноморского подвижного пояса. В зависимости от проницаемости земной коры отдельные порции исходных расплавов локализованы в разноглубинных промежуточных очагах. При этом между разными генерациями минералов по составу плагиоклазов, оливинов, хромшпинели, флогопитов и др. установлена их дискретность. В породах вулканогенных комплексов ядра зональных вкрапленников обогащены анортитовой молекулой и от внешней зоны, представленной более кислым по составу плагиоклазом, отделены тонкой хлоритизированной каймой. В интрузивных породах различаются минеральные парагенезисы докамерной и камерной стадий кристаллизации.

*Vwbht rfdrcfbjybc lf nfkibc tjwtyehb vfuvfnbpvbc tdjkewbeh ghjwctib vbythfk - bylbrfnjht,bl  
v\fvrtljdb. fpth,fb/fybc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubbc bycnbnenb= /fdblbc ufvp\ 29f=  
370143 ,fmj\*

*Cnfnbfib uffyfkbt,ekbf vbythfkehbc gfhfutytpbct,bc stjhbekb lf ghfmnbrekb vybidityk,f=  
hvjkt,bw f\fcfbst,c [vtskfief pqdbc vj-hfdb cfhnytkbc rfdrcbbc ctmnjhib tjwtyehb vfuvehb rjv-  
gktmct,bc cfoybcv vlyfht,bc rhbcnfkbpfwbbc ufhrdtek cnflbt,c\ ltlfvbobb mthmib itqotdfj,bc  
vb[tldbs cfoybcv vlyfht,bc ufhrdtekb gjhwb,t,b kjrfkbt,ekbf c[df\fc[df cbqhvbc iefktleh rtht,ib\  
fvfcsfy thsf c[df\fc[df utythfwbbc gkfubjrkfpt,bc= jkdbyt,bc= [hvjigbytkk,bc= akjujgbnt,bcf lf  
f\i\ itvflutykj,t,c ijhbc lflutybkbvf sb lbcrtnekj,f\ dekrfyjutyehb rjvgktmct,bc mfyt,ib pjyfkheh  
gkfubjrkfptbc xfyfhst,bc ,bhsdt,b ufvlbht,ekbf fyjhsbnekj vjktrekbs lf ufyfgbhf pjyblfy= hjvtkbw  
ofhvjlytybkbvf eahj v;fdt itvflutykj,bc gkfubjrkfptbc= ufvj;jabkbvf mkjhbnbpbht,ekb s[tkb fhbbs\  
bynhepbek mfyt,ib ufvjbjaf rhbcnfkbpfwbbc rfvthebkc obyf lf rfvthebkc cnflbbc vbythfkehbc  
gfhfutytpbct,b\*

**Indicator minerals in the evolution process of the Lesser Caucasus and Talysh Eocene magmatism. M.Mamedov.** Geological Institute of Azerbaijan Academy of Sciences, Javid av., 29 A, 370143 Baku.

In the paper on the background of the initial melt evolution of the Lesser Caucasus and Talysh Eocene magmatic complexes the indicator peculiarities of the mineral parageneses, crystallized under various physical-chemical conditions have been described. It has been established that depending on the composition and initial melt crystallization conditions the mineral parageneses can characterize the direction and mechanism of their evolution. The revealed concrete mineral parageneses reflect the conditions of the certain magmatic melt portions crystallization on the Earth crust levels. It is attempted to determine the conditions of the Earth crust existence when the magmatic melts rose to its upper horizons.

Минералы-индикаторы, участвующие в процессе становления и эволюции конкретного магматического расплава, являются объективным источником информации процессов, происходивших на различных участках земной коры и литосферной верхней мантии. В этом контексте выявление индикаторных или же типоморфных особенностей минералов приобретает важное генетическое и практическое значение.

В генетическом аспекте минералы-индикаторы позволяют в той или иной степени охарактеризовать состав, состояние, механизм и долю плавления подкорового вещества, а также возможные пути эволюции и условия становления магматического расплава на различных уровнях земной коры.

В практическом же плане установленные особенности минералов будут являться реальным критерием при анализе рудоносности конкретного исходного расплава.

С целью претворения перечисленных задач в жизнь наиболее удобными объектами исследования оказались эоценовые магматические формации Малого Кавказа и Талыша.

Анализ пространственного размещения и фациальных особенностей эоценовых магматических формаций показывает, что они приурочены, в основном, к прогибам и перекрывают различные горизонты палеоценовых, позднемеловых отложений.

Все прогибы, развитые в Кавказском секторе альпийского Средиземноморского пояса - Аджаро-Триалетский, Шахдаг-Дилижанский, Газахский, Ордубадский, Урмия-Дохтарский, Талышский - образовались почти одновременно в палеоцен-эоценовое время.

Наиболее общей особенностью проявления магматизма отмеченных прогибов является устойчиво выдержанный известково-щелочной характер их эволюции. В то же время в пределах указанных прогибов спорадически проявлен высококалийный щелочной и субщелочной магматизм.

Установленные количественные соотношения известково-щелочного к субщелочному и щелочному магматизмам свидетельствуют о том, что дифференциаты эоценовых магматических формаций расплавились из различной по составу литосферной мантии и формировались в сложной геодинамической обстановке. В этой связи, в отмеченных прогибах установлены последовательно-дифференцированная - "протяженная" и слабо дифференцированная - "укороченная" серии магматитов с антидромным и гомодромным направлением эволюции состава. Эоценовые магматические формации в западном продолжении сегмента Средиземноморского пояса отмечены в Понтидах, Северной Анатолии, Аджаро-Триалетии, в восточном - в Газахской, Вандамской, Шахдагской, а в юго-восточном - в Аразчайской, Талышской, Урмия-Дохтарской зонах и вокруг Лутского массива.

В Газахском прогибе установлена трахиандезитобазальтовая формация с двумя комплексами (Мамедов, 1999): 1) андезитобазальтовым; 2) трахиандезитобазальтовым. Вулканы этих комплексов с небольшим площадным распространением в виде изолированных выходов приурочены к вулканическим центрам Гамышачала, Дидиван, Дамирчилар, Хачадаг. Андезитобазальтовый комплекс составляет основания этих вулканических центров и, по сравнению с перекрывающим его трахиандезитобазальтовым комплексом, развит ограниченно. Породы андезитобазальтового комплекса участвуют только лишь в эффузивной фации и представлены андезитобазальтом и андезитом. Для них во вкрапленниках характерны андезитовый ( $An_{37-42}$ ) плагиоклаз, авгитовый ( $Ca_{40}Mg_{40}Fs_{20}$ ) клинопироксен, слаботитанистый ( $TiO_2$  - 2-3%) магнетит и обыкновенная роговая обманка. Наряду с призматическими вкрапленниками плагиоклаза участвуют также и его зональные зерна, среди которых вышеперечисленные минералы резко преобладают. На основании гомогенизации жидких и расплавных микровключений температура кристаллизации центральной зоны соответствует 980-1000°C, краевых частей - 860-920°C. Более того, между краевой и центральной частями отмечается также хлоритизированная кайма, что свидетельствует о различных условиях кристаллизации отмеченных зон. Центральная часть зональных плагиоклазов, по составу соответствующих лабрадору ( $An_{57-60}$ ), кристаллизовались, по всей вероятности, в ассоциации с более магнезиальным клинопироксеном (субкальциевым авгитом) в сравнительно высокотермобарических условиях.

В андезитах количество фемических (клинопироксен, амфибол, магнетит) минералов заметно низкое, а содержание сравнительно кислого плагиоклаза ( $An_{30-40}$ ) - несколько повышенное

Таким образом, для пород данного комплекса во вкрапленниках установлено три парагенезиса минералов.

В породах трахиандезитобазальтового комплекса минералы-индикаторы, характеризующие различные стадии кристаллизации субщелочного оливин-базальтового расплава на различных уровнях земной коры или же в промежуточных очагах, представлены разнообразными минеральными парагенезисами. Более ранний минеральный парагенезис порфириовидного выделения установлен в составе оливинового эссексита и трахидолерита. Данный парагенезис состоит из оливина ( $Fo_{70-74}$ ), клинопироксена ( $Ca_{46-50}Mg_{40-41}Fs_{14-90}$ ), титаномагнетита (с ульвешпинелевой молекулой до 14%) и плагиоклаза ( $An_{60-62}$ ). По гомогенизации расплавных включений, обнаруженных в оливине и плагиоклазе, а также по распределению никеля между оливином и клинопироксеном (Nakli, Wright, 1967), температура кристаллизации данного парагенезиса соответствует 1000 - 1100°C,  $lg fO_2 = 4-6$  атм.

Второй или же поздний парагенезис в составе этих пород представлен лейстообразным плагиоклазом ( $An_{48-54}$ ), водяно-прозрачным, коротко-призматическим санидином ( $d_{201}=4.16 \text{ \AA}$ ) клинопироксеном ( $Ca_{46}Mg_{42}Fs_{12}$ ), ксеноморфным позднематическим анальцимом. Послед-

ний парагенезис составляет субдолеритовую основную массу трахидолеритов и эссекситов. Эти породы характеризуют субвулканическую фацию трахиандезитобазальтового комплекса.

В породах эффузивной фации, представленных трахитом, латитом, трахибазальтом и трахиандезитобазальтом, оливин из плагиоклаз-санидин-клинопироксен-титаномагнетитового парагенезиса выпадает. Вместе с тем, санидин здесь участвует как вкрапленник, причем содержит расплавные микровключения. Гомогенизация микровключений происходила при температуре 960-920°C. Наряду с отмеченным санидин обладает таким же идиоморфизмом, как фенокристалл плагиоклаза.

Итак, выявленные особенности минеральных парагенезисов трахиандезитобазальтовой формации Газахского прогиба свидетельствуют, что кристаллизация субщелочного оливин-базальтового расплава в условиях земной коры происходила в различных физико-химических условиях. При потере летучих компонентов остаточный расплав, соответствующий дифференциатам эффузивной фации, способствовал одновременной кристаллизации в промежуточном очаге плагиоклаза с санидином. В условиях субвулканической фации кристаллизация калиевого полевого шпата и анальцима задерживалась до поздней магматической стадии. Сопоставляя полученные данные по индикаторным минералам обоих комплексов, можно отметить следующее: исходный расплав первого комплекса дифференцировался в относительно глубинном и умеренно-глубинном промежуточных очагах. Исходный расплав, очевидно, по серийной принадлежности соответствовал базальтовой магме нормальной щелочности. Изменение предшествующего режима, имевшее место при эволюции исходного расплава предыдущего комплекса, т.е. при сжатии с локальным прогибанием, способствовало активизации поперечных магмоподводящих разломов и подъему субщелочного оливин-базальтового расплава на различные уровни земной коры, из которого в дальнейшем в субвулканических условиях кристаллизовались эссекситы, трахидолериты, а в эффузивных - трахибазальты, латиты, трахиты и др.

Шахдагский прогиб относится к Гейча-Акеринской структурно-формационной зоне и является восточным продолжением Дашкесанского синклинория. Эоценовые вулканические осадочные образования с угловым несогласием, с базальным конгломератом в основании перекрывают нижележащие карбонатные отложения позднего мела. Активизация вулканических процессов происходила в среднем эоцене, где туфогенно-осадочные образования чередуются с пирокластическими и лавовыми потоками. Нередко среди этих переслаиваний отмечаются маломощные силловые образования долеритов, трахидолеритов и др.

Здесь так же, как и в Газахском прогибе, выделяются 2 комплекса: достаточно дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый и трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-пантеллерит-комеидитовый.

Минералами-индикаторами для первого комплекса во вкрапленниках являются кальциевый авгит, бронзит, плагиоклаз ( $An_{70-30}$ ), низкотитанистый магнетит, амфибол, обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц.

В породах второго комплекса участвуют оливин, салитовый, эгиринов-авгитовый, эгиринов-клинопироксены, энigmatитовый амфибол, калиевый полевой шпат (санидин, ортоклаз), биотит, анальцим, плагиоклаз ( $An_{80-20}$ ).

Из приведенного списка минералов видно, что каждый выделенный комплекс характеризуется своими минеральными парагенезисами.

Породы субщелочной укороченной серии развиты и в Вандамской зоне, представителем которой является Буйнузский интрузив (Абдуллаев и др., 1991). В составе интрузива преобладающими петрографическими типами пород являются порфириовидные эссекситы и трахидолериты. Порфириовидные парагенезисы минералов, представленные оливином, клинопироксеном, плагиоклазом и титаномагнетитом, четко выделяются на фоне субдолеритовой структуры основной массы. Среди порфириовидных выделений наиболее идиоморфен оливин ( $Fo_{70}$ ); клинопироксен ( $Ca_{40} Mg_{40} Fs_{20}$ ) и плагиоклаз ( $An_{60}$ ) образуют взаимопрорастающие зерна. Титаномагнетит ( $TiO_2$  -10-12%) представлен самостоятельными квадратиками. Судя по идиоморфизму, оливин кристаллизовался ранее остальных минералов. Последние же, по всей вероятности, кристаллизовались одновременно, об этом же свидетельствует взаимопрорастание плагиоклаза и салитового клинопироксена.

Итак, Буйнузский интрузив испытал двухэтапную кристаллизацию, на первом – формировались порфириовидные вкрапленники ( $T=980-1100^\circ C$ ,  $lg fO_2=5-6$  атм.), а на втором - в гипа-

биссальных или же приповерхностных условиях выделялись плагиоклаз второй генерации, анортоклаз, биотит и анальцит.

В Талышской зоне развиты субщелочные и щелочные вулканические и интрузивные комплексы (Мамедов, 1999).

В породах эоценовой вулканогенной трахибазальт-трахиандезитобазальт-фонолитовой формации обнаружены высокобарические аккумулятивные включения пород и минералов, состоящие из субщелочного габбро, субщелочного габбро-пироксенита, субщелочного габбро-амфиболита, высокотитанистого флогопита, хромистого салита, битовнита и др. Все перечисленные включения пород и минералов являются продуктом ранней стадии кристаллизации субщелочной оливин-базальтовой магмы, имевшей место в сравнительно более глубинных промежуточных очагах. Следующие порфиновые поколения минеральных парагенезисов формировались в разноглубинных промежуточных очагах. Необходимо отметить, что предшествующая обстановка Талыша сопровождалась сжатием, что способствовало уменьшению проницаемости магмоподводящих разломов. В связи с этим, подъем субщелочного оливин-базальтового расплава на земную поверхность затруднялся. В данной ситуации на различных уровнях земной коры образовались серии промежуточных очагов, где субщелочная оливин-базальтовая магма испытала кристаллизацию и дифференциацию. После осаждения аккумулятивных включений в следующем промежуточном очаге кристаллизовались порфиновые вкрапленники оливинового абсарокита, состоящие из хризолитового оливина ( $\text{Fo}_{80-84}$ ), железистой хромшпинели ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  - 46%), салитового клинопироксена ( $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{40}\text{Fs}_{12}$ ) и титанистого флогопита ( $\text{TiO}_2$  - 4.6%). По данным гомогенизации расплавных включений кристаллизация порфинового поколения минералов происходила при  $1300^\circ\text{C}$ . Наряду с ними оливиновые микровключения, обнаруженные во вкрапленниках салитового клинопироксена, соответствуют форстериту ( $\text{Fo}_{94}$ ). Полученные данные по составу вкрапленников, микровключений, а также гомогенизации расплавных включений свидетельствуют о том, что расплав, из которого кристаллизовался оливиновый абсарокит, в промежуточном очаге в достаточной мере подвергался кристаллизации и дифференциации. Остаточный расплав был обогащен щелочными ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ), щелочно-земельными ( $\text{SrO}$ ,  $\text{BaO}$ ) и легкими лантанидами ( $\text{La}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Sm}$ ,  $\text{Eu}$ ), благодаря чему в субдолеритовой основной массе кристаллизовалось второе поколение минеральных парагенезисов, состоящих из санидина ( $\text{Or}_{85}$ ), железистого салита ( $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{38}\text{Fs}_{15}$ ), среднего плагиоклаза ( $\text{An}_{50-55}$ ) и хромистого титаномагнетита.

Следующий петрографический тип пород соответствует лейцитовым трахибазальтам, оливиновым тефритам и шошонитам. В перечисленных породах оливин, как раннемагматический минерал, сравнительно обогащен фаялитовой ( $\text{Fa}_{30-35}$ ) молекулой. Клинопироксен во вкрапленниках содержит оливиновые, лейцитовые и расплавные микровключения. Гомогенизация расплавных включений происходит при  $1100-1150^\circ\text{C}$ . В лейцитовом трахибазальте титаномагнетит в отношении вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена ксеноморфный и несколько обогащен ульвешпинелевой ( $2\text{FeOTiO}_2$ ) молекулой. По всей вероятности, потеря флюидной фазы субщелочным оливин-базальтовым расплавом при подъеме его в верхние части земной коры явилась причиной сохранения метастабильного лейцита в виде включений в клинопироксене. Наряду с отмеченным, потеря флюидной фазы способствовала некоторой задержке кристаллизации титаномагнетита.

Подобный механизм кристаллизации характерен и для пород субвулканической фации. В отличие от эффузивной, здесь в близповерхностных условиях кристаллизовалась субдолеритовая основная масса. Магмаплагиопорфиновый трахиандезитобазальт (латит), соответствующий ранним фазам позднеэоценового вулканизма, характеризуется крупными вкрапленниками (до 3 см) лабрадорного ( $\text{An}_{50-55}$ ) плагиоклаза, авгитового клинопироксена и в подчиненном количестве оливина и санидина. Здесь гомогенизация расплавных включений происходила при  $1000-1050^\circ\text{C}$ . Крупные мегакристаллы плагиоклаза по краям в достаточной мере разведены и корродированы, а по трещинкам залечены продуктами основной массы. Выявленные особенности порфиновых поколений минералов указывают на то, что расплав, из которого кристаллизовались фенокристаллы, является отфракционированной порцией субщелочной оливин-базальтовой магмы, обогащенной водным флюидом. Очевидно обогащенный водным флюидом субщелочной оливин-базальтовый расплав в относительно более глубинных условиях испытал кристаллизацию и дифференциацию, благодаря чему высокотемпературные вкрапленники фемиче-

ских минералов осаждались, а остаточный расплав, соответствующий по составу трахиандезит-базальту, обогащался глиноземом, кальцием и щелочными элементами. В относительно более высоких горизонтах земной коры остаточный расплав терял летучие компоненты, что явилось причиной кристаллизации магмаплагиопорфировых вкрапленников плагиоклаза в достаточном количестве. В этой ситуации фемические минералы, представленные авгитом и оливином, участвовали в подчиненном количестве. Главная их масса осаждалась в глубинном промежуточном очаге.

Породы промежуточной фазы позднеэоценового вулканизма, представленные различными субщелочными базальтоидами (трахибазальты, трахидолериты, эссекситы), во вкрапленниках содержат оливин ( $Fe_{70}$ ), плагиоклаз ( $An_{65}$ ), клинопироксен ( $Ca_{45}Mg_{40}Fs_{15}$ ), титаномагнетит ( $Mt_{40}Usp_{45}Sp_3$ ). В связи со слабой дифференцированностью пород отмеченной фазы вулканизма состав вкрапленников менее изменчив. Здесь наиболее титанистый и однородный титаномагнетит обнаружен в составе трахибазальтов, трахидолеритов и эссекситов Дыманского прогиба. По расчетным точкам Кюри глубина проницаемости магмоподводящего разлома и расположения промежуточного очага оценивается величиной в более 20 км. Температура кристаллизации по оливин-клинопироксеновому геотермометру соответствует  $1200-1250^{\circ}C$  при  $lg fO_2=9-10$  атм.

Поздняя фаза позднеэоценового вулканизма также развита в северо-западном продолжении Талышской зоны - в Дыманском прогибе. Вулканиды данной фазы, как и предыдущей, относительно однородны и сложены эпилейцитовым фаноцитом. В составе последнего титаномагнетит во вкрапленниках с единичными оливином и клинопироксеном и достаточными плагиоклазом, ортоклазом и эпилейцитом (анальцитом) составляет порфировые поколения минералов. Здесь также уровень проницаемости магмоподводящего разлома оценивается величиной в более 25 км. Вместе с тем, парциальное давление кислорода заметно уменьшается и приближается к никель-бунзенитовому буферу.

Таким образом, порфировые поколения минералов ранне-среднеэоценового вулканизма, соответствующие абсарокит-шошонит-щелочно-базальтовым комплексам, кристаллизовались в промежуточных очагах, локализованных на различных уровнях земной коры. Минеральные парагенезисы порфировых выделений позднеэоценового комплекса кристаллизовались в более восстановительных условиях при высокой температуре и глубинных условиях.

Минералы-индикаторы интрузивной субщелочной ультраосновной формации прежде всего позволяют отметить, что исходный расплав не был досыщен кремнеземом и характеризовался умеренным содержанием щелочных, щелочно-земельных и редкоземельных элементов. Из субщелочного ультраосновного расплава до поступления в интрузивную камеру кристаллизовались оливин ( $Fe_{88-90}$ ), альмандин-пироповый гранат, магниевая хромшпинель ( $MgCr_2O_4$  - 50%), хромистый диопсид ( $Mg_{46}Ca_{46}Fs_8$ ) и малотитанистый флогопит. В интрузивной же камере кристаллизовались их более железистые и титанистые представители.

В субщелочных габброидах оливин, хромшпинель из отмеченного парагенезиса минералов выпадает и происходит кристаллизация битовнит-лабрадоритового плагиоклаза, амфибола, авгитового клинопироксена, кульсонита, титаномагнетита, ильменита и титанистого биотита.

Вышеприведенное позволяет нам сказать, что в процессе эволюции субщелочного ультраосновного расплава ведущим фактором является кристаллизационная дифференциация, имевшая место в интрузивных камерах. По мере дифференциации расплава в интрузивной камере минералы-индикаторы менялись по составу, т.е. уменьшалось в их составе содержание элементов группы железа и увеличивалось количество щелочных и щелочно-земельных элементов.

Подытоживая приведенные данные, можно отметить, что минералы-индикаторы являются надежным показателем условий кристаллизации и эволюции магматического расплава, происходивших на различных уровнях земной коры.

### Литература

- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев М.А., Самедова Р.А., Шафиев Х.И., Мамедов М.Н. (1991). Петрология магматических комплексов южного склона Большого Кавказа (Вандамская зона). Баку: Элм. 191 с.
- Мамедов М.Н. (1999). Петрология и геохимия позднемиоценовых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку: Nafta Press. 400с.



Hakli T.A., Wright T.L. (1967). The fractionation of nickel between olvine and augite as geothermometr // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. V.31/ № 5. P.877-884.

## ОБ ИЗОМОРФИЗМЕ И РАСПАДЕ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В СИЛИКАТАХ

Н.Г.Попорадзе, С.Г.Гвелесиани

**Об изоморфизме и распаде твердых растворов в силикатах.** Н.Г.Попорадзе, С.Г.Гвелесиани. Грузинский технический университет, ул. Костава, 77, 380075 Тбилиси.

Рассмотрены явления изоморфизма и распада твердых растворов при твердофазном превращении силикатов. Высказано предположение, что в природных условиях практически не существует минералов, однородных по химическому составу и структуре. Исходя из этого, твердыми растворами условно можно считать отдельные фазы минералов в соответствии с уровнем и методами их исследования.

*bpjvjhabpvbcf lf v'fhb [cyfht, bc itcft, cbkbrfnt, ib\ y\ajajhf't= c\udtktcbyb\ cfmfhsdtkjc ntmymbrehb eybdthcbntnb= \rjcnfdfc m\ 77= 380075 s, bkbcb\*

*ufy[bkekbf bpjvjhabpvbc lf v'fhb [cyfhibc lfikbc vjdktyt, b cbkbrfnt, bc v'fh afpehb ufhlf-mvyt, bc itvs[dtdfib\ ufjismvekbv vjcfpht, f= hjv thsudfhjdfyb mbvbehb itlutymbkj, bc lf cnhemnehbc vmjyt vbythfkt, b ,eyt, hbd gbhj, t, ib fh fhct, j, c\ fmtlfy ufvjvlbyfht v'fhb [cyfhib gbhj, bsfl itb-kt, f deojls vbythfkbc wfkrtk afpfc v'fhs rdktdbc l'jybc lf vtsjibc itcf, fvbcfl\*

**About isomorphism and disintegration of solid solutions in silicates.** N.Poporadze, S.Gvelesiani. Georgian Technical University, M. Kostava str., 77, 380075 Tbilisi.

Processes of metamorphism and disintegration of solid solutions during solid-phase transformation of silicates are considered. It is suggested that in natural conditions the existence of minerals homogeneous by chemical composition and structure is not possible. Hence, solid solutions conditionally can be considered as separate phases of minerals in accordance with methods and level of their study.

В природных условиях отдельные фазы многих минералов характеризуются переменным химическим составом, т.к. в процессе минералообразования, наряду с замещением атомов и ионов химических элементов, происходят также твердофазные превращения.

Процесс замещения атомов и ионов какого-либо элемента минерала представляет собой скорее закономерность, нежели исключение. После обнаружения этого явления были введены понятия "твердых растворов", "смешанных кристаллов" или "изоморфных смесей". При этом подразумевалось, что в едином "гомогенном кристалле" существуют "молекулы" двух или трех соединений. Примером служат форстеритовая и фаялитовая фазы в твердом растворе единого оливина. Параметры элементарных ячеек конечных членов изоморфных минералов по величине почти не отличаются; сходство минералов и близость их внешних кристаллографических форм можно наблюдать и макроскопически.

При исследовании минералов на элементарном уровне в отдельных фазах можно наблюдать выделения небольшого размера и различной степени упорядоченности, расположенные в матричной структуре закономерно, в определенном кристаллографическом направлении (рис.1)

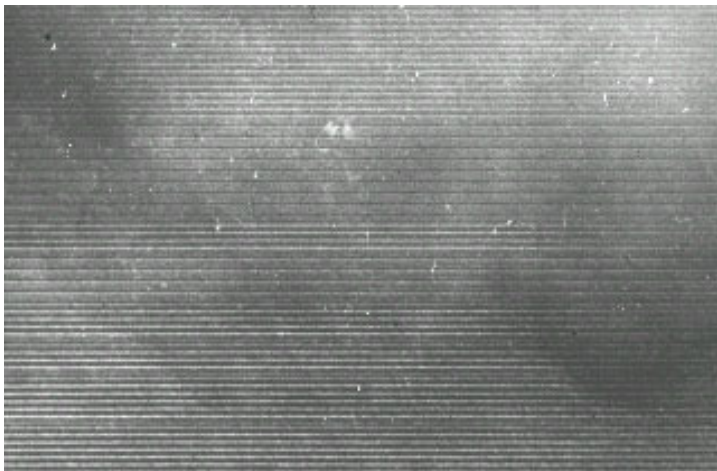


Рис.1. Закономерное выделение ламелл в микрокристалле антофиллита

Часть исследователей термины "твердый раствор", "смешанный кристалл" и "изоморфная смесь" рассматривают как синонимы, но не все авторы разделяют это мнение, что приводит к ряду неясностей. Мы полагаем, что эти понятия по своей сущности несколько различаются, но в то же время и включают друг друга (Hawthorne, 1997).

На основании исследований последних лет нами были уточнены отдельные детали явлений изоморфизма и твердых растворов, в частности, было установлено, что изоморфизм минералов в большинстве случаев связан с распадом непрерывного ряда твердых растворов.

При изучении силикатов часто наблюдается замещение силикатных минералов одного структурного типа минералами другого типа, т.е. их превращение. Например, превращение оливина в тальк и серпентин, хлоритизация граната, переходы пироксенов в амфиболы и слюды, серицитизация плагиоклаза, замещение калишпата глинистыми минералами и др. Превращение подобного типа означает, что изолированные структуры силикатов трансформируются в структуры слоистого типа, цепочечные – в ленточные, ленточные – в слоистые, каркасные – в слоистые и др. Таким образом, структуры силикатных минералов одного структурного типа преобразовываются в другие структурные типы. Механизм этих превращений достаточно сложен, многообразен и зависит от ряда факторов, они осуществляются как в результате обменных реакций замещения, так и путем твердофазных превращений.

В данной статье мы касаемся превращений силикатов лишь на примере твердофазных превращений и не рассматриваем продукты более распространенных в природе замещений обменно-реакционного типа или представляющих собой результат других процессов. Это обусловлено тем, что масштабы твердофазных превращений, размеры их морфолого-агрегатных форм и закономерные выделения при твердофазных превращениях позволяют непосредственное наблюдение за картиной этих превращений с помощью микрозондовых и электронномикроскопических исследований. Если превращения вызваны другими процессами, мы лишаемся этой возможности из-за крупных размеров и морфологических особенностей кристаллов. В случае твердофазного превращения силикатов с переходами минерала из одной структурной группы в другую, как правило, происходит непосредственное преобразование химического состава и структурного строения (рис.2).

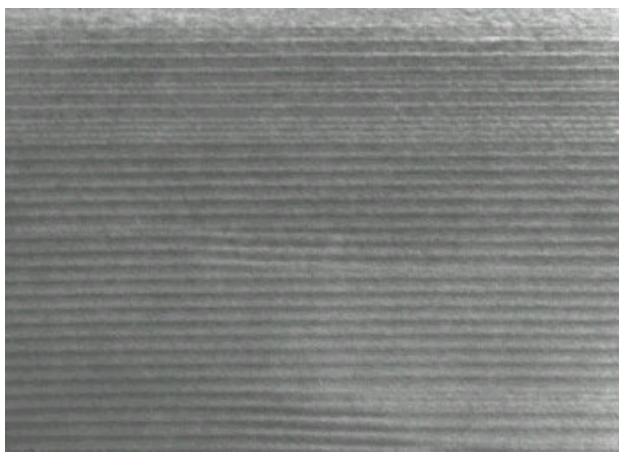


Рис. 2. Непосредственное преобразование одного структурного типа в другой микрокристалле антофиллита

В процессе минералообразования зародыши первичных минералов испытывают влияние среды, изменчивость физических и химических параметров которых обуславливает приспособление структур и составов к новым условиям. Это может выражаться как в незначительных изменениях, так и в радикальной перестройке структуры. Для составов и структур минералов не характерна идеальная однородность, в основном они характеризуются зональным строением и неоднородностью, но на определенном уровне исследования мы их рассматриваем как однородные.

Необходимо пояснить, что неоднородность – однородность на разных уровнях исследования определяется условно. В частности, определенная часть минерала, принимаемая во время визуального исследования за однородное, в поляризационном микроскопе оказывается неоднородной, однородные в шлифах минералы при исследовании микрозондом показывают неоднородный химический состав, а в структурах минералов с аналогичным химизмом с помощью электронного микроскопа обнаруживаются структурно неоднородные участки (фазы сходных или отличающихся минералов), в которых присутствуют фазовые выделения других типов

структур (рис.3). Для фазовых выделений характерно закономерное, а также хаотическое расположение; закономерно расположенные выделения обычно являются результатом твердофазного превращения.

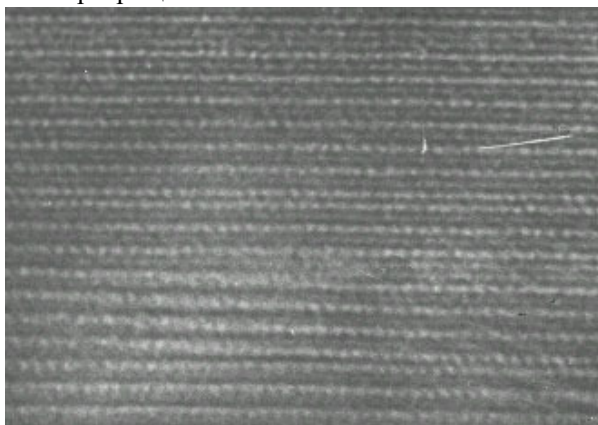


Рис. 3. Структурно неоднородные участки в химически однородном микрокристалле

Многие силикатные минералы, представляющие собой твердые растворы, являются в температурных условиях кристаллизации полными или смешанными системами, претерпевающими твердофазные превращения на посткристаллической стадии. Классическое понимание явления твердых растворов или изоморфного ряда силикатов в настоящее время теряет свой смысл, т.к. в микросистемах на уровне микронов и особенно ангстремов конечные члены твердых растворов или изоморфного ряда значительно отличаются в структурном и химическом отношении вследствие частого присутствия в них закономерных промежуточных фаз (рис.4). Исходя из вышесказанного можно заключить, что идеально однородных минералов в природных условиях практически не существует.

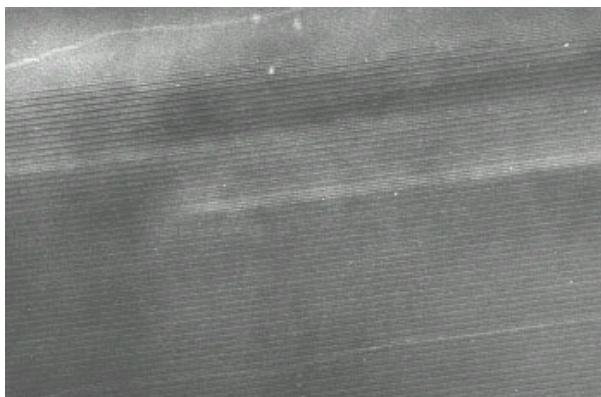


Рис. 4. Смешаннорядные и смешаннослойные ламеллы в микрокристалле амфибола

Без учета масштабов исследования, классическое представление о твердых растворах и изоморфном ряде теряет свой смысл. Следовательно, понятием твердых растворов и изоморфного ряда можно пользоваться лишь условно, в зависимости от уровня изучения минералов. Например, плагиоклазы, помимо конечных членов изоморфного ряда, представленных альбитом и анортитом, содержат эти последние и в виде промежуточных фаз; кроме того, присутствуют ламеллы калишпата. В амфиболах часто встречаются наряду с однорядными, трехрядными и слоистыми и ламеллы пироксенов (см. рис.4).

В классическом понимании твердый раствор является твердым телом (фазой), характеризующимся однородной (идентичной) кристаллической структурой, в которой некоторая эквивалентная позиция занята разными ионами.

Термины твердый раствор и изоморфная смесь можно рассматривать как тождественные, т.к. между ними не существует принципиального различия и оба явления основаны на замещении атомов и ионов.

Различается несколько типов растворов. Наиболее распространены твердые растворы замещения, для которых определяющим фактором считаются относительные размеры радиусов замещающих и замещаемых атомов и ионов. Не обязательно, чтобы атомы и ионы имели одну и ту же валентность и заряд, т.к. электронейтральность может сохраняться благодаря компенсационному замещению в той же структуре – например, альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) – анортит

( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Если величина заряда взаимозамещаемых ионов различается более, чем на единицу, замещения не происходит либо строго ограничивается даже в случае близких размеров, например,  $\text{Zn}^{4+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{U}^{4+}$ ,  $\text{Na}^+$ .

Для образования твердого раствора необходимы следующие условия: замещающие и замещаемые атомы или ионы должны иметь одни и те же заряды и близкие размеры. В отдельных случаях при изоструктурности конечных членов твердые растворы замещения образуют непрерывный ряд твердых растворов.

Твердые растворы внедрения образуются в результате вхождения замещенных атомов и ионов в межузловые места первоначальной структуры.

Эффект взаимозамещения атомов необходимо учитывать при интерпретации химических анализов минералов и составлении их химических формул. Так, замещение такого минерала как оливин относительно несложно и устанавливается непосредственно из химического анализа. Однако ситуация осложняется, если взаимозамещающие элементы обладают разной валентностью. Дополнительные трудности возникают в том случае, когда тот или иной элемент находится в структуре в двойной координации, что характерно для силикатов, где алюминий, с одной стороны, может находиться в четвертой координации и замещать силиций, а с другой – в шестерной, замещая  $\text{Mg}^{+2}$  или  $\text{Fe}^{+3}$ .

Как уже отмечалось, для многих кристаллических веществ характерны твердые растворы, в свою очередь образующие фазы переменного состава. Каждая фаза представляет собой определенное вещество, зависящее от нескольких основных переменных величин: исходного состава, температуры, давления и, в особенности, от продолжительности процесса образования в условиях постепенного изменения температуры в течение длительного времени.

Несмотря на данные, полученные в результате рентгеноструктурных, микронзондовых, электронномикроскопических и др. исследований, механизм структурного преобразования кристаллов твердых растворов долгое время не рассматривался. Считалось, что в структуре минералов нет отдельных молекул (фаз), и они существуют в виде независимых микроструктур. Эти структуры можно рассматривать как бесконечную трехмерную решетку, в которой ионы могут замещать друг друга, практически не искажая структуру. Однако минералы обычно кристаллизуются из растворов, содержащих, помимо основных компонентов данного минерала, многие другие "посторонние" ионы. Поэтому имеется большая вероятность этих ионов в составе кристаллизующегося минерала, непосредственно в его структуру. Если при этом соблюдены условия изоморфизма, то образуется изоморфная смесь, например, оливин  $(\text{MgFe})_2[\text{Si}_2\text{O}_4]$ , а в случае неудовлетворительных условий в структуре т.н. "мономинерального кристалла" возникают ламеллы. Так, если в оливине помимо катионов  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  имеются  $\text{Na}^+$  или  $\text{Al}^{3+}$ , то возникает тот минерал, для образования которого наряду с ионами катионов  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  окажутся достаточными т.н. "лишние"  $\text{Na}^+$  или  $\text{Al}^{3+}$ , т.е. произойдет вхождение последних в межузловое пространство  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , а в итоге вокруг новых катионов возникает ламелла нового минерала в виде самостоятельной структуры.

В изоморфных смесях границы между отдельными фазами отсутствуют, их можно рассматривать как твердые растворы. Оливин относится к твердым растворам, образованным в результате спинодального механизма.

При изоморфизме, в случае различия между размерами радиусов взаимозамещающихся ионов (<15%), в матрице возникает самостоятельный микрокристалл (самостоятельная фаза), а если структуры близки, то межфазовая граница когерентна. Примером могут служить ряды антофиллит-актинолита и мусковит-фенгита, являющиеся результатом механизма зарождения и роста. Когда различия структурных типов фаз (матриц и ламелл) значительны, а параметры элементарных частиц отличаются в дозволённых пределах, образуются некогерентные границы и имеет место распад твердых растворов, т.е. твердый распад можно считать разновидностью изоморфной смеси. Если замещенный ион не может войти в структуру матрицы, не изменяя ее типа, то в результате изменяется структура матрицы и образуется новый самостоятельный минерал.

Таким образом, из вышесказанного следует, что явлением изоморфизма можно считать отдельные замещения атомов или ионов, но если этот процесс рассматривать в отдельной фазовой системе (на примере минералов), то тогда мы имеем дело с твердым раствором или с продуктами распада твердого раствора.

Так, в оливине или в других минералах при взаимозамещении катионов  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  имеет место явление изоморфизма, хотя сам минерал как фаза представляет собой твердый раствор фаялита и форстерита, что является результатом распада твердого раствора. Вообще, изоморфизм вытеснения – это твердый раствор замещения, а изоморфизм с выполнением пространства – твердый раствор внедрения.

Следовательно, существуют разные варианты замещения элементов примесей в кристаллической решетке, начиная с непрерывного ряда замещения с образованием твердых растворов и кончая внедрением атомов в новые позиции, что приводит к изменению начальной структуры кристалла. Соответственно, пространственная группа кристаллической структуры может не меняться в сторону понижения симметрии, что приводит к переходу структуры в сингонию более низкой категории.

Как уже отмечалось, во время процессов минералообразования в земной коре, образуется не только твердый раствор, представляющий полные или ограниченные смешанные системы в условиях кристаллизации, но и их твердофазные превращения. Распад твердых растворов обусловлен возрастанием количества замещающих катионов или замещением иона, радиус которого превышает дозволённые границы, что приводит к формированию новой самостоятельной фазы.

Движущей силой процесса превращения твердых растворов является стремление системы к снижению свободной энергии. Следует отметить, что наиболее благоприятные условия для распада твердых растворов создаются при постепенном понижении температуры.

Под твердофазным превращением подразумеваются как инверсионные переходы и распад твердых растворов, так и процессы упорядочения или полиморфные переходы (рис.5). Как известно, неупорядоченные минералы переходят в упорядоченные или распадаются на отдельные фазы, что сопровождается явлением изоморфизма.

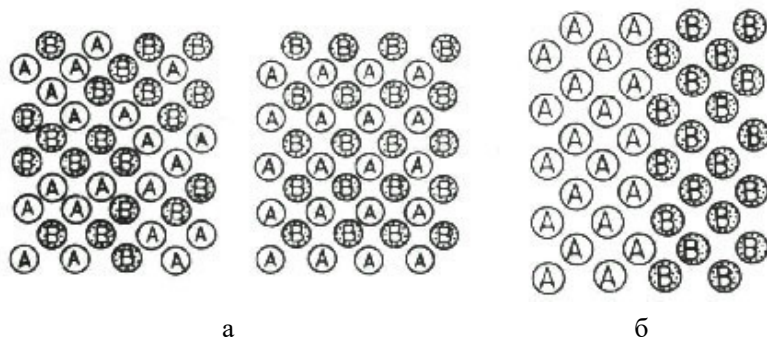


Рис. 5. Разупорядоченное распределение фаз А и В (а), упорядоченное распределение А и В (б) в твердом растворе и разделение А и В распад твердого раствора

Последовательность и сложность твердофазных превращений минералов в субсолидных условиях определяется скоростью превращения каждой фазы, параметрами температуры и давления, а также характером и количеством замещающихся ионов. Этот процесс может проходить в несколько стадий и до получения конечного продукта могут образовываться разные промежуточные фазы.

Инверсионный переход заключается, в основном, в геометрических изменениях структуры, без ее радикальных преобразований, что является одним из видов обратимых полиморфных превращений. Известны два механизма инверсионных переходов: диффузный и сдвиговый. Первый тип осуществляется в результате диффузии атомов в структуры твердых растворов. Например, актинолит высокой симметрии  $\rightleftharpoons$  актинолит низкой симметрии, альбит высокой симметрии  $\rightleftharpoons$  альбит низкой симметрии, санидин  $\rightleftharpoons$  микроклин. Второй тип механизма связан с незначительным перемещением ионов, вызывающим некоторые изменения углов и межатомных связей в кристалле: високотемпературная роговая обманка  $\rightleftharpoons$  низкотемпературная роговая обманка, високотемпературный пижонит  $\rightleftharpoons$  низкотемпературный пижонит.

Упорядочение твердых растворов обусловлено наличием в структуре двух или более кристаллографически неэквивалентных позиций, относительно которых распределены атомы изоморфных элементов.

Фазовые превращения твердых растворов происходят путем распределения атомов (или ионов) в структуре матричного (первичного) минерала между узлами кристаллической решетки.



ки. Возможны два варианта: спинодальный, или последовательный зарождения и роста или скачкообразный (рис.6). Последний в свою очередь делится на гомогенный и гетерогенный процессы распада твердых растворов. В спинодальном случае распределение атомов происходит в масштабе, сравнимом с расстояниями между атомами (Дриц, 1981). При этом однородные твердые растворы распадаются на несколько твердых фаз, отличающихся друг от друга по степени структурных или химических изменений, происходящих при превращении одной фазы в другую с помощью разных механизмов.

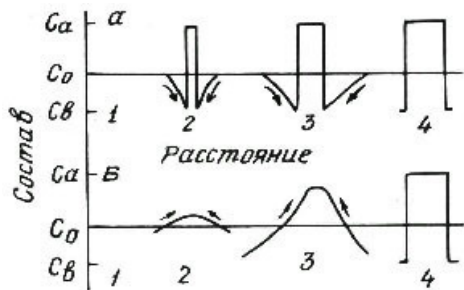


Рис. 6. Скачкообразный (а) и постепенный (б) процессы распада твердого раствора

Ленточные, цепочечные и слоистые силикаты могут превращаться путем гетерогенного и гомогенного зарождения и роста, а также по спинодальному механизму. Процессы превращения различаются друг от друга характером и степенью сложности. Наиболее простой механизм превращения присущ Са и Mg-Fe пироксенам и амфиболам, переходящим из одного структурного типа в другой в пределах одной структурной группы. Относительно более сложный механизм превращения наблюдается на примере распада твердых растворов антофиллит-талька, актинолит-парагонита, когда минералы одной структурной группы переходят в другую. Однако самым сложным и интересным механизмом превращения характеризуется распад твердых растворов антофиллит-хлорита и слюд, происходящий с участием многих переходных фаз.

Превращения Са и Mg-Fe пироксенов и амфиболов осуществляются путем непосредственных переходов двухрядных 2:1 стержней по направлению (010). Фазы распада: роговая обманка-куммингтонит, роговая обманка-роговая обманка, обогащенная Al, Fe и обогащенная Si, Mg, роговая обманка-актинолитовая роговая обманка, роговая обманка-актинолит, роговая обманка-кроссит (Попорадзе и др., 2000). Все они характеризуются однотипными структурами и не испытывают значительных изменений химизма. В целом, при взаимопревращениях силикатов в пределах одного структурного типа, ориентации параметров их элементарных ячеек совпадают и имеют близкие размеры. Граница между фазами когерентна.

Превращения ленточно-цепочечных структур силикатов в слоистые зависят от условий процесса распада, состава и структур первичной фазы и фактора диффузии. Изучены превращения антофиллит-парагонита, антофиллит-талька, актинолит-парагонита. Этот тип распада происходит путем гетерогенного зарождения без участия промежуточных фаз.

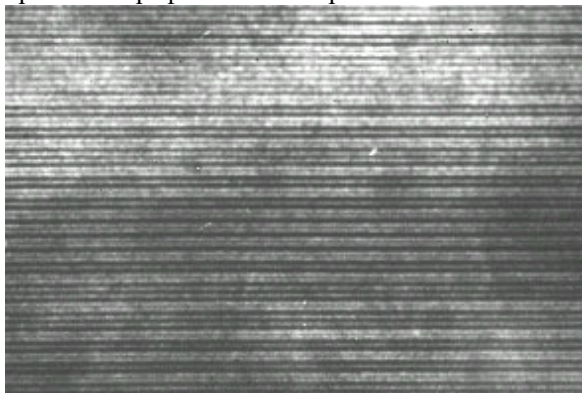
При твердофазном превращении ряда антофиллит-актинолит-тальк на электронно-микроскопических снимках наблюдаются смешаннорядные структуры с чередованием одно-, двух-, трех- и многорядных 2:1 стержней вдоль оси b. На многих участках электронограммы выявляется также картина слоистой структуры, соответствующей тальковой фазе.

Микрокристаллы, содержащие структуры различных ламеллей, характеризуются следующей ориентацией параметров элементарных ячеек: ось a антофиллита совпадает с осью c талька и одинаковых размеров; направления осей b антофиллита и талька совпадают, однако их размеры отвечают отношению 2:1; направление оси c антофиллита совпадает с направлением оси a талька и одних размеров.

Антофиллиты подчиняются следующей закономерности фазовых превращений: антофиллит → неупорядоченная смешаннорядная структура из чередующихся одно-, двух- и трехрядных 2:1 стержней с преобладанием амфиболов → неупорядоченные смешаннорядные структуры → тальк.

Более сложным механизмом характеризуется превращение антофиллита в хлорит, включающее множество промежуточных фаз (рис.7). Фазовое превращение антофиллит-хлорит в следующей последовательности: антофиллит → неупорядоченная смешаннорядная структура с чередованием одно-, двух- и трехрядных 2:1 стержней → многорядная структура → тальк → смешаннорядная структура → хлорит.

При спинодальном распаде в матричной структуре образуется модулированная структура спинодалей, вслед за чем происходит синусоидальное изменение концентрации в определенном кристаллографическом направлении без каких-либо межфазовых границ. В случае этого механизма возникновения зародыша (ламелли)



не связано с энергетическим барьером, и процесс полностью контролируется восходящей диффузией.

Рис. 7. Продукты распада твердого раствора антофиллит-хлорит с множеством промежуточных фаз

Механизм зарождения и роста протекает в условиях нисходящей диффузии в три стадии: 1) образование зародыша новой фазы; 2) рост зародыша; 3) укрупнение новой фазы. При этом механизме между фазами наблюдаются когерентные, полукogerентные и некерентные границы (рис.8). Кogerентная межфазная граница возникает, если атомные ряды и плоскости не подвергаются дислокациям разрыву на стыке между зародышем и матрицей. Распад твердого раствора в этом случае происходит в результате механизма гомогенного зарождения и роста. Граница будет наполовину когерентной, если когерентные участки межфазных границ характеризуются частичным смещением; некерентная граница между фазами формируется в случае несоответствия межфазных границ. Последние два вида границ типичны для некерентного механизма распада твердых растворов.

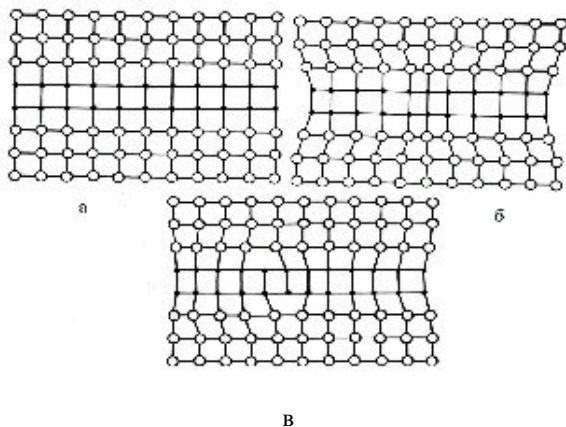


Рис. 8. Кogerентная (а), полукogerентная (б) и некерентная (в) поверхность раздела между двумя фазами

На основании приведенного материала, можно заключить, что в природных условиях практически не существует минералов с однородными химическими составами и структурами. Следовательно, твердым раствором можно называть условно отдельные фазы минералов в соответствии с уровнем и методами их исследования. При твердофазном превращении минералов, процесс распада твердого раствора влечет за собой явление изоморфизма; распад твердого раствора на самостоятельные фазы, в основном, обусловлен нарушением условий изоморфизма, в частности, избытком замещающих катионов и резким изменением дозволённых пределов размеров их радиусов.

### Литература

Дриц В.А. (1981). Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука. 240с.



Попорадзе Н.Г. (2000). Ламелярные выделения в микрокристалле антофиллита//Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. С. 361-366.  
Hawthorne F.G. (1997). The polymorphism of the amphiboles // Reviews in mineralogy. P. 407.

## ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ ЦЕОЛИТОВ ГРУЗИИ

Е.К.Кванталиани

**Термический анализ некоторых цеолитов Грузии. Е.К.Кванталиани.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Методом термического анализа были исследованы некоторые природные цеолиты Грузии. Изучены физико-химические процессы, проходящие в веществах при их нагревании. Из данных термограмм количественно определялись сорбционный объем по воде, температурный интервал процесса дегидратации и температура максимальной скорости того же процесса. Определены также энергии активации реакции дегидратации. Установлена термостабильность цеолитов. Приведены некоторые данные о свойствах термически стабилизированных клиноптилолитов и филлипситов. Показано, что термостабильные образцы успешно могут работать при высоких температурах (~700°C) как на воздухе, так и в среде водяного пара, что значительно расширяет область их практического применения.

*cfmfhsdtkjc pjubthsb wtjksbc sthvekb fyfkbpb. t.rdfynfkbfb. cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkbubehb bycnbnenb. v.fktmcb-bc m. 1\$9, 380093 s, bkbcb.*

*sthvekb fyfkbpb vtsjlbs itdbcofdkts cfmfhsdtkjc pjubthsb ,eyt, hbdb wtjksb. Itcofdkbbkf bc abpbreh-mbvbehb ghjwct, b, hjvkt, bw vbvlyfhtj, c ufwtkt, bcfc ybveit, ib. sthvjuhfv, bc vb- [tldbs hfjlyj, hbdffff ufvsdkbbk o'kbc cjh, wbekb ntdflj, f wtjksib, It]blhfnfwbbc ntvgtfhnehekb bynthdfkb lf fvfdt ghjwctbc vfmcbvfkehb cbxmfbhc ntvgtfhnehf. uffyufhbit, ekbf fuhtsd t]bl- hfnfwbbc fmnbdfwbbc tythubt, b. flutybkbkf wtjkbst, bc sthvekb cnf, bkehj, bc pqdfhb. vjnybkbkf pjubthsb vjyfwtvb sthvekl cnf, bkbpbht, ekb rkbyjgnbkjknbcf lf abkbacnbc sdbct, t, bc itcf[t, . yfxdyt, bf, hjv sthvjcnf, bkeh wtjkbst, c sfdbceakfl ite-kbfs [fyuh-kbdf bveify vfqfk ntvgt- hfnehfpt (~700°C) hjujhw ]fthpt, fctdt o'kbc jhsmkbc fhtib, hfw vybidytkjdyfl fafhsjt, c vfsb ghfmbrekb ufvt'yt, bc itcf:kt, kj, t, c.*

**Thermal analysis of some Georgian zeolites. E.Kvantaliani.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Thermal analysis was used to study some of the natural zeolites. Physical and chemical processes going on during the sample heating were studied. Sorption volume with respect to water, temperature range of dehydration, maximum temperature of dehydration rate were quantitatively determined from the thermograms. The energies of activation of the dehydration process were determined. The maximum thermal stability of the zeolites was investigated. The properties of thermally stabilized clinoptilolite and philipsite were shown. Stabilized zeolites can work well at air, as well as in water steam at a high temperature (~700°C) for a long time. That is of great importance for their practical application.

В большой семье минералов своими уникальными свойствами особую роль играют цеолиты, как сорбенты весьма своеобразных свойств. Входящие в их структуру полости и каналы заполнены катионами и молекулами воды, которые подвижны и свободно перемещаются, чем обусловлены многие, характерные только для этих минералов, качества. Из-за их молекулярно-ситовых, адсорбционных, каталитических и других свойств цеолиты считаются очень значительными минералами и находятся в центре многочисленных научных и практических исследований.

Цеолиты применяются для деления и высушки газовых смесей, смесей газов и жидкостей; в катализе переработки угля и нефтепродуктов; применяются как селективные адсорбенты.

Грузия богата цеолитами. Многие из наших знаменитых ученых работали и работают с целью изучения и решения ряда важных вопросов, связанных с ними. Немалую в этом роль играет Геологический институт АН Грузии. Публикации наших сотрудников пользуются международным признанием.

Цеолиты могут быть с успехом исследованы с помощью различных физико-химических методов, среди которых значительное место занимает метод термического анализа, который дает возможность изучения процессов, происходящих в веществах при их нагревании. В послед-

нее время этот метод все более и более широко применяется для глубокого исследования свойств минералов.

По данным термограмм количественно можно определить сорбционный объем по воде, температурный интервал процесса дегидратации и температуру максимальной скорости того же процесса. Методом термического анализа устанавливается энергия активации дегидратации и стабильность решетки.

У метода термического анализа давняя история. Имеется множество научной литературы. В Грузии применять этот метод стали сравнительно позже, но он стал быстро развиваться.

Нами были исследованы термические свойства некоторых природных цеолитов нашей страны. Изучены анальцимы, гейландиты, клиноптилолиты, натролиты и филлипситы. Несмотря на то, что нами изучены несколько образцов каждого из этих минералов, в работе приведены данные по одному образцу, так как свойства всех образцов одной группы идентичны. Цеолиты идентифицированы рентгенографически.

Термографические исследования проводились на дериватографе системы F.Paulik, J.Paulik, L.Erdey (Венгрия). Образцы перед экспериментом помещались в эксикатор до полного насыщения при постоянном давлении паров воды ( $P/P_s=0,40$ ) при комнатной температуре.

Предварительным опытом были установлены: навеска (~200мг), оптимальная скорость нагрева ( $10^\circ/\text{мин.}$ ) и чувствительность гальванометров (ДТГ-1/5, ДТА-1/10, ТГ-200). За эталон взята окись алюминия ( $Al_2O_3$ ). Химические составы цеолитов приведены в табл.1.

Таблица 1

Химический состав природных цеолитов

Окислы, вес. %	Анальцим	Гейландит	Клиноптилолит	Натролит	Филлипсит
SiO <sub>2</sub>	56,30	59,40	61,32	46,90	50,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,34	16,30	13,30	27,70	17,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,04	3,40	0,14	0,04
FeO	-	0,01	-	-	-
MnO	-	-	-	0,01	-
MgO	0,46	0,25	1,80	0,17	0,20
CaO	0,40	6,03	6,31	-	3,00
Na <sub>2</sub> O	11,63	1,25	2,03	16,35	9,20
K <sub>2</sub> O	-	0,70	1,20	-	4,20
H <sub>2</sub> O	8,80	15,90	10,50	10,20	16,40
Σ	100,1	99,8	99,9	99,7	100,1

Образцы нагревались в дериватографе до  $1000^\circ\text{C}$ . На термограммах фиксируются только эндотермические эффекты. С помощью термограмм для всех образцов вычислены энергии активации дегидратации по методу Г.О.Пилюяна (1966).

Полученные нами экспериментальные данные приведены в табл.2.

Таблица 2

Результаты термического анализа

Образец	ДТА Темпер. интервал реакции, °C	Температура макс. скор. реакции, °C	Экзотермич. реакция, °C	ТГ Потеря веса, вес. %	Е, ккал/моль
Анальцим (Мсхвилиси)	250-600	450	-	8,4	17,0
Гейландит (Мсхвилиси)	50-350 360-550	250 410	-	15,3	7,5
Клиноптилолит (Хекордзула)	50-400	130	-	13,5	8,9
Натролит (Цхрацкаро)	20-500	430	-	10,1	14,6
Филлипсит (Цинубани)	50-200 210-310	140 240	-	17,4	7,1

	310-450	330			
--	---------	-----	--	--	--

Как видно из данных таблицы, термические кривые наиболее характерны в пределах ~ 50-600°C. В этом интервале наблюдаются один или несколько эндотермических эффектов. Рассмотрение термографических кривых (рис.1) показывает, что при нагревании происходит процесс, обусловленный выделением воды из цеолита. Содержание воды, определенное термографически, колеблется в пределах 8,4-17,4%. Количество воды в образцах зависит от катионного состава и структуры цеолитов.

Величина энергии активации (E) процесса дегидратации находится в интервале 7,1-17,0 ккал/моль. Такие значения E характерны для диффузии воды в цеолитах. Сравнительно повышенное значение E дегидратации анальцима и натролита обусловлено структурными особенностями и катионным составом исследуемых цеолитов.

Как видно из табл. 2, некоторые из цеолитов теряют воду одноэтапно, а другие - за несколько стадий (рис.2). Это указывает на то, что молекулы воды располагаются на энергетически неравноценных участках кристаллической решетки цеолита.

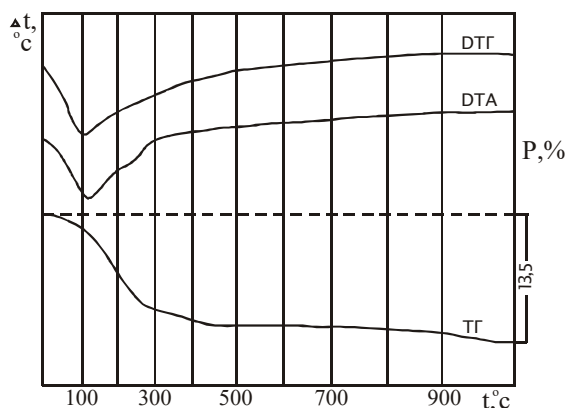


Рис. 1. Природный клиноптилолит

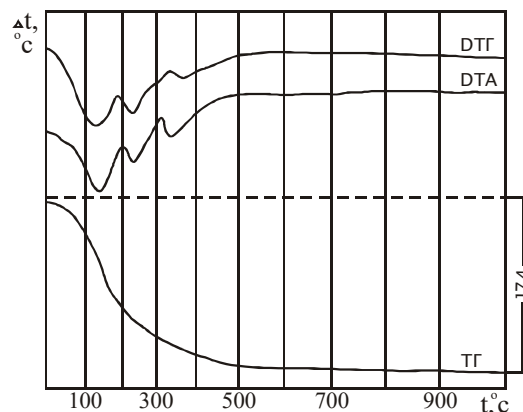


Рис. 2. Природный филлипсит

На кривых ДТА отсутствуют экзотермические эффекты в области высоких температур. Таким образом, разрушение их структуры не фиксируется на ДТА. На основании данных термического анализа методом регидратации определялась относительная термическая стабильность исследуемых образцов. Установилась зависимость сорбции паров воды цеолитами от температуры их нагревания. Известно, что резкое уменьшение этой способности указывает на деформацию алюмокремнекислородного каркаса цеолита. Регидратационная способность цеолитов приведена в табл. 3

Таблица 3

Регидратационная способность цеолитов

Образец	Исходная вода, вес. %	Регидратационная вода после нагрева, °C								
		250	300	400	500	600	700	800	900	1000
Анальцим	8,4	8,4	8,2	8,0	5,7	2,9	2,0	1,3	1,0	0,3
Гейландит	15,3	15,3	15,2	4,0	2,1	1,0	-	-	-	-
Клиноптилолит	13,5	13,5	13,5	13,4	11,1	8,2	5,0	4,0	1,9	0,9
Натролит	10,1	10,1	10,1	10,0	9,9	9,1	7,8	7,1	-	-
Филлипсит	17,4	17,3	14,3	4,3	3,6	0,2	-	-	-	-

Дериватографические свойства цеолитов и их восстановительная способность по воде хорошо изучены Т.В.Батиашвили (1968), поэтому мы здесь остановимся на тех наших работах, которые дополняют и развивают полученные ранее данные.

Из табл. 3 особый интерес представляет анальцим. Регидратация резко падает после нагрева выше 500°C, тогда как структура анальцима, по данным рентгеноструктурного анализа, сохраняется после нагревания до 1000°C. Несмотря на это, регидратации не происходит. По-видимому, восстанавливается т.н. цеолитная вода, которая легко теряется и легко адсорбируется, а энергетически более прочно связанная кристаллизационная вода не способна к регидратации.

Из-за такого процесса дегидратации-регидратации этому минералу приписывают полуцеолитный характер.

Гейландит-клиноптилолиты являются распространенными цеолитами. На дериватограмме гейландита на ДТА фиксируются два эндотермических эффекта пиками на 250 и 410°C. Наличие двух эндоэффектов указывает на стадийный характер процесса дегидратации. Гейландит, нагретый до конца первого эффекта, полностью регидратируется, а дальнейшее нагревание вызывает частичное изменение структуры. После второго эндоэффекта гейландит сорбирует ~4,0% воды, а нагретый до 700°C теряет способность к регидратации, пористая структура каркаса разрушается, что подтверждается и данными рентгенодифрактометрии.

От гейландита резко отличается клиноптилолит своими термическими свойствами. Как видно из табл.2, на кривой ДТА фиксируется одна эндотермическая реакция. Сравнение кривых ДТА, ДТГ, ТГ показывает, что эндоэффект обусловлен выделением из цеолита воды. Клиноптилолит термостабилен, легко декатионируется и деалюминируется.

Дегидратация натролита начинается при сравнительно высокой температуре (200°C). На ДТА и ДТГ фиксируется один эндоэффект. Выделение воды происходит одноэтапно. Высокое значение энергии активации дегидратации натролита (16,4 ккал/моль) указывает на то, что вода в цеолите размещена энергетически на высоком уровне и ее выделение затруднено.

Особый интерес представляет филлипсит. В настоящее время большое внимание уделяется защите окружающей среды. В научной литературе описано применение цеолитных материалов с целью удаления аммиака из сточных вод, очистки газовых систем для извлечения аммиака из продуктов газификации углей. В этих процессах используют и филлипсит, так как известно, что он проявляет селективную адсорбционную способность по ионам аммония. В этой связи определенный интерес представляют работы Д.В.Брека (1976), К.В.Мак-Даниэля и П.К.Мейера (1980), Г.В.Цицишвили и др. (1980).

Термографическим методом был исследован природный филлипсит, месторождение которого найдено в нашей республике (Ахалцихе, с.Цинубани). Поэтому изучение указанного цеолита имеет определенное практическое значение.

На кривой ДТА филлипсита отмечаются несколько эндотермических эффектов при 140, 240, 330°C (рис.2). Сопоставление кривой ДТА с кривыми ТГ и ДТГ показывает, что реакция связана с выделением воды из цеолита. По-видимому, молекулы воды в решетке филлипсита находятся в нескольких различных состояниях, поэтому вода теряется отдельными порциями.

Регидратационная способность филлипсита низка. После нагрева выше 400°C он практически не регидратируется. Это указывает на определенные деформации в структуре, что подтверждается методом рентгенодифрактометрии.

Стабилизированные цеолиты резко отличаются от исходных.

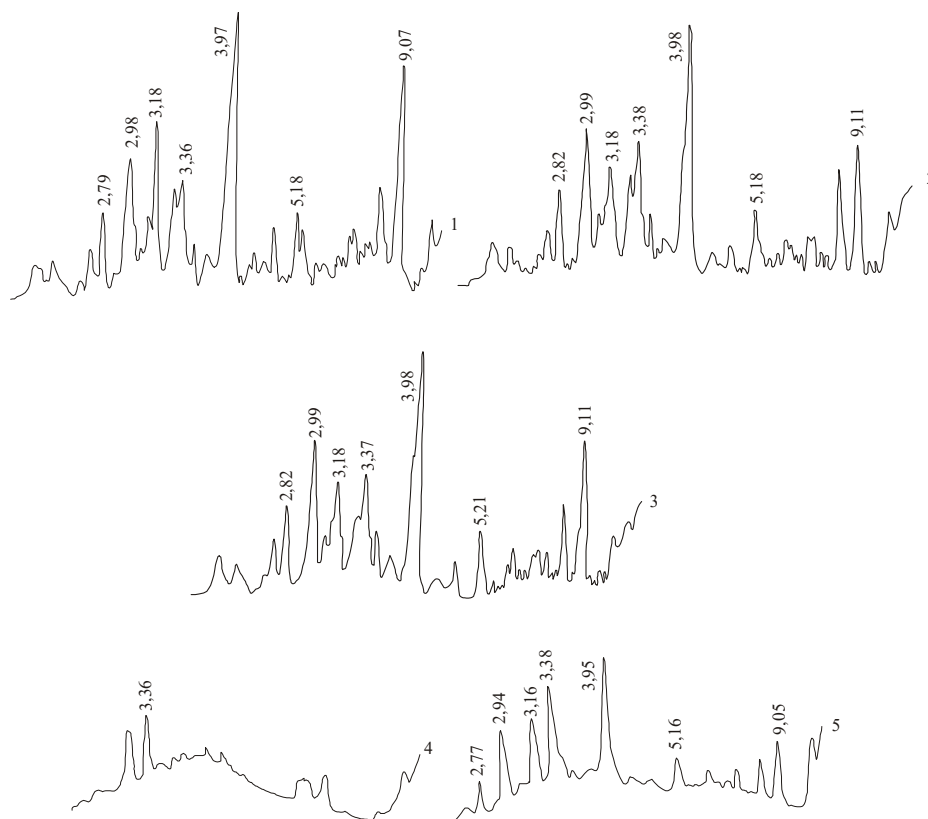
Для характеристики адсорбционных свойств природных и стабилизированных форм клиноптилолитов определялись изотермы адсорбции по парам воды на высоковакуумной весовой адсорбционной установке. Нашими данными установлено, что в результате нагревания природного клиноптилолита на воздухе до 700°C в его структуре происходят необратимые изменения. Рассмотрение изотерм адсорбции паров воды для стабилизированного клиноптилолита свидетельствует о сохранности характера его пористой структуры. По данным рентгенодифрактометрии в стабилизированном клиноптилолите отмечается ослабление интенсивности рефлексов, но цеолитная структура полностью сохраняется (рис.3).

Особый интерес привлекает филлипсит как селективный адсорбент. Стабилизированный цеолит термостабилен до температуры 700°C. По данным рентгенодифрактометрии и ИК-спектроскопии в стабилизированном филлипсите структура полностью сохраняется. Высока и регидратационная способность цеолита. Стабилизированную форму филлипсита прокачивали на воздухе при 700°C в течение 10 час. Высокая регидратационная способность сохраняется. Не меняется и рентгенодифрактограмма (рис.4). Изучена способность поглощения ионов аммония из водного раствора  $\text{NH}_4\text{OH}$  для природной и стабилизированной форм филлипсита. Эксперимент показал, что стабилизированная форма филлипсита характеризуется достаточно высокой поглотительной способностью по  $\text{NH}_4^+$  и длительно может работать при температуре 700°C как на воздухе, так и в среде водяного пара.

Термостабильные клиноптилолиты и филлипситы были исследованы в процессе каталитического крекинга тяжелых нефтяных фракций Самгорского месторождения с целью получе-

ния бензина. Стабилизированные формы катализаторов характеризуются более высокими крекирующими свойствами.

Таким образом, по полученным нами данным, практическое использование природного филлипсита (Цинубани) ограничено в тех процессах, в которых для работы цеолита требуется



температура выше 300-350°C. Наши результаты хорошо согласуются с литературными данными.

Рис. 3. Дифрактограммы клиноптилолита

1 - природный клиноптилолит; 2 - модифицированная форма; 3 - модифицированная форма, обработанная гидротермически; 4 - природный клиноптилолит, нагретый на воздухе до 800°C; 5 - гидротермически обработанный клиноптилолит, нагретый на воздухе до 800°C.

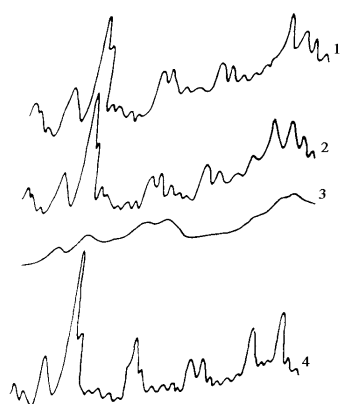


Рис. 4. Дифрактограммы филлипсита

1 - стабильный филлипсит, нагретый до 700°C (10 час.);  
2 - стабильный филлипсит;  
3 - природный филлипсит, нагретый до 400°C (2час.);  
4 - природный филлипсит

При практическом использовании цеолитов основное внимание уделяется их способности сохранять устойчивость в процессах активации и регенерации. В этой связи одной из главных характеристик цеолитов является их термостабильность. Известно, что чем больше в цеолите соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , тем выше его термоустойчивость. Также известно, что стабильность структуры цеолитов в значительной степени зависит от числа и природы обменных катионов. Существенно повышает термостабильность цеолита введение в структуру поливалентных

катионов. Существует также несколько методов повышения термостабильности цеолитов, предложенных разными авторами в разное время. Особое внимание привлекает способ повышения термостабильности цеолитов путем их гидротермической обработки, но эти работы касаются главным образом синтетических цеолитов.

Значительный интерес представляет повышение термостабильности дешевых природных материалов. Разработан (Цицишвили и др., 1982) способ повышения термостабильности цеолитов путем гидротермической обработки соответствующих катионных форм. По некоторым данным (Козлов и др., 1979) при такой обработке на стабилизацию цеолита влияет температура прокаливания. Для повышения термостабильности клиноптилолита и филлипсита соответствующие катионные формы цеолитов гидротермически обрабатывались при 700°C в течение 2 час. После обработки термическая стабильность цеолитов оценивалась методом дифференциального термического анализа. Если сопоставить данные, полученные по крекингу гудрона и мазута на стабилизированных клиноптилолитах и филлипситах, из них лучшими свойствами обладает стабилизированная форма клиноптилолита (Хекордзула).

Высокая температура реакции крекинга (700°C) усиливает реакции ароматизации, что улучшает качество полученного бензина. Октановое число определялось хроматографическим методом. Оно меняется в пределах 78-85.

На основе проведенного исследования можно сделать ряд выводов: гидротермической обработкой соответствующих катионных форм природных алюмосиликатов при определенных условиях можно получить термостабильные цеолиты; результаты данной работы могут способствовать выявлению возможности использования стабилизированных форм цеолитов в качестве адсорбента и катализатора в разных химических процессах; термостабильные цеолиты длительно могут работать при температуре 700°C как на воздухе, так и в среде водяного пара, что значительно расширяет область их практического применения в таких процессах, где цеолитные материалы подвергаются воздействию агрессивных сред.

### Литература

- Батиашвили Т.В. (1972). Термографическое исследование цеолитов среднеэоценовых вулканогенных толщ Грузии // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 29. Тбилиси. 80с.
- Брек Д.В. (1976). Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир. 781с.
- Козлов И.С., Урбанович И.И., Русак М.Ф. (1979). Ультрастабильные цеолиты. Минск: Наука и техника. 160с.
- Мак-Даниэль К.В., Мейер П.К. (1980). Стабильность цеолитов и ультрастабильные цеолиты. // Химия цеолитов и катализ на цеолитах. М.: Мир. Т.1. С.347-364.
- Пилюян Г.О., Новикова О.С. (1966). Неорганические материалы. 2. 7. 1298с.
- Цицишвили Г.В., Андроникашвили Т.Г., Киров Г.Н., Филизова Л.Д. (1980). Природные цеолиты. М.: Химия. 223с.
- Цицишвили Г.В., Кванталиани Е.К., Гиголашвили Н.Г., Чипашвили Д.С., Микелашвили З.В. (1982). Способ получения стабилизированного цеолита. Авторское свидетельство №988765.

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ БИОТИТОВ ИЗ МЕТАМОРФИТОВ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

И.У.Швелидзе

**Типоморфные особенности состава и структуры биотитов из метаморфитов Дзирульского массива. И.У.Швелидзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Исследованы типоморфные особенности состава и структуры минералов группы триоктаэдрических слюд из метаморфических образований Дзирульского кристаллического массива. Выявлены особенности кристаллохимического состава, в основном контролирующиеся Р-Т параметрами минералообразования. Установлены политипные разновидности и определены факторы их образования или преобразования в процессе метаморфизма. Показана корреляционная взаимосвязь политипного состава биотитов со степенью метаморфизма и его трансформационное преобразование. Полученные результаты о закономерном изменении кристаллохимического состава биотитов дает основание считать их типоморфными, а структуры по политипам убедительно доказывают многоступенчатость характера метаморфизма Дзирульского кристаллического массива.

*·bhekbc vfcdbbc vtnfvjhaekb ,bjnbnt,bc itlutymbk,bc lf cnhemnehbc sfdbct,eht,fsf nbgvjhabpvp\ b\idtkb·t\ cfm\vtwy\frfltvbbc utjkjubbc bycnbnenb\ v\fkmtcb·bc 1/9, 380093 s,bkbc*

*itcfdkbbkf ·bhekbc vfcdbbc vtnfvjhaek ofhvjymvyt,ib, mfhct,bc /ueabc vbythfkt,bc-(nhbjmftlhek ,bjnbnt,b), itlutymbk,bc lf cnhemnehbc sfdbct,eht,fsf nbgvjhabpvp\ lf-utybkbfrhbcnfkjmbvbehb itlutymbk,bc sfdbt,eht,fyb, hjvtkbw ·bhbsflf vbythfkofovjymvytkb gfhfvtnht,bs (P-T) rjynhjklt, f\ faothbkbkf ,bjnbnt,bc gjkbnbgbehb cf[tc[dfj,t,b lf vfsb xfvj'fkb,t,f-ufhlfmvybc afmnhjt,b\ yfxdyt,bf rjhtkfwbehb lfvrblt,ekt,f vtnfvjhabpvc [fhbc[bc phlfcf lf gjkbnbgbeh itvflutyk,fc ijhbc\ ,bjnbnt,bc rhbcnfkjmbvbehb lf gjkbnbgbehb itlutymbk,bc rfjyypjvbtbh wdkf cfieft,fc udf·ktdc fdqybiyjs, hjv ·bhekbc vfcdbbc vtnfvjhaekb ofhvjymvyt,b gjkbwbrkeh vtnfvjhabpvc ufybwlblyty\*

**Typomorphic peculiarities of composition and structure biotites from metamorphites of the Dzirula Massif. I.Schvelidze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Typomorphic peculiarities of composition and structure minerals of the group of trioctahedral micas from metamorphic formation of the Dzirula Massif have been investigated. Peculiarities of crystallochemical composition mainly controlled by P-T parameters of mineral formation have been revealed. Politype varieties of micas have been stated and factors of the formation or transformation in the process of metamorphism have been determined. Correlative interrelation of politype composition of micas with the degree of metamorphism and its transformation have been shown. Obtained results of regular change of crystallochemical composition and structure of biotites enable to consider minerals of mica group typomorphic and convincingly prove polycyclic character of metamorphism of Dzirula crystalline Massif.

Свойственное явление минералов группы слюд, в частности разнообразие кристаллохимического состава (при сильно меняющихся факторах физико-химических условий минералообразования), устойчивость структурных особенностей дает основание считать их типоморфным минералом. По этой причине минералы группы слюд рассматривают как благоприятный объект для геодинамической оценки вмещающих их пород.

Интерес к слюдам Дзирульского массива определяется следующими обстоятельствами: 1) до начала наших работ в исследуемом регионе не изучался кристаллохимический состав и структура этой группы минералов, 2) слюды являются самыми распространенными минералами во всех генетических типах метаморфических пород с широким диапазоном Р-Т условий образования, 3) они способны легко приспосабливаться к разнообразным физико-химическим и термодинамическим условиям, фиксируя в особенностях своих структур и кристаллохимическом составе изменения геологических обстановок, что в свою очередь является надежным критерием установления взаимосвязей между факторами минералообразования и их генетическими особенностями.



В этом аспекте усилиями некоторых исследователей (Guidotti, Sassi, 1986) на различном фактическом материале определены те основные факторы конституционных свойств слюд, которые являются типоморфными. Наиболее детально охарактеризовано их образование или преобразование в процессе метаморфизма. Предлагаемая статья является естественным продолжением вышеотмеченных исследований и первой попыткой детального кристаллохимического изучения слюд одного из наиболее сложных по своему строению геологических объектов.

Новые данные о составе, строении и взаимоотношении пород, слагающих Дзирульский кристаллический массив (ДКМ), - выступ доюрского фундамента Черноморско-Центральнокавказского террейна (Gamkrelidze, 1997; Gamkrelidze, Shengelia, 1998, 1999), позволяют в новом ракурсе рассмотреть как общую геологическую позицию этого региона, так и петролого-минералогические особенности основных породообразующих минералов.

Среди докембрийских образований данного региона особое место занимает т.н. гнейсово-мигматитовый комплекс, сложенный, в основном, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами, гнейсами, плагиогнейсами, плагиомигматитами и их разновидностями. По минеральным парагенезисам выделяют:  $Pl+Bt+Qt$ ;  $Pl+Bt+Qt+Ksp$ ;  $Pl+Bt+Qt+Mu$ ;  $Bt+Mu+Pl+Qt+Ksp$ ;  $Bt+Pl+Qt+Cr$ ;  $Bt+Pl+Qt+Gr+Tu$ ;  $Qt+Bt+Pl+Gr+Spi+Sil$ ;  $Bt+Mu+Pl+Qt+Cor$ ;  $Bt+Pl+Sil+Cor+Gr+Sil$ ;  $Bt+Mu+Pl+Qt+Cor+And$  разновидности пород. Среди метаморфитов наибольшим распространением пользуются двуслюдяные сланцы и гнейсы, а гранат-силлиманитовые и гранат-кордиеритовые метаморфиты занимают более подчиненное положение. Амфиболиты и амфиболсодержащие сланцы пространственно связаны со слюдяными сланцами и гнейсами, образуя маломощные выходы.

В целом, в гнейсово-мигматитовом комплексе (ГМК) установлено, что условия метаморфизма соответствуют биотит-мусковитовым гнейсам, биотит-силлиманит-калишпатовой фации, а низкотемпературной части - гранат-кордиерит-ортоклазовой. Наиболее раннее (докембрийское) проявление регионального метаморфизма устанавливается сменой раннего высокотемпературного кордиеритового ( $Cor+Bt+Sil+Ksp+Pl+Qt+Spi$ ) парагенезиса более низкотемпературным гранатовым ( $Gr+Bt+And(Fib)+Mu+Pl+Qt$ ). При этом отмечают собирательную перекристаллизацию и неоминерализацию биотита ( $Bt \rightarrow Bt$ ).

В метаморфитах Дзирульского массива слюды являются наиболее распространенными породообразующими минералами. Они встречаются в самых различных парагенезисах и охватывают практически все зоны прогрессивно регионально метаморфизированных пород. Обычно они представлены чешуями коричневого и зеленого цветов. В богатых CaO породах - в амфиболитах и метабазах - биотит играет подчиненную роль. Он всегда находится в парагенезисе с амфиболом и реже с гранатом и пироксеном.

В кристаллических сланцах и гнейсах биотит наиболее широко распространенный породообразующий минерал. В этих породах отмечают (Хмаладзе, Чихелидзе, 1987) образование силлиманита за счет биотита, однако нередко встречается и обратное взаимоотношение этих минералов. В кристаллических сланцах различаются следующие разновидности пород: гранат-слюдяные, силлиманит-слюдяные, гранат-андалузит-слюдяные, гранат-шпинель-биотитовые, реже гранат-турмалин-слюдяные. Таким образом, слюды, в частности биотиты, являются "сквозным" минералом метаморфических образований Дзирульского массива и представляют собой определенный интерес для минералогических и кристаллохимических исследований, т.к. выявление типоморфных особенностей состава и структуры во многом определит геодинамические аспекты формирования слюдосодержащих метаморфитов.

Как известно, химический состав природных слюд достаточно сложен. Они принадлежат к слоистым алюмосиликатам с минеральным содержанием дополнительных анионов (ОН, F). Общий состав минералов группы слюд выражается формулой -  $X_2 Y_4-6 Z_8 O_{20}(OH,F)$ . Тетраэдрическую группу (Z) составляют Si и  $Al^{4+}$ , в более редких случаях  $Fe^{3+}$  и Ti, октаэдрическую же (Y) -  $Al^{6+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg, Li, а также в незначительных количествах Ti, Mn, Zn, V, Cr и другие элементы. В группе межслоевых катионов (X) главную роль, кроме гидроксила и фтора, может играть хлор, в более редких случаях - кислород.

Для интерпретации химического состава слюд наибольшее значение имеют замещения в октаэдрической группе катионов, в которой в общем случае заполнение октаэдрической позиции меняется от двух до трех в пересчете на формульную единицу слюды  $X_2 Y_4-6 Z_8 O_{10}(OH, F)$ . На этом основании слюды делятся на диоктаэдрические и триоктаэдрические разновидности. Биотит является основным членом группы триоктаэдрических слюд, при рассмотрении сос-

тава которых выявляются изоморфные смеси ряда компонентов в виде непрерывной серии твердых растворов, конечные члены которых можно представить как миналы истонита-сидерофилита-флогопита и аннита. Теоретические формулы последних представляют простейшие составы с максимальным замещением одного компонента другим.

При выполнении настоящей работы было обработано около 95 полных химических анализов биотитов. В коллекцию вошли и анализы слюд, заимствованные из работ М.Б.Абесадзе и др.(1976), И.И.Хмаладзе, К.С.Чихелидзе (1987).

Надо отметить, что все пересчеты и расчеты параметров минального состава, коэффициентов, корреляционные взаимоотношения отдельных катионов и других параметров выполнены с применением специальной компьютерной программы "Quattro" и "Minfile", любезно предоставленной нам коллегами из ИГЕМа и Института экспериментальной минералогии (г. Москва). Некоторые дополнения к программам сделаны нами и публикуются впервые.

### Химический состав биотитов

При разработке данного раздела во внимание принималась работа Е.Н.Ушаковой (1971), в которой на богатом фактическом материале (по набору химических анализов слюд из метаморфических пород) приводятся весьма ценные данные как по статистическому распределению, так и по корреляционному анализу отдельных кристаллохимических элементов в слюдах из разных парагенетических типов пород. Во внимание принимались также и полученные нами (Швелидзе, 1992) результаты об особенностях статистического распределения отдельных кристаллохимических элементов состава биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети.

Гистограммы распределения были построены как для суммарного количества образцов ( $n=96$ ), так и для биотитов каждой группы слюдосодержащих метаморфитов Дзирульского массива. Основные статистические величины состава изучаемых биотитов автоматически проверены компьютерной программой по критериям Фишера и Стюдента. На рис.1 приведены гистограммы распределения состава биотитов Дзирульского массива.

Характеристику распределения элементов удобно рассматривать с позиции кристаллохимической формулы, поскольку она отражает разнообразие состава и определяет роль каждого элемента в построении структуры. Поэтому в первую очередь рассмотрим распределение элементов тетраэдрической группы, состоящей из Si и  $Al^{4+}$ .

**Кремний (Si).** Содержание этого элемента в составе биотитов колеблется в довольно широких пределах - от 2,50 до 3,04 ф.е.(формульная единица). В целом распределение этого элемента носит сложный характер, что выражается в раздвоении максимумов на гистограмме для общей совокупности образцов (см. рис.1). Выделяется левый край гистограммы с интервалом колебаний от 2,50 до 2,70 ф.е., соответствующих, в основном, содержанию кремния в биотитах из плагиогнейсов. Что же касается биотитов из кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов и мигматитов, то в них распределение средних значений кремния соответствует теоретическим значениям. Аналогично ведут себя и остальные статистические величины, такие как медиана, мода, стандартное отклонение, эксцесс, асимметрия и др., приводимые в табл.1-4.

**Алюминий (Al).** В тетраэдрической позиции кроме кремния основную роль играет и  $Al^{4+}$ , распределение которого во всех проанализированных нами случаях ничем не отличается от Si. Интервал колебаний этого элемента находится в пределах теоретических значений и меняется от 0,92 до 1,36 ф.е. Интересно отметить, что в биотитах из гнейсов и из амфиболитов и мигматитов наблюдается некоторое уменьшение содержания этого элемента - интервал колебаний 0,95-1,26 и 0,92-1,25 ф.е., соответственно.

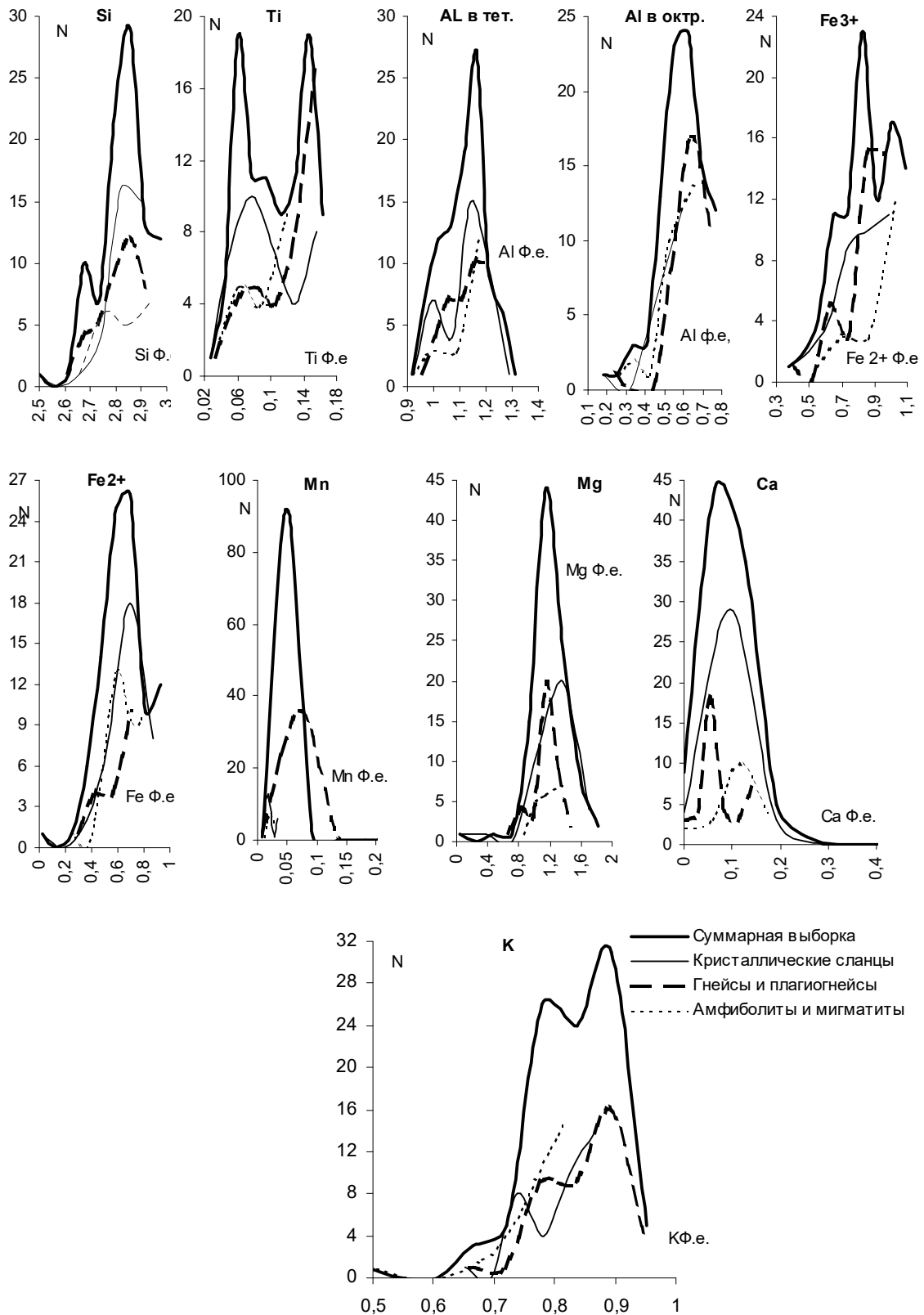
Распределение содержания  $Al^{6+}$  в октаэдрической позиции во всех случаях дает идентичную картину и отвечает нормальному закону. По содержанию этого элемента опять-таки выделяются биотиты из гнейсов и из амфиболитов и мигматитов. Данное явление хорошо согласуется с тем соображением, которое допускает уменьшение количества этого элемента в структуре биотитов в связи с увеличением степени и температуры метаморфизма (Швелидзе, 1992).

В построении октаэдрической позиции основную роль играют двухвалентное железо ( $Fe^{2+}$ ) и Mg. По содержанию и распределению этих элементов во многом определяют кристаллохимическое основание данного минерала.

**Железо ( $Fe^{2+}$ ).** Содержание  $Fe^{2+}$  в кристаллохимическом составе биотитов меняется от 0,38 до 1,11 ф.е. По средним значениям содержания выделяются биотиты из гнейсов и из амфиболитов,

в которых  $Fe^{2+}$  выше, чем в биотитах из кристаллических сланцев и равняется 0,90 ф.е. В целом распределение  $Fe^{2+}$  в кристаллохимическом составе в биотитах отвечает нормальному закону.

**Магний (Mg).** Распределение содержания Mg в октаэдрической позиции во всех случаях дает картину идентичную распределению  $Fe^{2+}$  и отвечает нормальному закону. По средним значениям содержания выделяются биотиты из амфиболитов -  $X_{Mg}=1.15$  ф.е. Данное явление под-



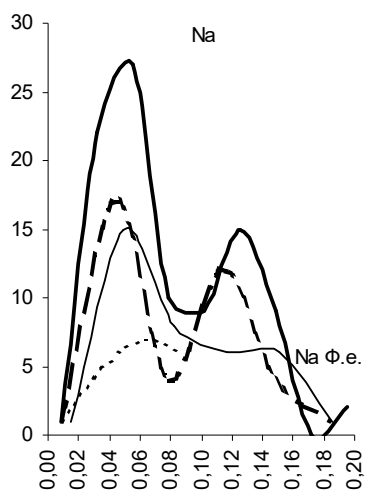


Рис.1. Гистограммы распределения основных кристаллохимических элементов в составе биотита

тверждает мнение о повышенной роли Mg в составе биотитов при усилении степени метаморфизма. Остальные же статистические величины, такие как медиана, мода, стандартное отклонение, эксцесс, асимметрия и др. в табл. 1-4 и для суммарной выборки и для разных генетических групп и слюдосодержащих метаморфитов Дзирульского массива находятся в теоретических пределах и в целом подчиняются нормальному закону распределения.

Таблица 1

Итоговая статистика распределения кристаллохимических элементов; суммарная выборка (n=96)

	Si	Ti	Al <sup>4+</sup>	Al <sup>6+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Σ.Окт	Ca	Na	K
Среднее	2,81	0,09	1,10	0,59	0,61	0,77	0,02	1,08	1,86	0,07	0,07	0,80
Стандартная ошибка	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01
Медиана	2,80	0,09	1,11	0,58	0,59	0,75	0,01	1,09	1,88	0,05	0,05	0,81
Мода	2,80	0,10	1,11	0,55	0,91	0,63	0,01	1,06	1,69	0,00	0,08	0,73
Станд. отклонение	0,10	0,04	0,09	0,12	0,22	0,19	0,01	0,31	0,29	0,09	0,05	0,06
Дисперсия выборки	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,04	0,00	0,10	0,08	0,01	0,00	0,00
Эксцесс	1,36	-0,85	0,67	1,21	0,68	-0,60	0,41	4,74	1,59	24,99	0,71	-0,23
Асимметричность	-0,64	0,37	0,25	-0,50	0,17	0,01	0,97	-0,42	0,08	4,58	0,95	-0,48
Интервал	0,49	0,15	0,44	0,60	1,02	0,73	0,03	2,00	1,58	0,58	0,20	0,26
Минимум	2,50	0,03	0,92	0,23	0,02	0,38	0,01	0,04	1,13	0,00	0,01	0,65
Максимум	3,04	0,18	1,36	0,84	1,04	1,11	0,04	2,04	2,70	0,58	0,22	0,91
Уровень надежности (95%)	0,03	0,01	0,03	0,04	0,07	0,06	0,00	0,10	0,09	0,03	0,02	0,02

Таблица 2

Статистика распределения кристаллохимических элементов в составе биотитов из кристаллических сланцев (n=37)

	Si	Ti	Al <sup>4+</sup>	Al <sup>6+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Σ.Окт	Ca	Na	K
Среднее	2,82	0,09	1,09	0,60	0,60	0,77	0,02	1,07	1,86	0,07	0,07	0,80
Стандартная ошибка	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,05	0,05	0,02	0,01	0,01
Медиана	2,81	0,09	1,11	0,59	0,59	0,75	0,01	1,09	1,86	0,05	0,05	0,81
Мода	2,80	0,10	1,11	0,55	0,91	0,63	0,01	1,06	1,69	0,00	0,08	0,73
Станд. отклонение	0,10	0,04	0,09	0,12	0,22	0,19	0,01	0,32	0,29	0,09	0,05	0,06
Дисперсия выборки	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,04	0,00	0,10	0,09	0,01	0,00	0,00
Эксцесс	1,70	-0,79	0,90	1,51	0,76	-0,62	0,30	4,49	1,51	24,44	0,55	-0,33
Асимметричность	-0,73	0,43	0,25	-0,41	0,19	0,08	0,95	-0,40	0,15	4,56	0,91	-0,36
Интервал	0,49	0,15	0,44	0,60	1,02	0,73	0,03	2,00	1,58	0,58	0,20	0,26

Минимум	2,50	0,03	0,92	0,23	0,02	0,38	0,01	0,04	1,13	0,00	0,01	0,65
Максимум	2,98	0,18	1,36	0,84	1,04	1,11	0,04	2,04	2,70	0,58	0,22	0,91
Уровень надежности (95%)	0,03	0,01	0,03	0,04	0,07	0,06	0,00	0,11	0,10	0,03	0,02	0,02

Таблица 3

Статистика распределения кристаллохимических элементов в составе биотитов из гнейсов (n=39)

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	$Al^{4+}$	$Al^{6+}$	$Fe^{3+}$	$Fe^{2+}$	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	$\Sigma_{Окт}$	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>
Среднее	2,79	0,11	1,10	0,54	0,60	0,80	0,02	1,08	1,90	0,06	0,07	0,82
Стандартная ошибка	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
Медиана	2,80	0,12	1,11	0,55	0,59	0,81	0,01	1,08	1,93	0,04	0,06	0,83
Мода	2,75	0,12	1,13	0,49	0,48	0,95	0,01	1,07	2,03	0,00	0,11	0,86
Станд. отклонение	0,09	0,04	0,08	0,11	0,16	0,15	0,06	0,18	0,19	0,04	0,05	0,07
Дисперсия выборки	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01
Экссесс	-0,45	-0,91	-0,83	0,57	-0,20	0,17	37,28	1,85	-0,52	-0,18	0,85	0,66
Асимметричность	-0,07	-0,56	0,10	-0,51	0,30	-0,60	6,05	0,23	-0,48	0,84	0,82	0,10
Интервал	0,37	0,14	0,30	0,49	0,70	0,67	0,39	0,97	0,76	0,17	0,21	0,35
Минимум	2,61	0,03	0,95	0,26	0,25	0,40	0,01	0,66	1,45	0,00	0,01	0,66
Максимум	2,98	0,18	1,26	0,75	0,94	1,08	0,40	1,63	2,21	0,17	0,22	1,01
Уровень надежности (95%)	0,03	0,01	0,03	0,04	0,05	0,05	0,02	0,06	0,06	0,01	0,02	0,02

Таблица 4

Статистика распределения кристаллохимических элементов в составе биотитов из амфиболитов и мигматитов (n=19)

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	$Al^{4+}$	$Al^{6+}$	$Fe^{3+}$	$Fe^{2+}$	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	$\Sigma_{Окт}$	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>
Среднее	2,82	0,09	1,10	0,49	0,54	0,90	0,02	1,15	2,07	0,08	0,05	0,76
Стандартная ошибка	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,00	0,05	0,06	0,01	0,01	0,02
Медиана	2,81	0,09	1,11	0,50	0,57	0,92	0,02	1,14	2,04	0,09	0,05	0,74
Мода	2,80	0,10	1,11	0,55	0,91	0,63	0,01	1,06	1,69	0,00	0,08	0,73
Станд. отклонение	0,11	0,04	0,09	0,13	0,16	0,18	0,01	0,20	0,27	0,06	0,03	0,10
Дисперсия выборки	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,01
Экссесс	-0,53	-1,18	-0,09	0,61	-0,60	-0,54	-0,79	-0,98	0,10	1,59	-0,41	1,93
Асимметричность	0,34	0,14	-0,56	-0,28	0,10	-0,44	0,48	0,17	0,16	0,72	0,66	-0,84
Интервал	0,38	0,12	0,34	0,54	0,56	0,64	0,02	0,63	1,04	0,23	0,11	0,44
Минимум	2,66	0,03	0,92	0,18	0,29	0,54	0,01	0,85	1,57	0,00	0,01	0,49
Максимум	3,04	0,15	1,25	0,73	0,84	1,18	0,03	1,49	2,61	0,23	0,11	0,93
Уровень надежности (95,0%)	0,05	0,02	0,04	0,06	0,08	0,09	0,00	0,10	0,13	0,03	0,02	0,05

**Марганец (Mn)** - один из немногих элементов биотита, распределение которого меняется от 0,001 ф.е. до 0,14 ф.е. Как известно, содержание марганца в биотитах представляет собой почти постоянную примесь к химическому составу, т.к. меняется в незначительных количествах. На гистограмме его распределение выражено симметричным пиком. Основные статистические параметры дают картину, отвечающую нормальному закону.

Что же касается остальных элементов октаэдрической позиции - железа ( $Fe^{3+}$ ) и титана (Ti), - то их статистическое распределение в кристаллохимическом составе биотитов из метаморфитов Дзирульского массива, носит сложный характер, что выражается в раздвоении максимумов на гистограммах.

**Железо ( $Fe^{3+}$ ).** О содержании трехвалентного железа в биотитах из метаморфических пород в литературе нет пока единого мнения. Считается, что  $Fe^{3+}$  в кристаллохимическом составе занимает двойственную позицию - принимает участие в построении как тетраэдрической, так и октаэдрической позиции. Е.Н.Ушакова (1971) при определении колебаний значения  $Fe^{3+}$  в биотитах пришла к выводу, что оно не должно превышать 0,35 ф.е. из расчета на 11-О. Анализируемые нами биотиты из метаморфитов Дзирульского массива, в основном, дают колебания значений содержания  $Fe^{3+}$  в очень широких пределах 0,02 - 1,04 ф.е. На гистограмме хорошо видно три пика максимумов, которые четко соответствуют совокупности образцов - биотитов из крис-

таллических сланцев (соответственно два максимума - 0,98 ф.е. и 0,82 ф.е.) и биотитов из гнейсов и амфиболитов и мигматитов (0,60 ф.е.). В целом можно полагать, что статистическое распределение  $Fe^{3+}$  в биотитах из метаморфитов Дзирульского массива подчиняется логнормальному закону распределения.

**Титан (Ti).** Гистограмма распределения Ti выделяется из всех вышеотмеченных катионов (интервал колебания от 0 до 0,18 ф.е.), поскольку на ней четко выражено два пика максимумов, соответствующих распределению содержания этого элемента в биотитах из амфиболитов и мигматитов (0,06 ф.е.) и из кристаллических сланцев (0,16 ф.е.). Кроме того, в области колебания в интервале 0,09 - 0,11 ф.е. видно некоторое повышение содержания этого элемента, соответствующее биотитам из гнейсов и плагиогнейсов. В целом можно заключить, что распределение содержания Ti носит весьма сложный характер, что, по нашему мнению, обусловлено генетическими особенностями биотитосодержащих метаморфитов исследуемого региона.

Из межслоевых катионов по распределению в составе биотитов выделяется **калий (K)**, который играет основную роль в построении кристаллической структуры. Его содержание колеблется в пределах - 0,65-0,91 ф.е. По статистическим данным выделяются образцы из гнейсов и из амфиболитов и мигматитов, в которых среднее значение этого элемента намного ниже, чем в биотитах из кристаллических сланцев, и составляет 0,62 и 0,76 ф.е., соответственно. Что же касается распределения натрия и кальция, то их значения не несут какой-нибудь информации в связи с малыми значениями их содержания.

В целом, суммируя данные статистического распределения кристаллохимических элементов в биотитах, можно заключить, что основные члены состава в большинстве случаев носят характер нормального распределения и хорошо согласуются с теоретическими данными. Некоторые отклонения от вышеотмеченного, в первую очередь, связаны с генетическими особенностями биотитосодержащих метаморфитов и являются следствием разнообразного характера факторов минералообразования.

#### Корреляция химического состава

В слюдах, как уже отмечалось, хорошо развит изоморфизм во всех катионных позициях, вследствие чего в них выделяют и различные схемы изоморфных замещений. Однако все эти схемы носят, в основном, теоретический характер, что не всегда находит свое отражение в кристаллохимическом составе минерала. В этом отношении за последние годы, благодаря применению методов математической обработки данных кристаллохимического состава (в основном по методу парных коэффициентов корреляции), намечаются определенные сдвиги. Наиболее эффективными в этом отношении оказались появившиеся в литературе комплексные компьютерные программы, позволившие определить как разнообразие распределения каждого катиона в составе минерала, так и их взаимоотношения в катионных группах и другие физические константы данного минерала (табл. 5-8).

Как видно из табл. 5-8, полученные результаты лишней раз убедительно доказывают, что в четверной координации для всех без исключения выборок имеется отрицательная связь между Si и  $Al^{4+}$ , причем эта связь очень сильна, на что указывает высокий коэффициент корреляции между этими ионами  $r \geq 0,90$ . Кроме отмеченного такая же связь наблюдается и для теоретически известных изоморфных замещений в составе биотитов, корреляционное взаимоотношение которых характеризуется высоким отрицательным коэффициентом.

Таблица 5

Корреляция кристаллохимического состава; суммарная выборка (n=96)

	Si	Ti	AL <sub>V</sub>	AL <sub>VI</sub>	Fe <sup>III</sup>	Fe <sup>II</sup>	Mn	Mg	ΣO <sub>кт</sub>	Ca	Na	K
Ti	-0,48											
AL <sub>V</sub>	-0,90	0,074										
AL <sub>VI</sub>	0,09	-0,081	-0,064									
Fe <sup>III</sup>	0,15	-0,076	-0,139	0,047								
Fe <sup>II</sup>	-0,10	0,204	0,025	-0,020	-0,528							
Mn	0,08	-0,124	-0,031	-0,101	0,009	-0,142						
Mg	-0,17	-0,035	0,218	-0,505	-0,429	-0,303	-0,027					
ΣO <sub>кт</sub>	-0,23	0,086	0,224	-0,522	-0,780	0,370	0,042	0,759				
Ca	0,23	-0,105	-0,214	-0,014	-0,031	0,318	-0,075	-0,414	-0,196			

Na	0,17	-0,036	-0,186	0,086	0,294	-0,240	0,062	-0,313	-0,459	-0,005		
K	-0,07	0,171	0,007	0,025	-0,093	-0,066	0,035	-0,127	-0,163	-0,205	0,090	
Σ.Меж.	0,19	0,022	-0,231	0,046	0,050	0,073	-0,001	-0,518	-0,454	0,569	0,509	0,556

Таблица 6

Корреляция кристаллохимического состава биотитов из кристаллических сланцев (n=37)

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>AL<sub>IV</sub></i>	<i>AL<sub>VI</sub></i>	<i>Fe<sup>'''</sup></i>	<i>Fe<sup>''</sup></i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>ΣO<sub>к<sub>т</sub></sub></i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>
Ti	-0,43											
AL <sub>IV</sub>	-0,92	0,036										
AL <sub>VI</sub>	-0,02	-0,110	0,070									
Fe <sup>'''</sup>	0,21	-0,205	-0,145	0,083								
Fe <sup>''</sup>	-0,17	0,350	0,038	0,250	-0,494							
Mn	0,05	-0,230	0,048	0,215	-0,027	-0,105						
Mg	-0,105	0,006	0,113	-0,623	-0,430	-0,425	0,043					
ΣO <sub>к<sub>т</sub></sub>	-0,228	0,232	0,149	-0,502	-0,793	0,200	0,003	0,802				
Ca	0,105	-0,053	-0,093	0,145	-0,053	0,369	-0,189	-0,536	-0,341			
Na	0,176	-0,037	-0,178	-0,012	0,412	-0,240	-0,149	-0,343	-0,534	0,097		
K	0,056	-0,053	-0,039	-0,007	-0,239	-0,024	0,088	-0,001	-0,015	-0,071	0,149	
Σ.Меж.	0,175	-0,079	-0,159	0,101	0,012	0,172	-0,161	-0,541	-0,475	0,760	0,536	0,466

Таблица 7

Корреляция кристаллохимического состава биотитов из гнейсов (n=39)

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>AL<sub>IV</sub></i>	<i>AL<sub>VI</sub></i>	<i>Fe<sup>'''</sup></i>	<i>Fe<sup>''</sup></i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>ΣO<sub>к<sub>т</sub></sub></i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>
Ti	-0,409											
AL <sub>IV</sub>	-0,905	-0,018										
AL <sub>VI</sub>	0,322	-0,143	-0,286									
Fe <sup>'''</sup>	0,263	-0,094	-0,244	-0,125								
Fe <sup>''</sup>	-0,138	0,212	0,052	-0,034	-0,513							
Mn	0,164	-0,233	-0,071	-0,184	0,007	-0,241						
Mg	-0,546	0,056	0,572	-0,366	-0,373	-0,298	-0,042					
ΣO <sub>к<sub>т</sub></sub>	-0,559	0,143	0,546	-0,426	-0,747	0,433	0,099	0,676				
Ca	0,357	0,037	-0,409	-0,221	0,193	0,185	-0,097	-0,222	-0,091			
Na	0,279	-0,175	-0,224	0,032	0,107	-0,208	0,099	-0,179	-0,297	-0,216		
K	0,016	0,144	-0,084	-0,041	-0,203	0,053	0,000	-0,164	-0,110	-0,296	-0,016	
Σ.Меж.	0,371	0,046	-0,428	-0,137	-0,015	0,025	0,006	-0,372	-0,322	0,148	0,457	0,726

Таблица 8

Корреляция кристаллохимического состава биотитов из амфиболитов и мигматитов (n=19)

	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>AL<sub>IV</sub></i>	<i>AL<sub>VI</sub></i>	<i>Fe<sup>'''</sup></i>	<i>Fe<sup>''</sup></i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>ΣO<sub>к<sub>т</sub></sub></i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>
Ti	-0,575											
AL <sub>IV</sub>	-0,945	0,275										
AL <sub>VI</sub>	0,082	0,009	-0,100									
Fe <sup>'''</sup>	0,107	0,239	-0,222	0,363								
Fe <sup>''</sup>	-0,018	0,149	-0,039	-0,449	-0,560							
Mn	-0,080	0,136	0,040	0,053	-0,055	0,233						
Mg	-0,100	-0,361	0,262	-0,494	-0,669	0,031	-0,16					
ΣO <sub>к<sub>т</sub></sub>	-0,087	-0,166	0,169	-0,656	-0,860	0,679	0,06	0,755				
Ca	0,459	-0,321	-0,411	-0,261	-0,282	0,387	-0,05	-0,019	0,237			
Na	0,091	0,278	-0,218	0,179	0,331	-0,159	-0,14	-0,521	-0,491	0,153		
K	-0,327	0,152	0,324	-0,013	0,322	-0,536	-0,06	-0,167	-0,473	-0,460	0,178	
Σ.Меж.	-0,040	0,057	0,023	-0,100	0,260	-0,357	-0,128	-0,331	-0,480	0,145	0,562	0,773

Роль титана в структуре слюдов рассматривалась многими авторами, определившими его различное поведение, что выразилось в нахождении титана как в октаэдрической, так и в тетраэдрической или одновременно в обеих позициях. Что же касается биотитов из метаморфических пород, то, согласно Е.Н. Ушаковой (1971), на основании частных коэффициентов корреляции между ионами четверной координации, при постоянном алюминии, связь между Si и Ti отсутствует. Результаты корреляционного анализа кристаллохимического состава биотитов из метаморфитов Дзирульского массива не подтверждают высказывания Е.Н.Ушаковой.

По результатам наших исследований для биотитов из метаморфитов Абхазии и верхней Сванети (Швелидзе, 1986, 1992; Shvelidze, 1994) установлено, что существует очень сильная отрицательная связь между этими ионами и доказано, что в построении тетраэдрического слоя, кроме алюминия, определенную роль играет и титан. Что же касается данных для образцов из исследуемого региона, то, как видно из приведенных таблиц (5-8), отчетливо выделяется высокая отрицательная связь между Si и Ti, причем коэффициент взаимоотношения становится более устойчивым при повышении степени метаморфизма биотитсодержащих пород. Данное обстоятельство позволяет предположить, что в тетраэдрической позиции, кроме зависимости Si и  $Al^{4+}$  существует и изовалентное замещение типа  $Si^{4+} \rightarrow Ti^{4+}$ .

Таким образом, можно полагать, что данное явление служит хорошим типоморфным признаком и его вполне можно считать надежным критерием для генетической характеристики метаморфитов исследуемого региона.

Относительно низкие значения коэффициента корреляции между Si и  $Fe^{3+}$  в исследуемых образцах дает нам основание считать, что ион  $Fe^{3+}$  не принимает участия в построении тетраэдрического слоя и не играет в нем существенной роли. Все сказанное, наряду с наличием данных о взаимоотношениях  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , которые в целом показывает сильную отрицательную корреляцию, дает нам основание считать, что ион  $Fe^{3+}$  по всей вероятности, играет более определенную роль при построении октаэдрической позиции.

В аспекте корреляционного анализа несомненный интерес вызывает поведение октаэдрических катионов, поскольку в этой группе сильно развит изоморфизм пары Mg -  $Fe^{2+}$ , для которой коэффициент корреляции всегда имеет высокое отрицательное значение. Для биотитов исследуемого региона такая связь действительно существует, на что хорошо указывают табл. 5-8. В целом в октаэдрической позиции, как и межслоевой, корреляционное взаимоотношение отдельных катионов в составе биотитов находится в пределах теоретического.

Таким образом, приводимые в табл. 5-8 значения коэффициентов корреляции дают интересную информацию о типах и видах изоморфных замещений в биотитах, как с теоретической точки зрения, так и по генетическим типам.

### Зависимость состава от Р-Т условий образования

Зависимость состава слюдов от физико-химических условий образования изучалась многими авторами на различном по объему фактическом материале. Тем не менее по большинству рассмотренных положений нет единого мнения и существуют самые противоречивые точки зрения.

В качестве индикаторов Р-Т условий образования слюдов использовались содержания железа, кремния, алюминия, титана и других элементов, представленных в виде различных соотношений (железистость, глиноземистость, титанистость и др.). Это обусловило существование различных точек зрения на типоморфизм этой группы минералов.

Как уже было показано, химический состав и возможные изоморфные замещения в слюдах варьируют в широких пределах, что безусловно должно найти отражение в их кристаллохимии. В этом отношении состав слюдов удобно изобразить в виде изоморфных смесей – миналов.

На рис.2 приводим результаты расчета минальных составов слюдов Дзирульского массива,

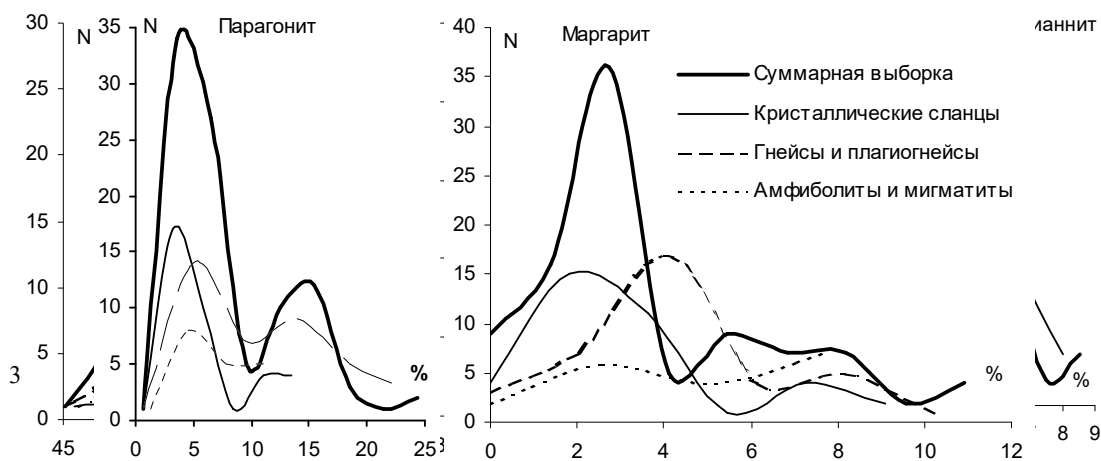




Рис.2. Содержание минеральных компонентов в составе биотитов

полученные по компьютерной программе "Quattro". Как видим, состав биотитов из суммарной выборки, в основном, флогопит-аннитовый, где их процентное содержание в ряде случаев превышает 50%-ный рубеж, тогда как истонит-сидерофилитовый минерал менее 38%. В биотитах из кристаллических сланцев постепенно растет содержание истонита-сидерофилита, а в образцах из амфиболитов и мигматитов оно превышает содержание флогопит-аннита и находится в пределах 55-58%. Данное явление, по нашему мнению, является типоморфным признаком и характерен не только для биотитов из исследуемого региона, но и в целом для триоктаэдрических слюдов из метаморфитов Кавказа.

В качестве характеристики P-T режима минералообразования слюдов в литературе можно найти различные варианты расчета температуры и давления. Однако практически невозможно охватить все предложенные схемы и расчеты. Поэтому, опираясь опять-таки на компьютерные программы PTF, включающие в себя все известные геотермометры и геобарометры, рассчитали температуры минералообразования слюдов Дзирульского массива (табл. 9).

Таблица 9

T - P минералообразования биотитов Дзирульского массива

Порода	Температура ( $T^{\circ}C$ )	Давление ( $P$ k/bar)
Кристаллические сланцы	550-600	5,0 -5,5
	567-620	5,8-6,0
Гнейсы	630-650	6,0
	625-685	6,5
Амфиболиты и мигматиты	710-730	7.0-7.2

#### Политипный состав слюдов

Структурно-кристаллохимическая характеристика реального кристалла - минерала в настоящее время становится предметом все более широкого экспериментального исследования. В этом аспекте рентгеновские исследования являются весьма важным методом для выявления особенностей кристаллической структуры минералов и успешно применяются при изучении слоистых силикатов. Известно, что в процессе метаморфизма в структурах слоистых минералов может быть запечатлена история их формирования. Они в этом случае наследуют существенные особенности кристаллического строения (политипию, катионное заселение структурных позиций и др.) того минерала, из которого образовались. Поэтому изучение структурно-кристаллохимических особенностей минералов позволяет выявить черты реальной кристаллической структуры в связи с условиями их образования.

В этом аспекте нами изучены слюды Дзирульского массива, однако отметим, что идентификация политипных модификаций помимо рентгеновского метода проводилась и электронно-графическим методом (в лабораториях ИГЕМ в Москве и в Департаменте минералогии и петрологии Туринского университета в Италии) (табл.10).

Таблица 10

Политипный состав биотитов

Кристаллические сланцы	1M. Md. 1M $\geq$ Md.
Гнейсы	1M. 2M1. 1M. $\geq$ 2M1
Амфиболиты и мигматиты	1M. 2M1. 2M1 $\geq$ 1M

Из табл.10 хорошо видно, что биотиты Дзирульского массива характеризуются, в основном, известными политипами, такими как неупорядоченные разновидности типа Md (в основном биотиты из кристаллических сланцев). Более упорядоченными разновидностями (типа 1M), характеризуются биотиты из гнейсов, а совершенными типами (2M1) отличаются биотиты из амфиболитов и из мигматитов. Надо отметить тот факт, что почти во всех образцах биотитов Дзирульского массива наблюдаются, возможно т.н. смеси политипов (см. табл. 10) в одном и том же кристалле. Это дает нам основание считать, что при формировании данного минерала в процессе метаморфизма происходило наложение одного за другим нескольких этапов метаморфизма или, возможно, мы имеем дело с полициклическим характером метаморфизма в данном регионе. По нашему мнению, это является надежным типоморфным признаком для слюдов Дзи-

рульского массива и связано с той геодинамической обстановкой, которую испытали слюдосодержащие метаморфиты данного региона.

#### Заключение

Изучение минералогии и кристаллохимии слюд из метаморфитов Дзирульского массива позволило выявить в них закономерности изменения состава и строения, которые могут быть использованы в изучении геологии и петрологии этого региона. Основные результаты сводятся к следующему:

1. Статистическое распределение основных катионов Si, Al, Mg и Fe в составе биотитов Дзирульского массива соответствует нормальному закону распределения.
2. Взаимоотношения отдельных элементов кристаллохимического состава изученных слюд носит корреляционный характер. Наиболее наглядно оно выражается в биотитах между распределениями Si и Ti. Высокое отрицательное значение данного взаимоотношения дает нам основание полагать, что Ti, в основном, входит в состав тетраэдра и указывает на существование в исследуемых минералах изовалентного изоморфизма, происходящего по схеме Si→Ti. Полагаем, что данное явление может служить надежным типоморфным признаком для биотитов Дзирульского массива.
3. Минеральный состав биотитов, в основном, колеблется в пределах теоретических значений, и присутствие в них отдельных компонентов (истонит-сидерофилита и флогопит-аннита), тесно связано с генетическими особенностями слюдосодержащих пород. При повышении степени метаморфизма повышается роль флогопит-аннитового компонента.
4. Термодинамический режим формирования слюд меняется в довольно широких пределах и, в основном, дает значения – 550 Т°С, а P - 5,5 k/bar.
5. Политипный состав изученных слюд имеет, главным образом, теоретические значения, однако характерно, что в одном минеральном виде мы наблюдаем образование нескольких политипов. Данное явление позволяет предполагать, что слюдосодержащие метаморфиты Дзирульского массива претерпели метаморфизм, который носил полициклический характер.

#### Литература

- Абесадзе М.Б., Цимакурдидзе Г.К. (1976). Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Сообщ. АН ГССР. Т.84. № 1.С.133-136.
- Ушакова Е.Н. (1971). Биотиты метаморфических пород. М.: Наука. С.345.
- Швелидзе И.У.(1986). Корреляционный анализ биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети //Сообщ. АН ГССР. Т.103. N2.С.357-360
- Швелидзе И.У. (1992). Минералогия и кристаллохимия биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.108. Тбилиси: Мецниереба. С. 117.
- Хмаладзе И. И., Чихелидзе К.С. (1987). Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 94. Тбилиси: Мецниереба. 1987.
- Gamkrelidze I.(1997). Terranes of the Caucasus and adjacent areas //Bull. Acad. Sci. of Georgia. Vol. 155. N3. P.75-81.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (1998). New data on geological structure of the Dzirula crystalline massif and formation conditions of magmatites //Bull. Acad. Sci. of Georgia. Vol.158. N4.P. 70-81.
- Guidotti G., Sassi F.(1986). Classification and correlation of metamorphic facies series by means of mica  $b_0$  data from low-grade metapelites //N.Ib. Miner.Abh. 153. P.363-380.
- Schvelidze I. (1994). Mineralogy and cristallochemistry of biotites from the Georgian metamorphic rocks //16<sup>th</sup> General meet. of the Internat. Miner. Assot. Pisa (Italy). P.369.

## МЕСТО ГАГАТА В КЛАССИФИКАЦИИ УГЛЕЙ

И.Р.Ахвледiani

**Место гагата в классификации углей. И.Р.Ахвледiani.** Грузинский технический университет, ул. М.Костава, 77, 380075 Тбилиси.

Гагатолит является самостоятельным типом угля с четко выраженными физическими и химическими свойствами, микрокомпонентным составом и молекулярной структурой. Приводится сравнительный анализ типичных проявлений.

*ubihbc flubkb yf[ibht, bc rkfcabrfwbfb\ b\ f[dktlbfyb\ cfmfhsdtkjc ntmybrehb eybdthcbntnb= v\ rjcnfdfc m\ 77= 380075 s, bkbcb\*

*ufufnjkbnb fhbc yf[ibhbc lfvrjbrlt, tkb nbgv vrfabl ufvj[fnekb abpbrehb lf mbvbehb sdbct, t, bs= vbrhrjvgytynehb itlutybkj, bs lf vjktrekehb cnhemnehbs\ vj'dfybkbfb nbgbehb ufvjdkbyt, t, bc itlfht, bsb fyfkbpb\*

**The place of gagate coals in coal classification. I. Akhvlediani.** Georgian Technical University, M. Kostava str., 77, 380075 Tbilisi.

Gagatolithe is a separate type of coal with clearly expressed physical and chemical properties, microcomponent composition and molecular structure. Comparison of typical locations are made.

Общеизвестно, что гагат - это разновидность ископаемого угля.

Некоторые считают, что гагатом можно назвать любой природный ископаемый уголь или более широко - любое ископаемое органическое вещество, если оно черное, легкое, плотное, вязкое, блестяще-бархатистое, имеет раковистый излом, легко режется ножом, хорошо полируется и, таким образом, пригодно для поделочных целей. В таких случаях, как правило, гагаты не отличают от других типов поделочных углей. Наиболее часто их путают с гагатоподобными сапропелитами, иногда с минеральными асфальтами и даже с керитами типа альбертита. Есть и попытки определить комплекс признаков, характерных только для гагата и найти его реальное место в классификации углей.

К сожалению номенклатура гагата все еще остается нечеткой. В различных авторитетных изданиях и литературных источниках можно найти лишь утверждения типа: "разновидность ископаемого угля" (БСЭ и Геологический словарь, 1960, 1975); "разновидность ископаемого угля, особенно богатая битумами" (В.П.Петров. Рассказы о поделочном камне, 1982); "разновидность гумита" (Петрографический словарь, 1981); "плотный, крепкий уголь" (Словарь немецких геологических терминов, 1980); "разновидность бурого угля ..." (Г.Штриубель, З.Циммер. Минералогический словарь, 1987); "крепкая блестящая разновидность лигнита" (Толковый словарь английских геологических терминов, 1977); "гагат, своеобразный уголь ... похож как на лигнит (блеск, древесная структура), так и на сапропель (вязкость, однородность)" (В.Коиава. Литология, 1988); "по внешнему виду он мог бы быть назван витреном" (Жемчужников и др., 1960).

После такого обзора естественно возникает вопрос: чем же все-таки является гагат - сапропелитом, гумитом, лигнитом, бурым углем или витреном.

**Исходное вещество.** В XIX веке гагат считали или битуминозной смолой, отвердевшей под воздействием кислорода, или ископаемой древесиной. Компромиссный вариант был предложен в 1892 году и заключался в том, что гагат представляет собой псевдоморфное замещение древесины битумом. В.Готан в 1937 году сделал уточнение - битумы в растительные клетки проникли и пропитали древесину не в виде готовых битумов, а в виде сапропелевого вещества, находящегося в коллоидном состоянии. Постепенно проблема исходного вещества сформулировалась как дилемма - сапропелит или гумит и встал вопрос об источнике битума в гагатах.

Одни авторы относят гагат к сапропелитам - либо по внешним признакам, либо ошибочно связывая образование гагата только с продуктами разложения водорослей и планктона; либо отводя роль источника битума в гагатах сапропелю (Потонье, 1934; Gothan, 1937). Другие исследователи причисляют гагат к гумитам или более широко к гумолитам, считая

гагат продуктом разложения остатков высших растений - лигнито-целлюлозы, оболочки спор, кутикул, пробковых тканей и смоляных тел (Жемчужников, Гинзбург, 1960; Мандев, 1962; Верзилин, 1968). При этом обсуждаются возможные источники битума как внешние, так и образованные за счет внутренних ресурсов: целлюлозы, лигнита или смол. Есть и такие, кто относит гагат к переходным группам: гумолито-сапропелитам или сапрогумитам (Черноусов, 1962; Муратов, 1970). Д.Г.Муратову принадлежит мысль о двойном происхождении гагатов: “Одни из них могут быть сапрогумитами, другие – своеобразными разновидностями гумитов”. Ф.П.Кренделев (1980) и вовсе расширяет понятие гагата: “Гагаты из разных месторождений образовывались, видимо, в различных условиях, поэтому к ним надо относиться не как к единому по химическому составу веществу, а как к классу веществ с близкими свойствами”. Впервые Ю.А.Жемчужников высказал мнение о возможности выделения гагата в особую группу сложного происхождения (1948). Д.Г.Минчев (1980), развивая эту мысль, пришел к выводу, что гагат столь существенно отличается не только от гумолита и сапропелита, но и от переходных групп, что его скорее можно считать самостоятельной категорией (типом) угля - “гагатолитом”. В номенклатурной системе, предложенной Д.Г.Минчевым, для гагата определены классификационные группы, генотипы, гипотипы, литотипы (ингредиенты), микролитотипы, мацеральные группы и мацералы (табл.1).

Таблица 1

Номенклатура гагата (по Минчеву, 1983)

Таксонометрические единицы		
Тип	Гагатолит	
Литоитп	Гагат	
Ранг	Инфергагат	Супергагат
Микролитотип	Липтогумит	Липтовитрит
Мацеральная группа	Гуминит	Витринит
	Липтинит	Липтинит
Мацерал	Текстинит	Телинит
	Ульминит	Колинит
	Резинит	Резинит

Рассмотрим этот вопрос подробнее.

С гумитами гагат сближает основа – древесина высших растений. При характеристике гагата, если только его не путают с другими типами поделочных углей, кроме механических свойств, всегда отмечают признаки древесного строения. В этом вопросе нет разногласий. То что гагат имеет древесное происхождение, выяснилось еще в 1904 году, когда классические английские гагаты впервые были изучены под оптическим микроскопом и А.С. Сьюорд убедительно доказал их происхождение из стволов хвойных типа *Araucarioxylon*. Окаменевшие стволы этих растений были найдены в тех же слоях. В дальнейшем исследования с помощью электронного микроскопа еще раз подтвердили лигнитовую природу гагата – при больших увеличениях стали отчетливо видны трахеи и спиральная структура первичных целлюлозных волокон (Муллер, 1991). На многих образцах необработанного гагата годовичные кольца и древесная структура заметны даже невооруженным глазом. Те же годовичные кольца иногда видны и на отполированных образцах в виде разноокрашенных полос. Микрофотографии древесной структуры гагата для разных месторождений приведены на рис. 1.

Несмотря на почти одинаковый исходный материал, гагат существенно отличается от гумитов однородностью структуры, раковистым изломом, отсутствием разрывных деформаций, высоким выходом первичного дегтя, повышенным количеством летучих веществ и водорода, не свойственным обычным гумитам, но не доходящим до пределов чистых сапропелитов.

На сапропелиты гагат походит однородностью и вязкостью, раковистым изломом, повышенным содержанием водорода и летучих веществ, а также высоким выходом первичного дегтя, что в совокупности лишь доказывает присутствие в том и другом битумов. Но структура гагата не имеет ничего общего со структурой "гнилостного ила", а кроме того некоторые свойства - сильный смолянистый блеск, отсутствие загрязнений примесями и высокий процент фенолов в дегте - резко отделяют его от сапропелитов, которые всегда бывают матовыми, включают большой процент золы и характеризуются ничтожным содержанием фенолов.

Как видим, довольно трудно причислить гагат к одному из двух типов углей. По происхождению и структуре он все-таки ближе к углям гумусового ряда, хотя и сильно обогащен

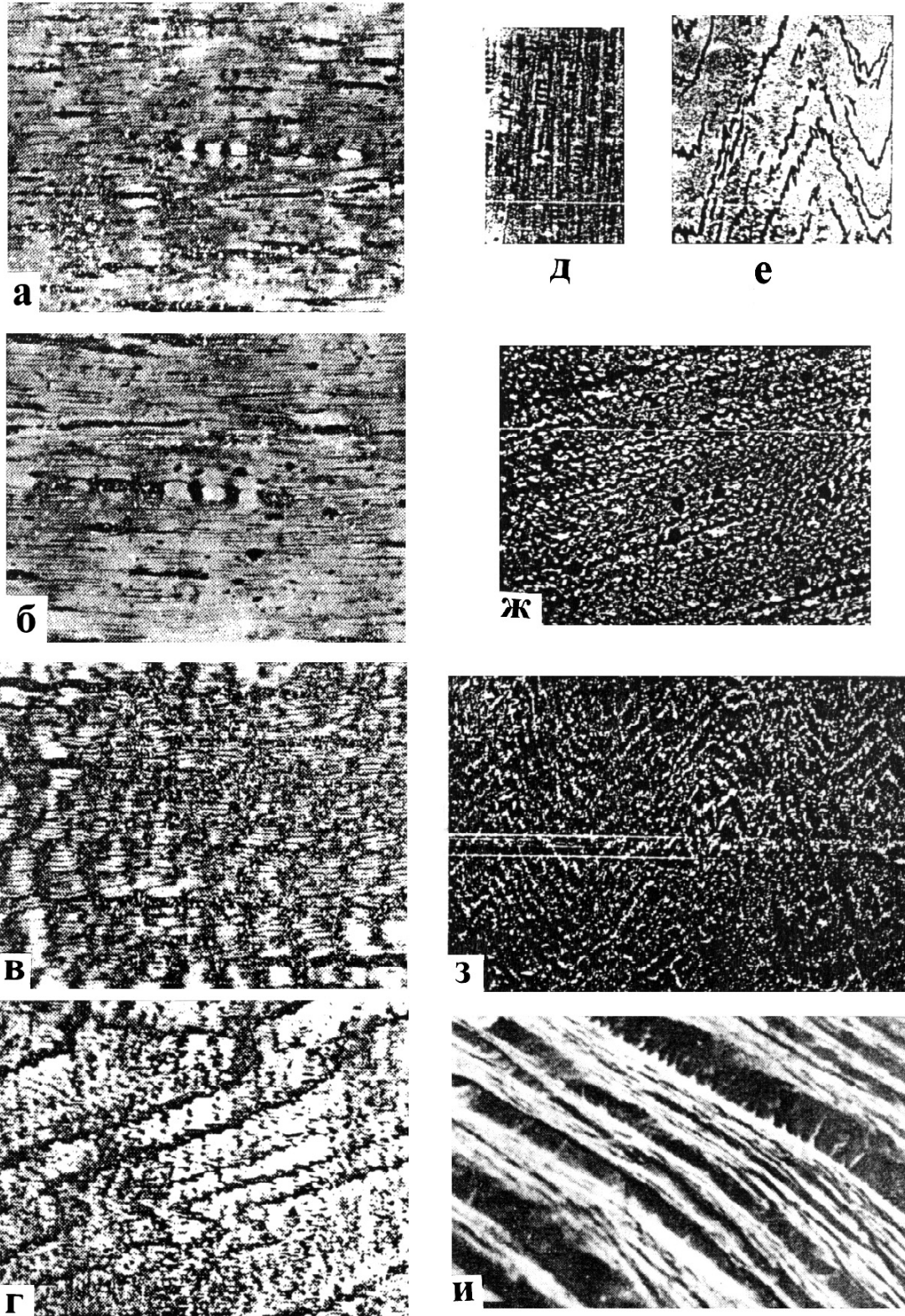


Рис.1. Древесная микроструктура гагата

а-г. Гагат. Южный Дагестан, прозрачный шлиф: а-продольный срез, ув.150х; б-радиальный срез, ув.150х; в-тангентальный срез, ув.280х; г-косой тангентальный срез, ув.200х (по Киласония и др.,1987). д-е. Микроструктура гагата по А.С.Сьюорду (Seward, 1904). д-древесина в продольном разрезе; е-древесина в тангентальном разрезе. ж. Микроструктура гагата из Грузии, ув.100х (по Жемчужникову, 1948). з. Прозрачный шлиф бешуйского

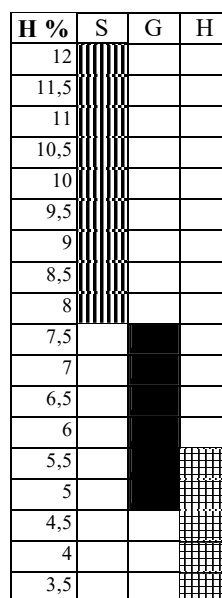
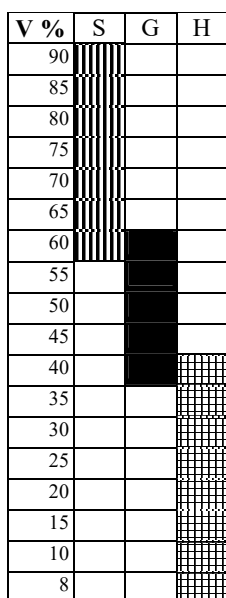
гагата с древесным строением, ув.95х (по Жемчужникову, 1948). и. На электронно-микроскопическом снимке гагата видны сосуды ксилемы, ув.2000х (по Муллер, 1991).

битумами, источник которых недостаточно ясен. По большинству химических и физических параметров - явно занимает промежуточное положение (табл.2.). У микрокомпонентов гагата, по-видимому, своеобразная молекулярная структура, так как гагат, сапропелит и гумит дают разные кривые ИК-спектра (Минчев,1980). Кроме того, гагат, в отличие от гумитов и сапропелитов, которые характеризуются пластообразными залегами, встречается только в виде отдельных обломков, линз или гнезд. Поэтому наиболее целесообразным кажется выделение гагата как обособленного типа угля и введение в номенклатуру термина, предложенного Д.Г.Минчевым – "гагатолит".

Таблица 2

Сопоставление разных типов углей по характеристикам ИНСР (1971)

Тип	Физические свойства		Химические свойства		
	МН, кг/мм <sup>2</sup>	R <sub>0</sub> , %	V <sub>c</sub> <sup>daf</sup> , %	C <sub>0</sub> <sup>daf</sup> , %	H <sub>0</sub> <sup>daf</sup> , %
Гумолит (H)	25 - 40	0,50 - 2,40	8 - 42	76 - 91	3,5 - 5,5
Гагатолит (G)	35 - 45	0,27 - 0,47	40 - 60	63 - 84	5 - 7,5
Сапропелит (S)	15	0,15	60 - 93	81,4	8,1- 12



По нашему мнению, гагатолит возникает на биохимической стадии формирования углей из кусков древесины особого вида – древних хвойных семейства араукариевых, сосновых или кипарисовых, обильно пропитанных смолой. Смола, по-видимому, и является причиной сохранения отпечатков клеточных тканей в структуре гагатов, даже претерпевших глубокие изменения. Вначале преобразование лигнито-целлюлозных волокон, с одной стороны, и устойчивых частей растений типа смол или пробковых тканей, с другой, протекает по-разному в кислой среде вблизи торфяных болот (рН 5-7; Eh 0-200 mV). Результатом этих процессов являются, соответственно, – гелид и липтид, постепенно при стирании границ между ними, преобразующиеся в единый агрегат - липтогелид. При захоронении вне торфяного слоя и изменении условий с субаэробных на анаэробные, с кислых на щелочные (рН 7-9; Eh 0 mV), липтогелид битумизируется. Источник битума может быть конечно и внешним, но более вероятным видится превращение в битум веществ, слагающих древесину ископаемых хвойных. В молекулярном составе гагатолита, наряду с характерными для древесины конденсированными ароматическими структурами, фиксируются алифатические и алициклические структуры, типичные для липоидитов (Минчев, 1980).

**Литотип или ингредиенты гагатолита.**Под микроскопом любой гагатолит выглядит как типичный структурный витрен, но большей прозрачности и более светлых оттенков (Жемчужников, 1948). Хорошо видны годовичные слои с их отчетливым делением на зоны.

Обычно удается различить взаимно чередующиеся полосы, которые имеют различный состав, неодинаковую степень разложения и различную степень сохранности элементов клеточного строения. Относительно менее разложенные ткани больше обогащены смолоподобным веществом и характеризуются желтым или оранжево-желтым цветом. В образцах, испытавших сильное сжатие, пространство между клетками заполнено оранжево-красным веществом, по всей видимости, образовавшимся из сильно разложившейся ткани. В ряде случаев интенсивное разложение приводит к слиянию вещества соседних клеток и образованию полосок с ровными расплывчатыми краями.

Однако основной ингредиент гагатолита неправомерно было бы отождествлять с витреном, скорее его следует, вслед за Д.Г. Минчевым, назвать гагатом. Для этого есть причины. ИК спектроскопия выявила разницу в функциональном составе и молекулярном строении двух литотипов угля (Petrova et al., 1985). Витрен образовался в субаэробной среде, что способствовало формированию продуктов с конденсированной ароматической структурой, тогда как гагат, возникший в анаэробной среде, где имело место расщепление кислородосодержащих групп и образовывались соединения, обогащенные водородом, содержит алифатические группы, в циклической (нефтеневой) форме, а гибридные структуры связаны с бензольными кольцами, как гидроароматические циклы. Поэтому в нем бензольных колец в несколько раз меньше, чем в витрене, т.е. угольная молекула гагата по степени ароматизации менее развита.

Таким образом, хотя гагат имеет такой же элементарный состав, что и витрен и похож на него в шлифе, они существенно отличаются на молекулярном уровне или, как говорится, тонкой структурой.

**Микролитотипы, мацеральные группы и мацерали.** Для гагата установлен бимацеральный микролитотип (Минчев, 1983). В частности, выделяются микрокомпоненты:

- а) текстинит/телинит - фрагменты с остатками клеточной структуры;
- б) ульминит/колинит - гелифицированная безструктурная масса.

Пара текстинит – ульминит, относящаяся к мацеральной группе гуминита, характерна для гагатов низкой степени углефикации.

Напротив, пара телинит-колинит, мацеральной группы витринита, характерна для гагатов высокой степени углефикации.

В обязательном порядке присутствует липтоидный мацерал резинит в виде включений и инкрустаций, обозначающих положение смоляных тел, и лишь в качестве аксессуаров встречаются липтиниты – субринит, споринит и липтодендрит.

Таким образом, в одном случае гуминит и липтинит, а в другом - соответственно витринит и липтинит (экзинит) в разном соотношении формируют два основных микролитотипа гагата: липтогумит и липтовитрит.

**Химия гагата.** Для химической характеристики гагатов применимы те же параметры, что и для характеристики других разновидностей углей. С целью выявления основных закономерностей нами проведен статистический анализ и обобщены данные технических и элементных анализов наиболее характерных проб из трех гагатоносных районов Кавказа: Южнодагестанского (средняя юра, аален); Ткибули –Гелатского (средняя юра, бат); Карталинской депрессии (миоцен, сармат). Проанализированы также значения некоторых параметров для гагатов Балканского угольного бассейна (мел, сеноман) и отдельные анализы юрских гагатов Крыма (Бешуйские), Англии (Уитби), Германии (Вюртемберг) и Новой Гвинеи.

**Влага (W<sub>a</sub>, %)** изменяется в довольно широком интервале от 1,5 до 10% (рис. 2). Наименьшее значение 1,5% установлено для гагатов Дагестана. Наибольшее 10,37% для образца из Карталинской депрессии. Низкое значение влажности приводит для образца из Новой Гвинеи - 2,22%. Минимальная влажность ткибульско-гелатских гагатов – 3,65%, близка к крымским – 3,20%.

В целом в пределах одного месторождения или одновозрастной толщи для гагатов характерна равномерная влажность, но интервал значений может меняться от месторождения к месторождению, контролируемый степенью метаморфизма или возрастом пород. Так, ткибульско-гелатские образцы отличаются от дагестанских повышенной влажностью, хотя верхний предел практически совпадает. По-видимому, влажность слабо метаморфизированных третичных гагатов Грузии выше юрских, однако для окончательного вывода данных недостаточно. Возможно также, что влияние степени метаморфизма на количество влаги в

гагатах не так существенно, так как факторный анализ не выявил значимой корреляции между аналитической влагой и отражательной способностью (рис. 3).

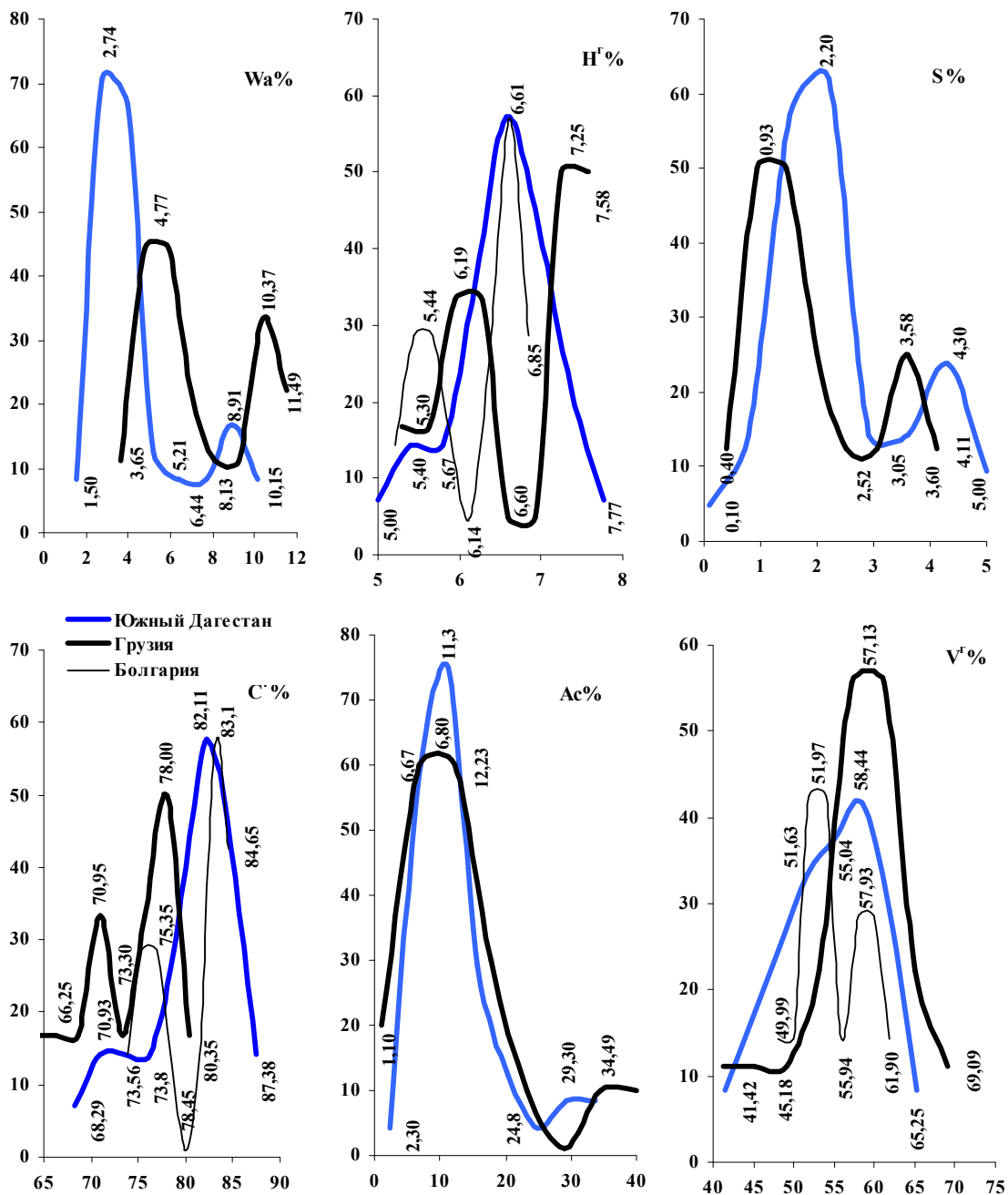


Рис.2. Гистограммы распределения химических характеристик гагата

В пределах одного месторождения разброс значений может быть вызван влиянием процессов выветривания (Киласония, Асланикашвили, 1986).

**Зольность (Ac, %)** на сухое вещество меняется от 1,1 до 34 %, для основной массы гагатов не превышая, однако, 10-12% (см. рис.2). Более высокая зольность наблюдается лишь в единичных образцах и указывает на сильно минерализованные разности по генетическим признакам, хотя и относящиеся к гагатам, но не пригодные для обработки. Зольность ниже 1% отмечена для образцов из Новой Гвинеи (0,17), Болгарии (0,40), Крыма (0,57–0,94) и Вюртемберга (0,9–2,9).

**Содержание серы (S, %)** колеблется от 0,1 до 4-5% (см. рис.2). Гагат из Англии содержит 4,6% серы, а для крымских гагатов приводят значения 1,0-1,34%. По количеству и



распределению серы гагаты разных месторождений отличаются друг от друга, что должно быть связано с разными условиями осадконакопления. На некоторых месторождениях количество серы, возможно, превышает 5%. Высокое содержание серы, характерное для испанских гагатов, считается причиной их излишней хрупкости (Муллер, 1991).

Завышенные количества серы в образцах могут быть связаны с наличием механических примесей пирита.

**Содержание углерода ( $C^T$ , %)** на горючую массу меняется от 64 до 84% (см. рис.2). Согласно Д.Г.Минчеву, инфергагату соответствует интервал значений 73,8–75,9%, а супергагату – 74,2–83,0%. Однако на гистограмме для болгарских образцов четко выделились два интервала: для инфергагата – 74–78%, а для супергагата 81–83%. Основная масса гагатов Дагестана содержит углерод в количестве от 76 до 84%, который распределен более-менее равномерно и соотносится с болгарским супергагатом, хотя и имеет более широкий разброс значений. Данные по грузинским гагатам делятся на две группы. Одна группа, содержащая углерод от 73 до 80%, соотносится с болгарским инфергагатом и объединяет основную часть юрских гагатов Ткибули – Гелатского бассейна. Вторая группа с очень низким содержанием углерода от 64 до 71% соответствует третичным гагатам Картлийской депрессии и еще более низкой степени углефикации, чем инфергагат. Остальные разрозненные данные распределяются следующим образом: Вюртемберг – 71; Уитби – 75,2; Новая Гвинея – 81,9; Крым – 81,02–82,43%.

Таким образом, по содержанию углерода часть гагатов соответствует длиннопламенным и даже газовым углям, часть же сближается с бурными углями.

Корреляционный анализ (см. рис.3) данных по гагатам из разных месторождений выявил, как и следовало ожидать, положительную зависимость между содержанием углерода и отражательной способностью. Однако оказалось, что зависимость четче проявляется при более низкой степени метаморфизма, а при последующих изменениях становится незначимой.

**Содержание водорода ( $H^T$ , %)** на горючую массу меняется от 5 до 7,7% (см. рис.2). По Д.Г.Минчеву, болгарскому инфергагату соответствует интервал значений 5,4–5,6%, а супергагату – 5,2–6,6%, что и отразилось на гистограмме. Почти аналогичная картина наблюдается для образцов из Дагестана, хотя разброс значений здесь шире, а распределение более равномерное. Гагаты Грузии по содержанию водорода отличаются от двух предыдущих. Основной массив значений занимает промежуточное положение между инфергагатом и супергагатом и резко выделяется группа с повышенным содержанием водорода от 7% и выше. Не нарушают общей картины и данные по другим месторождениям: Вюртемберг – 7,7; Уитби – 7,0; Новая Гвинея – 5,35; Крым – 5,62–6,31%.

Повышенное содержание водорода - характерный признак гагатов. Это явление объясняется их химической природой и указывает на то, что в них содержится значительно больше алиновых соединений, чем в сопутствующих гумусовых углях.

Корреляционный анализ (см. рис.3) выявил, как и в случае с углеродом, положительную зависимость между содержанием водорода и отражательной способностью, которая сильнее проявляется на ранних стадиях углефикации.

**Выход летучих ( $V^T$ , %)** на горючую массу - один из главных классификационных параметров в угольной геологии (см. рис.2). Необходимо учитывать его и при характеристике гагатов. Выход летучих в гагатах варьирует от 41 до 65% и обычно бывает завышенным по сравнению с сопутствующими углями. Согласно Д.Г.Минчеву, инфергагату соответствует интервал значений 55,5–59,9%, а супергагату – 50,3–56,4%. Для гагатов Южного Дагестана выход летучих изменяется в широких пределах с наиболее частыми значениями в районе 55–58%. В гагатах Ткибули-Гелатского бассейна этот же интервал несколько смещен - 57 - 61%. В крымских гагатах выход летучих 54,7–58,9%, а в образце из Новой Гвинеи – 45,5%. Наибольшее значение параметра 65,1% зафиксировано для образца гагата Карталинской депрессии (Бурианис Хеви). Низкие значения параметра указывают на преобладание в образцах углеподобного органического вещества, а значения выше 45% на то, что основная масса гагата состоит из алифатических соединений, которые и дают летучие вещества.

Таким образом, по выходу летучих лишь часть гагатов соотносится с длиннопламенными и газовыми углями, основную же часть скорее следует отнести к бурным углям.

Корреляционный анализ (рис.3) выявил отрицательную зависимость между выходом летучих и отражательной способностью гагатов, на основании чего можно заключить, что с повышением степени метаморфизма, количество летучих компонентов должно уменьшаться.

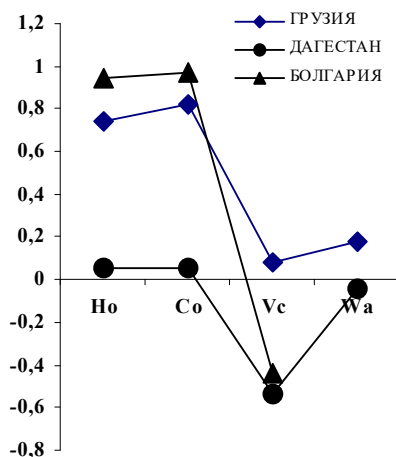


Рис.3. График парных корреляций отражательная способность-химические характеристики гагата

**Ранг или степень геохимической углефикации гагата.** На геохимической стадии формирования гагата главную роль начинают играть такие геологические факторы, как литостатическое давление, температура и время. Под их комбинированным воздействием протекает углефикация или гипогенез.

На этой стадии преобразования, по всей видимости, возникают два типа гагата. Эти разновидности, среди старателей ошибочно называемые "мягким" и "твердым" гагатом, на первый взгляд неразличимы. Однако "твердый" гагат плотный и прочный, его можно обрабатывать и полировать, он веками сохраняет форму и блеск. "Мягкий" гагат - хрупок, не выдерживает резких изменений температуры, склонен к растрескиванию. В тонких шлифах "твердого" гагата видны следы значительной углефикации древесных тканей и столь сильного сжатия, что исчезли почти все клеточные полости. В мягком гагате клетки не деформированы, более светлоокрашены и заполнены смолистым веществом желтого цвета. В толще одного и того же возраста могут встречаться обе эти разновидности или резко преобладать одна из них.

Согласно Д.Г.Минчеву (1983), по степени углефикации гагаты действительно можно разделить на два гипотипа. Для одного характерна низкая степень углефикации и низкий показатель отражения  $<0,30\% R_0$ . Для второй группы – средняя степень углефикации и повышенная отражательная способность  $>0,25\% R_0$ . Соответственно, первую разновидность он предлагает назвать инфергагатом, а вторую – супергагатом. Инфергагат по степени углефикации отвечает бурым углям-лигнитам ( $O_3-I$ ), а супергагат - каменным углям низкой степени метаморфизма (I – III).

Таким образом, определение гагата, как разновидности бурого угля, основано на недоразумении. Конечно гагат может стоять и на стадии бурого угля, однако анализ данных показывает (табл.3.), что часто мы имеем дело с настоящими каменными углями низкой степени углефикации (длиннопламенными или газовыми). В то же время мы не находим гагатов на уровне более метаморфизированных углей, как не находим среди них и типичных сапропелитов. Свойства последних при метаморфизме углей, по-видимому, сближаются со свойствами гумитов. То же должно произойти и с гагатами, которые станут более хрупкими при переходе к стадии жирных, а затем коксовых углей.

З.Н.Киласония и Н.А. Асланикашвили (1986) на основании изучения отражательной способности гагатов Грузии и Южного Дагестана определили диапазон колебания значений этого параметра - от 6,0 до 7,5%  $R^a$ , связав образование гагата с ранними стадиями катагенеза ПК<sub>1</sub> – МК<sub>3</sub>. Данные этих авторов обобщены нами в виде гистограммы (рис.4). На ней более-менее четко отбиваются три диапазона значений отражательной способности, в основном соответствующие гагатам разновозрастных толщ: нижний миоцен ( $N_2 \text{ srm}_2$ ) - 6-6,4%; бат ( $J_2bt$ ) - 6,4-6,9%; аален ( $J_2al$ ) – 6,6-7,5%. В связи с этим следует отметить, что нередко, чем древнее гагатсодержащие породы, а значит и больше давление вышележащей толщи,

тем выше степень метаморфизма гагатов и гомогенности геохимической системы. Граница между "инфергагатом" и "супергагатом", по-видимому, проходит по значению 6,6% R<sup>a</sup>.

Таблица 3

Степень углекислотности гагата по сопоставлению химических характеристик

W <sub>a</sub> , %	Б	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	А	ГА
15									
14									
13									
12									
11									
10									
9									
8									
7									
6									
5									
4									
3									
2									
1,5									
1									
0,5									
0									

V <sup>r</sup> , %	Б	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	А	ГА
80									
75									
70									
65									
60									
55									
50									
45									
40									
39									
38									
37									
36									
35									
34									
33									
32									
31									

C <sup>r</sup> , %	Б	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	А	ГА
100									
97									
95									
93									
91									
90									
89									
88									
85									
84									
81									
80									
76									
75									
70									
65									
60									
55									

H <sup>r</sup> , %	Б	Д	Г	Ж	К	ОС	Т	А	ГА
9,0									
8,5									
8,0									
7,5									
7,0									
6,5									
6,0									
5,5									
5,0									
4,8									
4,5									
4,0									
3,5									
3,0									
2,5									
2,0									
1,5									
1,0									

Использованные сокращения названия типов углей: Б - бурый; Д - длиннопламенный; Г - газовый; Ж - жирный; К - коксовый; ОС - отощенно-спекающийся; Т - тощий; А - антрацит; ГА - гагат

Сравнительный анализ ОС гагатов и витринита из одноименных толщ (табл.4 и рис.4) выявил интересную закономерность. И на месторождениях Болгарии, и на месторождениях Кавказа ОС гагата несколько отстает от таковой витринита, при этом разница значений существенно возрастает от зоны протокатагенеза (0,5-0,6 %) к зоне мезокатагенеза (0,9-1,0%). Наблюдаемое "отставание" значений отражательной способности гагата от витрина, возможно, связано с бензолными кольцами, которые определяют степень конденсации и ароматизации (Petrov et al., 1985), а не с валовым составом углерода. Таким образом, не количественные изменения элементного состава, а качественные преобразования молекулярной структуры, обуславливают более высокую степень ароматизации и конденсации в витрине в одних и тех же термодинамических условиях и за один и тот же промежуток геологического времени. Угольная молекула гагата по степени ароматизации менее развита. Прямым следствием разницы функционального состава угольной молекулы является разница в отражательной способности гагата и витрина.

Как видим, гагат с типичными структурными признаками формируется еще на стадии протокатагенеза, но это "мягкий" гагат с низкими физико-механическими показателями. Оп-

тимальные условия для существования гагата это нижний уровень мезокатагенеза МК<sub>1-3</sub>. Однако дальнейшее увеличение давления, а возможно и температуры, приводит к отрицательным результатам и начиная с зоны МК<sub>4-5</sub> гагат превращается в структурный витрен.

Таблица 4.

Сопоставление отражательной способности гагата и витрена

Месторождения	Возраст	Тип	R, %	Уровень
Болгарские	K <sub>2cm</sub>	гагат	<b>0,41 - 0,46 Ro</b>	МК <sub>1-3</sub>
		витрен	0,71 - 0,90 Ro	
Восточногрузинские	N <sub>1sr</sub>	гагат	<b>6,0 - 6,4 Ra</b>	ПК <sub>1-2</sub>
		витрен	6,4 - 6,9 Ra	
Западногрузинские	J <sub>2bt</sub>	гагат	<b>6,4 - 6,9 Ra</b>	МК <sub>1</sub>
		витрен	6,7 - 7,8 Ra	
Южнодагестанские	J <sub>2a</sub>	гагат	<b>6,6 - 7,5 Ra</b>	МК <sub>2-3</sub>
		витрен	7,5 - 8,4 Ra	

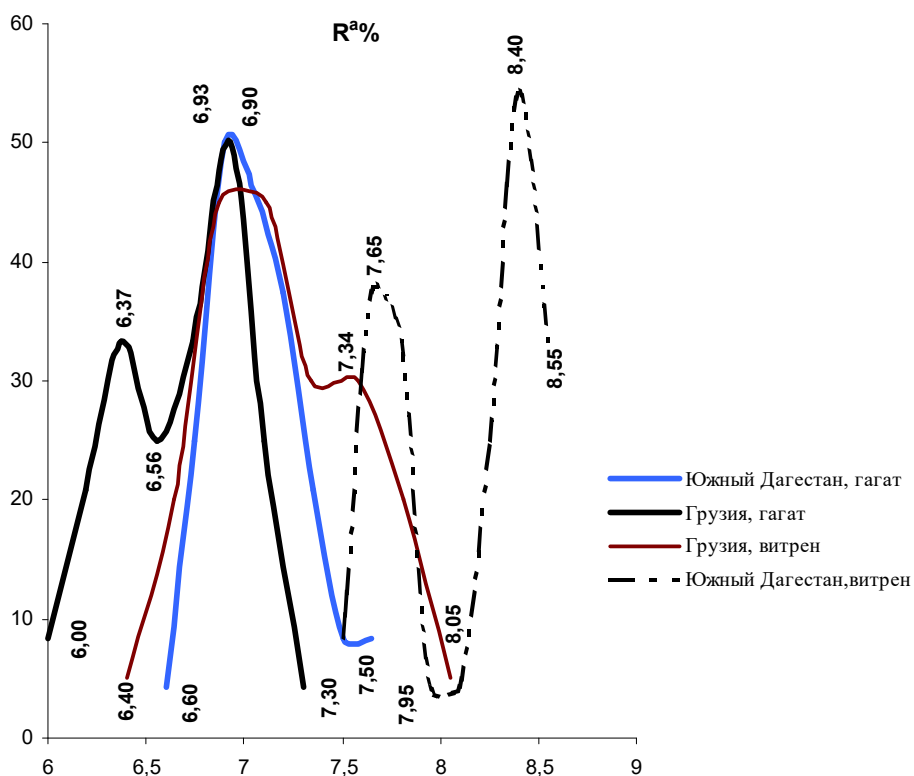


Рис.4. Гистограмма распределения величин отражательной способности

В качестве заключения выделим основные положения, позволяющие определить место гагата среди других разновидностей углей.

1. Гагатом является не всякое ископаемое органическое вещество черного цвета, пригодное для поделочных целей.
2. Гагатолит, наподобие гумолита и сапропелита - отдельный тип угля, по физическим и химическим свойствам занимающий промежуточное положение между теми и другими и имеющий определенное молекулярное строение с преобладанием конденсированных ароматических, алифатических и алициклических структур. Основной ингредиент гагатолита - гагат, микроструктурой похож на витрен, но отличается от него менее развитой молекулярной структурой по степени ароматизации и конденсации.

3. Этот тип ископаемых углей встречается в угленосных толщах в виде линзовидных тел, образовавшихся за счет пропитанных смолами и фенолами обломков древесины древних хвойных, в восстановительной (анаэробной), предположительно щелочной среде, вне торфяного слоя. Они являются аллохтонными образованиями с переносом на близкое или дальнее расстояние. В первом случае гагат связан с торфяными болотами и его находят на незначительном удалении от угольных пластов. Во втором фитогенный материал сносится в водный (в основном морской) бассейн.
4. Гагатолиты бимацеральны - представлены текстинит-ульменитом или телинит-колинитом в зависимости от степени преобразования.
5. По уровню углефикации гагаты находятся на стадии бурых углей или слабо метаморфизованных каменных (не выше длиннопламенных и газовых). В процессе метаморфизма формируются два гипотипа гагата: слабо измененный инфергагат и супергагат средней степени углефикации. Устойчив гагат только на стадии мезокатагенеза МК<sub>1-3</sub>. Начиная с зоны МК<sub>4-5</sub>, по-видимому, в результате качественного изменения молекулярной структуры, гагат превращается в витрен.

### Литература

- Верзилин Н.Н., Радченко О.А., Вальц И.Э. (1968). О новой находке гагата в СССР. Л. С.62-66.
- Жемчужников Ю.А. (1948). Общая геология ископаемых углей. М.: Изд-во АН СССР. 385 с.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.Н. (1960). Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР. 400 с.
- Киласония З.Н., Асланикашвили Н.А., Вяхирев Н.П. (1988). Некоторые особенности гагатов Кавказа. // Сообщ. АН ГССР. 131. №1. С. 85-89.
- Киласония З.Н., Асланикашвили Н.А. (1986). Некоторые особенности гагатов Кавказа. Отчет КИМС. 117с.
- Кренделев Ф.П. (1980). Черный камень // Химия и жизнь. №12. С.117-118.
- Муллер Э. (1991). Гагат. М.: Мир. 167 с.
- Муратов Д.Г. (1980). Геология каустобиолитов. М.: Высшая школа. С.360.
- Потонье Г. (1934). Происхождение каменного угля и других каустобиолитов // ОНТИ НКТБ. М.-Л. 204 с.
- Черноусов Д.А. (1962). Курс общей геологии угольных месторождений. М.: Госгеолтехиздат. 290 с.
- Мандев П. (1962) Върху произхода на някой гагатни въглища от Северна България // Годишник на Софийский университет "Климент Орхидски". Геолого-географически факултет. Т.55. Кн.2. Геология. С.1-28.
- Минчев Д.Г. (1980). Номенклатурни особености на гагатните въглище // Годишник на Софийский университет "Климент Орхидски". Геолого-географически факултет. Т.74. Кн.1. Геология. С.2-29.
- Gothman W. (1937). Steinkohlenpflanzen // Verlag Gluckauf. GmbH., Essen.
- Petrova R., Minchev D., Nikolov Zdr. (1985). Comparative investigation of gagate and vitrain from the Balkan coal basin. // Intern. J. of Coal Geology. V.5. №3. P.275-280.
- Seward A.C. (1904) The Jurassic Flora // Br. Museum Publ. Part II. London.

## ГЕОДИНАМИКА ОКРАИНЫ ТЕТИСА К НАЧАЛУ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙОССКОЙ ПОРФИРИТОВОЙ СЕРИИ (амагматическая фаза субдукции)

М.Г. Ломизе, Д.И. Панов

**Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии (амагматическая фаза субдукции). М.Г. Ломизе, Д.И. Панов.** МГУ, Геологический факультет, Воробьевы горы, 119899 Москва.

На Кавказском обрамлении мезозойского океана Тетис прослежена последовательность геологических событий, происшедших при преобразовании пассивной континентальной окраины в активную. Формированию окраинно-материкового вулканического пояса предшествовала амагматическая начальная фаза субдукции, которая охватывала время от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая на глубину океаническая плита начала инициировать магмообразование. Эта фаза выражена на континентальной окраине общим сжатием и поднятием, отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-надвиговыми деформациями с последующим прогревом утолщенной коры. Стратиграфический перерыв (соответствующий продолжительности амагматической начальной фазы субдукции) охватывает зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса (178-175 млн.лет). Его длительность (около 3 млн.лет) укладывается в расчетное время, необходимое для перемещения переднего края субдуцировавшей плиты до астеносферных глубин.

*ufyfgbhf stnbc bc utjlbyfvbrf ,fbjbc gjahbhbnekb cthbbc ajhvbt, bc lfcfo'bc bcf sdbc (ce, lemwb bc fvufvnehb afpf) \ v\kjvpt= \ gfyjdb kvjvjcb bc cf[tkj, bc vjcrjbc cf[tkvobaj eybdthcbntnb= djh, bjdb vst, b= 119899 vjcrjdb \*

*ntsbcbc jrtfybc rfdrcbeh ctuvtytib vtpjpjeh lhjb ufltdyt, ekbf utjkjubehb vjdktyt, bc sfyvbvlt dhj, f= hjvkb lhjcfw gfcbehb rjynbytynehb rbltt, b uflf bmvvf fmnbehib \ ufyfgbhf rjynbytynt, bc dekrfyehb cfhn'kt, bc ajhvbt, fc oby ecoht, lf ce, lemwb bc fvufvnehb cfo'bc b afpf= hjvtkbw vjwfdlf gthbjc ce, lemwb bc pjybc xfcf[dblfy bv lhjvlt= cfyfv cbqhv tib vbfdfkvf= xfbhekvf jrtfyehvf abkfmfyvf fh lfbo'j fvufvfhvjij, bc bybwbht, f\ faybiyekb afpf rjynbytynt bc rbltpt ufvj[fnckbf cftshj itrevidbs lf fptdt, bs= hbanjutyehb cnhemneht, bc lf vfsb fvufvnbpvc ito' dtnbs+ fuhtsd t yfzf lf itwjw, bsb ltajhvfwb, bs lf ufcmtkt, ekb mthmbc itvlujvb ufwt[tk, bs \ cnhfnbuhfabekb [fhdt pb (hvjtkbw ittcf, fvt, f ce, lemwb bc fvufvnehb cfo'bc b afpbc [fyuh·k b d j, fc) vjwfd c ptlf fffkybc lf mdtlf ,fbjbc pjy, c (178-175 vky\otkb) \ vbc b [fyuh·k b d j, f (lff[kjt, bs 3 vky\otkb) sfdclt, f bv ufvsdkbk lhjb= hvjtkbw cfz bhj f ce, lemwb ht, ekb abkfm ybc rblbc oby f yfobkbc uflflubkt, bcf sdbc fentyjcathek cbqhvlt \*

**Geodynamics of the Tethyan margin on the eve of Bajocian porphyritic series generation (the amagmatic phase of subduction) M.Lomize, D.Panov.** Moscow State University, Faculty of Geology, Vorobyovy Gory, 119899 Moscow.

A series of geological events showing the transformation from passive continental margin into the active margin, was there studied within the Caucasian frame of Mesozoic Tethys ocean. Generation of the marginal volcanic belt had been preceded by the initial amagmatic phase of subduction. It covered the time span from the inception of subduction zone till the moment at which the undergoing slab triggered off the magma production. On the continental margin this initial phase was evidenced by overall compression and elevation, by cessation of rifting and its magmatism, as well as by the fold-thrust deformations followed by heating of the thickened crust. The stratigraphic hiatus (corresponding to duration of the amagmatic initial phase of subduction) spans *Graphoceras concavum* zone of the Upper Aalenian and *Sonninia sowerbyi* zone of the Lower Bajocian (178-175 m.y.). Its length (about 3 m.y.) fits in the calculated time which is necessary for the leading edge of the subducting slab to reach the asthenosphere.

Современные возможности палеотектонических реконструкций, основанные на актуалистическом подходе и на достижениях теоретической геотектоники, позволили связать образование складчатой области Кавказа с развитием и замыканием океана Тетис (Лордкипанидзе и др., 1984; Evolution..., 1986; Dercourt et al., 1993). Одним из ярких эпизодов геодинамической эволюции было формирование в юре Понтийско-Закавказского вулканического пояса субдукционного происхождения, протянувшегося вдоль северной окраины океана. У истоков представлений

об этом вулканическом поясе стоит Г.С.Дзоценидзе, который еще в конце 30-х годов положил начало палеовулканоологическим исследованиям в ГИН АН Грузии. Его труды, в том числе фундаментальная монография о домиоценовом вулканизме (Дзоценидзе, 1948, 1966), сохраняют непреходящее значение до наших дней. Именно Георгий Самсонович показал тогда единство проявлений среднеюрского вулканизма для всего Закавказья (включая Малый Кавказ), изменение состава вулканитов вкосте простираию пояса, комагматичность вулканитов и среднеюрских гранитоидов. Все это впоследствии оказалось важным для распознавания вулкано-плутонического пояса и его субдукционной природы.

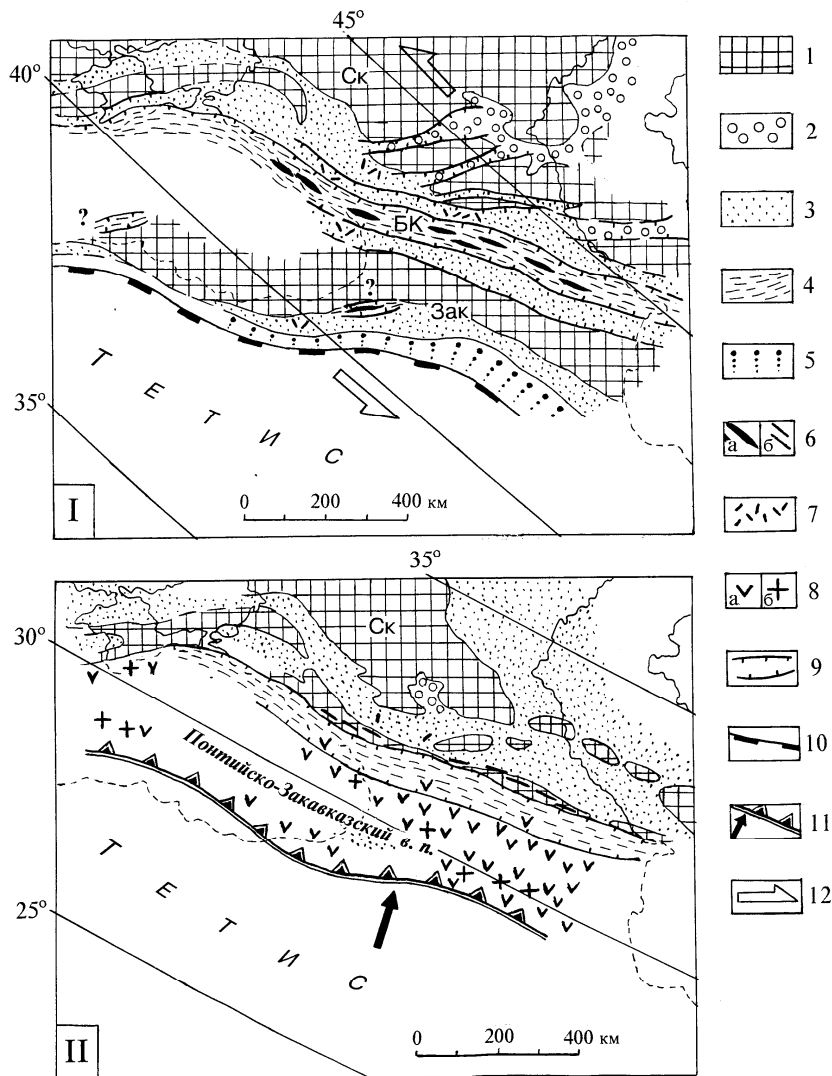
Большой интерес представляют условия заложения Понтийско-Закавказского вулканического пояса, которые, как будет показано ниже, могут быть прослежены на достаточно полном и детальном материале, и позволяют воссоздать обстановку преобразования пассивной континентальной окраины в активную. Обычно при палеотектонических реконструкциях начало субдукции датируют первыми проявлениями соответствующего магматизма. Между тем, если исходить из наблюдаемых в настоящее время скоростей субдукции, наклона зон Беньофа и глубин их магомгенерирующего отрезка под активными вулканами, то должно пройти 2-8 млн.лет от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигнет критических глубин и начнет инициировать магомобразование и вулканизм. Эта амагматическая начальная фаза субдукции должна учитываться при детальньх исследованиях. Результаты изучения Кавказской окраины мезозойского океана Тетис обнаруживают те геологические проявления начавшейся субдукции, которые в течение нескольких миллионов лет предшествовали образованию вулкано-плутонического пояса (Ломизе, Панов, 2000).

**Условия формирования байосской порфиритовой серии Закавказья: обстановка субдукции под активную континентальную окраину Тетиса.** Образование мощного Понтийско-Закавказского вулкано-плутонического пояса шириной до 200 км и более (II на рис.1), протянувшегося вдоль границы с океаном, произошло во второй половине раннего байоса, его строение, состав пород и оруденение характерны для зон субдукции. Преобладают известково-щелочные породы андезито-базальтового и андезитового, а в верхнем байосе Малого Кавказа и кислого состава мощн. до 3000м. Накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходило в мелководно-морских условиях. Единую вулкано-плутоническую ассоциацию с ними образуют интрузивные комплексы габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, приуроченных главным образом к Сомхето-Кафанской тектонической зоне, где магматическая активность была максимальной. По своим петролого-геохимическим характеристикам породы сходны с магматическими продуктами над современными зонами субдукции (Лордкипанидзе, 1980; Ломизе, 1983; Закариадзе и др., 1987; Менгел и др., 1993).

Продолжение вулкано-плутонического пояса намечается по туфогенно-осадочной толще байоса-бата в Восточных Понтидах (Robinson et al., 1995). При мощности до 800 м толща несогласно залегает на более древних образованиях вплоть до метаморфического фундамента. Ни эффузивньх образований, ни интрузий нет, так что накопление толщи происходило, по-видимому, перед фронтом вулкано-плутонического пояса, который находился севернее и, возможно, сохранился на черноморском шельфе. Этот пояс появляется далее в Центральньх Понтидах, где представлен гранитоидными интрузиями Кастамону: гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Они прорывают все образования вплоть до нижнеюрских и несогласно перекрыты базальными конгломератами верхней юры, возраст одной из интрузий определен Rb/Sr методом как 165 млн.лет (Yilmaz, Boztug, 1986; Ustaomer, Robertson, 1997). С интрузиями ассоциируют дацитовые вулканиты. Геохимические данные указывают на вероятность субдукционного происхождения гранитоидов. Так же, как и в Закавказье, этот магматический пояс, заложившись в байосе, возобновлял свою активность в позднеюрское и меловое время.

В тылу вулкано-плутонического пояса в байосе - бате размещался неширокий, но глубоководный задуговой бассейн, заполнявшийся глинистыми и флишоидными толщами, которые прослеживаются вдоль южного склона Большого Кавказа. Они залегают согласно с ааленскими (возможно даже без перерыва?) и так же без видимого несогласия перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. Близ южного края бассейна встречаются горизонты байосских вулканитов андезито-базальтового состава, которые известны на Кавказе от горы Ачишхо на западе до горы Шакириани на востоке. Эти образования рассматриваются как "хвосты", идущие от вулка-

но-плутонического пояса. Для байосско-батского задугового моря так же, как и для ранней юры Большого Кавказа (см.ниже), мы считаем маловероятным предположение об обширном



бассейне с океанической корой.

Рис.1. Палеотектонические реконструкции Кавказской окраины Тетиса: I - пассивная континентальная окраина до начала субдукции (в ранней юре - аалене); II - активная континентальная окраина после установления режима субдукции (в байосе - бате).

1- области поднятия и размыва; 2-5 - области накопления отложений: 2- континентальных, 3- мелководно-морских, 4- относительно глубоководных, 5- в фациях континентального склона; 6- толеитовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7- прочие вулканиты, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8- вулканические (а) и интрузивные (б) образования субдукционного пояса; 9- сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10- пассивная граница континент/океан; 11- зона субдукции; 12- вероятное направление напряжений.

Палеошироты даны по Ж. Деркуру и др. (Dercourt et al., 1993), приблизительно. Ск- Скифская платформа, БК- бассейн Большого Кавказа, Зак- Закавказский массив

Непосредственно севернее задугового бассейна к началу байоса образовались поднятия, выраженные цепочкой островов, отделявших расположенные далее широкие, но мелководные бассейны Скифской платформы. Продукты размыва этих островов представлены в байосских песчаниках юрскими породами на Восточном Кавказе и аркозовым материалом на Центральном Кавказе, где из-под юры выступал кристаллический фундамент. В полосе поднятий внедрились рои диабазовых даек, маркирующих линейно-вытянутые зоны растяжения, которые открыли выход толеит-базальтовой магме. Кроме того, еще севернее, на краю Скифской платфор-



мы было два совсем небольших вулканических центра (Черекско-Чегемский и Даутский) с извержением разнообразных по составу лав повышенной щелочности (Панов, 1988).

В целом обстановка Кавказской активной окраины Тетиса в период формирования байосской порфиритовой серии обнаруживает наибольшее сходство с современной окраинно-континентальной Зондской системой, с ее зоной субдукции, мощной вулканической островной дугой и обширными, главным образом энсиалическими задуговыми бассейнами. В средней юре одновременно с Кавказской такой же была и Андская окраина, главный тектонотип активных континентальных окраин (Ломизе, 1983).

**Геодинамическая обстановка на более раннем этапе (лейас-аален): пассивная континентальная окраина Тетиса.** Многие исследователи Тетиса отмечали асимметрию этого океанического бассейна, который размещался между пассивными окраинами Гондваны на юге и активными окраинами Лавразии на севере. Развитие бассейна сопровождалось рифтогенным дроблением гондванских окраин с последующим перемещением континентальных фрагментов к зонам субдукции и аккреции на северном обрамлении океана, что не исключало относительно кратковременного развития там пассивных окраин. В частности, они были характерны для начала альпийского этапа, и некоторые авторы объясняют это раскрытием мезозойского Тетиса как нового океанического бассейна к югу от прежнего (Sengor, Natal'in, 1997).

Предложенные разными авторами палеорекострукции Кавказской окраины океана Тетис для начала альпийского этапа (для лейаса и начала средней юры) неоднозначны. Особенно важны различия в определении размеров и тектонической природы раннеюрского бассейна Большого Кавказа, а также общая оценка геодинамического режима континентальной окраины. В своем варианте палеотектонической карты для ранней юры-аалена (см. I на рис.1) мы исходим из того, что полное отсутствие юрских офиолитов свидетельствует против океанической природы этого бассейна, а ряд других признаков позволяет предполагать под ним сильно утоненную, пронизанную диабазовыми дайками континентальную кору (Ломизе, 1983). Соответственно показана и приблизительная ширина бассейна. Мы не сочли возможным корректировать ее по палеомагнитным данным. Одни авторы трактовали Кавказское обрамление Тетиса начала альпийского этапа как пассивную континентальную окраину "атлантического типа" (Robinson et al., 1995; Sengor, Natal'in, 1997), другие как активную (Adamia et al., 1980; Лордкипанидзе и др., 1984). Мы полагаем, что фактический материал определенно свидетельствует в пользу первого из этих решений.

Располагавшийся непосредственно к югу океанический бассейн (одна из ветвей Тетиса) оставил офиолитовые комплексы, приуроченные к краевым сутурам, которые, несмотря на позднейшие коллизионные деформации, прослеживаются на всем протяжении от района оз.Севан к Эрзинджану и далее до п-ова Армутлу на окончании Западных Понтидов. Среди этих офиолитов есть поздне триасовые и раннеюрские, что доказано в Закавказье находками радиолярий в вулканогенно-осадочных образованиях, а также Sm-Nd датировками габбро (225 млн.лет) и базальтов (230-200 млн.лет) (Zakariadze et al., 1996; Книппер и др., 1997). Геохимическое изучение офиолитов из этих сутур (в том числе и более молодых комплексов) показало их большое разнообразие. В частности, среди базальтоидов есть как нормальные толеиты спрединговых зон, так и разности с внутриплитной и островодужной специализацией, происходящие, по видимому, из разных участков неоднородного и обширного океанического бассейна. Большая ширина этого бассейна уже давно предполагалась для лейаса на основании резкого различия аммонитовых комплексов Лавразийского шельфа (в Понтидах) и гондванских микроконтинентов (на Мунзурдаге), впоследствии сближенных и непосредственно контактирующих по офиолитовой сутуре (Bassoulet et al., 1975; Енау, 1976). Предположение это подтвердилось при палинспастических построениях, учитывающих линейные аномалии океанов и палеоширотные определения (Evolution..., 1986; Dercourt et al., 1993).

На предлагаемой реконструкции Кавказского обрамления Тетиса (рис.1) мы замкнули глубоководные впадины Черного моря, поэтому континентальный блок Понтиды смещен к северу на 150-200 км. В восточной части реконструкции, где особенно важны альпийская складчатость и надвиги, расширена область Большого Кавказа и пододвинутого под него Закавказского массива, так что крайние тектонические единицы оказались южнее на 100-130 км. Соответственно изменилась конфигурация границы континент/океан, современное положение которой маркируют краевые офиолитовые сутуры.

Реконструкция суммирует данные за время, охватывающее раннюю юру и аален (около 25 млн. лет). Вырисовывается пассивная континентальная окраина шириной до 500-600 км, где литосфера испытывала растяжение, выразившееся дифференцированным опусканием ее поверхности ниже уровня моря, а также заложением линейно-вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Лейасовая трансгрессия пришла на эту окраину с юга и перекрыла сложное, гетерогенное основание, включавшее как массивы древних кристаллических пород, так и аккреционные комплексы позднего палеозоя. Опускания начались в геттанге еще в континентальных условиях (в Сомхито-Кафанской зоне Малого Кавказа), в раннем синемюре морская трансгрессия захватила Закавказский массив и Понтиды, а также осевые части бассейна Большого Кавказа. В позднем синемюре она распространилась на северный борт этого бассейна. В плинсбахе трансгрессия проникла сначала на южную окраину Скифской платформы, а в тоаре-аалене образовались значительные по площади морские бассейны в ее западной части.

У самой границы континент/океан прослеживается узкая полоса распространения относительно глубоководных глинистых (в Восточных Понтидах и на Шамхорском поднятии Малого Кавказа) или флишoidных (на Локском и Храмском массивах) отложений, которые могли формироваться уже на континентальном склоне. Дальше от края, в осевой части Понтид и Закавказского массива поднятие и размыв соседствовали с областями накопления маломощных мелководных отложений шельфа (Топчишвили, 1996; Okay, Sahinturk, 1997). В районе Байбурта (Восточные Понтиды) среди синемюр-нижнеплинсбахских отложений отмечаются горизонты вулканитов среднего и кислого состава, связанные скорее всего с резким по разрывам погружением фундамента на переходе от шельфа к континентальному склону.

Система линейно-вытянутых бассейнов рифтового типа в области Большого Кавказа и Предкавказья служит главным выражением обстановки растяжения на рассматриваемой континентальной окраине Тетиса в лейасе-аалене. Вполне вероятно, что подобные структуры формировались и на краю шельфа, представленном в Понтидах. В частности, близ Арду (Robinson et al., 1995) известны терригенные турбидиты, а южнее Артвина "сланцево-диабазовая ассоциация", лежащие на метаморфическом фундаменте. В этой же связи можно упомянуть относимые к нижней юре глинистые сланцы и песчаники верхов "комплекса Кюре" Центральных Понтид, хотя в вопросах происхождения и возраста этого комплекса, особенно включаемых в него офиолитов, остается много неясного (Ustaomer, Robertson, 1997).

Главные рифтогенные структуры, бассейны Большого Кавказа и Горного Крыма протянулись параллельно границе с океаном в 200-300 км к северу от нее. Вначале, в синемюре-плинсбахе в узкой осевой части первого из этих бассейнов накапливались глинистые осадки, а во втором - проксимальный, существенно песчаный флиш. На ступенчато погружавшихся бортах формировались фациально изменчивые толщи гравелитов, кварцитов, глинисто-алевритовых пород иногда с линзами известняков. Там же размещались локальные проявления вулканизма, особенно многочисленные в Северо-Кавказском вулканическом поясе на северном борту бассейна. Преобладают известково-щелочные лавы и пирокластиты среднего и кислого состава

В позднем плинсбахе - аалене оба бассейна значительно расширились, продолжая заполняться песчано-глинистыми, в том числе флишoidными отложениями. В осевом трого Большого Кавказа растяжение и утонение коры сопровождалось толеит-базальтовым магматизмом: внедрением многочисленных диабазовых даек (ориентированных вкрест растягивающим напряжением) и трещинными излияниями лав. В позднем аалене вдоль западной части трога происходили внедрения и извержения кислой магмы палингенного происхождения. Последнее, наряду с полным отсутствием офиолитов или продуктов их переотложения, свидетельствует в пользу того, что расширение и углубление бассейна Большого Кавказа сопровождалось лишь растяжением и утонением континентальной коры. Ее полного разрыва с новообразованием океанической коры, судя по всему, не было.

Бассейну Большого Кавказа свойственна асимметрия, которую подчеркивает размещение ранних проявлений вулканизма преимущественно вдоль его северного борта относительно крутого и приподнятого (профиль I на рис.3). Вполне вероятно, что бассейн развивался по модели асимметричного рифтинга, т.е. над главным сместителем - пересекавшим кору пологим сбросом, северный наклон которого мог предопределить южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций (Ломизе, 1996). Если сравнивать юрский бассейн Большого Кав-

каза с хорошо известным и все еще активным асимметричным рифтом Красного моря, то наряду с резким различием физико-географических условий накопления осадочных формаций и их состава, обнаруживается сходство в последовательности формирования структуры и в магматизме. Разнообразные вулканы Северокавказского пояса (синемюр-ранний плинсбах) можно сопоставить с вулканами аравийского побережья (Тахима-Азир и др., возраст 25-20 млн. лет); и те, и другие знаменуют раннюю стадию развития бассейна и приурочены к его приподнятому борту. Более поздние толеитовые базальты осевого трога Большого Кавказа (поздний плинсбах-аален) близки в Красном море молодым базальтоидам на концах его осевого трога, где континентальная кора сильно утонена, но спрединг еще не начался (комплекс Забаргад, 5-0 млн.лет).

Вдоль северного края бассейна Большого Кавказа следовала цепочка узких грабенов Пшекиш-Тырныузской шовной зоны, заполненных мощными мелководно-морскими отложениями плинсбаха - аалена. В то же время далее к северу, в Предкавказье формировалась система грабенообразных впадин восточно - северо-восточного простирания, заполненных континентальными, часто угленосными обломочными отложениями, среди которых встречаются вулканы андезитового, дацитового и риолитового состава (Панов, Стафеев, 2000).

В целом Кавказская континентальная окраина начала альпийского этапа, обширная и развигавшаяся в обстановке растяжения, во многом напоминает современный Западноарктический шельф Евразии с его системой рифтогенных “структур тектонического отрыва”, утонением земной коры и большими мощностями отложений во впадинах.

Для ранней юры проявления тектоники растяжения, в том числе рифтинг, признаны характерной чертой пассивных континентальных окраин в масштабах всего Тетиса (Dercourt et al., 1993), они отражали обстановку уже назревавшего в то время распада Пангеи. В таком контексте может быть определенным образом интерпретирован и структурный рисунок размещения рифтовых впадин на Кавказской окраине. В Предкавказье, располагаясь эшелонированно, они образуют оперяющую систему по отношению к басс.Большого Кавказа, вытянутому параллельно границе континент/океан. Ориентировка оперяющих структур, соответствующая левостороннему сдвигу, позволяет заключить, что еще в лейасе-аалене определилось то напряженное состояние, которое уже в келловее (с началом раскрытия Центральной Атлантики) переросло в левосторонние смещения между Гондваной и Лавразией, происходившие вдоль Тетиса.

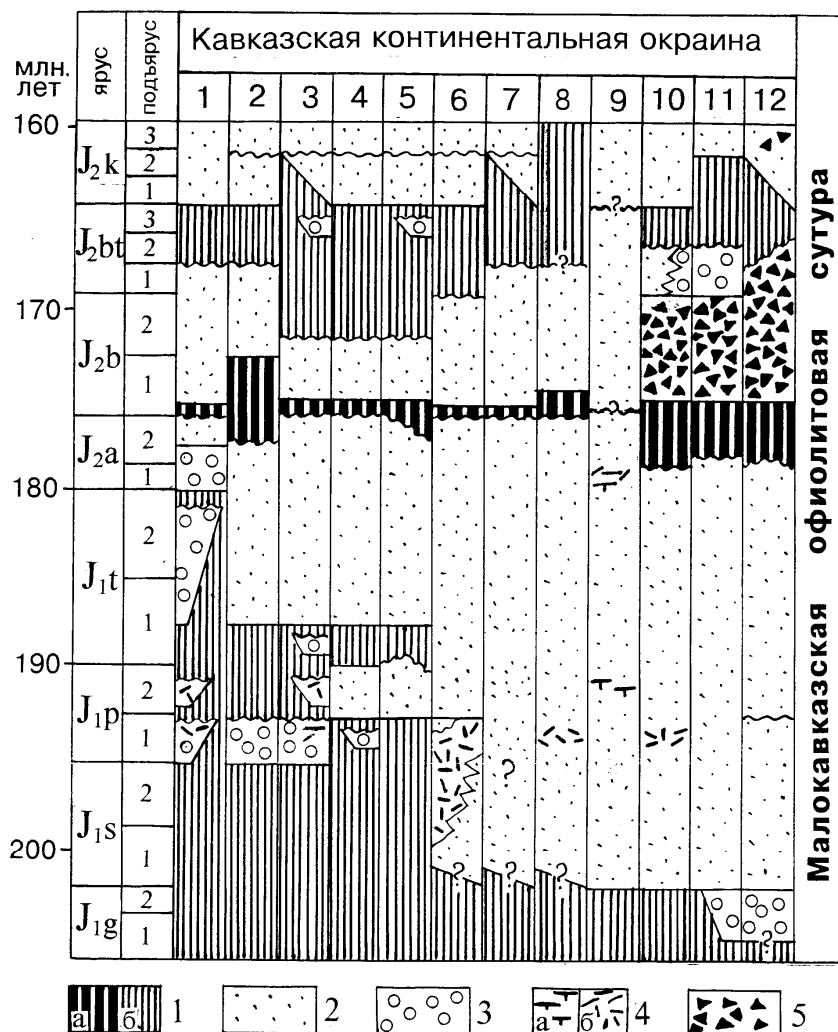
**Тектоническое преобразование континентальной окраины, предшествовавшее первым проявлениям байосского вулканизма (конец аалена - начало байоса): начальная амагматическая фаза субдукции.** Время преобразования пассивной Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину с характерным вулкано-плутоническим поясом отмечено ее общим поднятием, отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-разрывными деформациями сжатия.

Поднятие континентальной окраины выражено почти повсеместным перерывом осадконакопления в конце аалена-начале байоса. В самых южных тектонических единицах Кавказа, непосредственно прилегавших к краю Тетиса, стратиграфический перерыв охватывает весь поздний аален, а также зону *Sonninia sowerbyi* и большую часть зоны *Otoites sauzei* раннего байоса, севернее он варьирует по продолжительности, но как минимум отвечает средней части зоны *Sonninia sowerbyi* (рис.2). В этот узкий возрастной интервал поднятия охватили наибольшую площадь. В Понтидах также известен перерыв под несогласно залегающей вулканогенно-осадочной толщей байоса. В закрытых районах Предкавказья наличие перерыва устанавливается по резко трансгрессивному залеганию байосских (чаще верхнебайосских) отложений на разных горизонтах аалена, нижней юры и даже на доюрских образованиях. Стратиграфический перерыв не зафиксирован только на южном склоне Большого Кавказа в основании относительно глубоководных байосско-батских отложений. Возможно, перерыва там не было, но не исключено, что он не замечен, т.к. контакты аалена и байоса во многих случаях тектонические.

Если суммировать эти наблюдения, то, судя по объему стратиграфического перерыва, сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, а затем поднятия распространились на всю ее ширину. Последовавшие вскоре опускания охватили континентальную окраину почти единовременно.

Поднятия сопровождалась отмиранием рифтогенных бассейнов и деформациями сжатия. Вблизи границы континент/океан в Понтидах были интенсивно смяты те нижнеюрские образо-

вания, которые, как предполагается, локализованы в таких бассейнах. Они несогласно перекрывают байосскими вулканитами, иногда с базальными конгломератами в основании. На остальной территории Понтид отложения лейаса - аалена были слабо деформированы, но и там байос



залегают на них несогласно, а местами перекрывает и более древние образования вплоть до фундамента.

Рис.2. Стратиграфический перерыв в среднеюрских отложениях Кавказской окраины Тетиса, предшествовавший началу субдукционного вулканизма

1- стратиграфические перерывы: а- в конце аалена - начале байоса, б- прочие; 2- морские и 3- континентальные отложения; 4- рифтогенные вулканиты: а- базальты, б- риолиты - андезиты; 5- субдукционные вулканиты.

Тектонические подразделения континентальной окраины: 1-3 - Скифская платформа (1- Северо-Восточное Предкавказье, 2- Юго-Западное Предкавказье, 3- Лабино-Малкинская зона); 4- Пшекиш-Тырныаузская зона; 5-8 - северный борт бассейна Большого Кавказа, зоны: 5- Восточно-Балкарская, 6- Дигоро-Осетинская, 7- Агвали-Хивская, 8- Псешинская и Метлюта-Ахтычайская; 9 - осевая часть и 10 - южный борт бассейна Большого Кавказа; 11 - Закавказский массив; 12 - Сомхито-Кафанская зона

В начале байоса произошло почти полное замыкание бассейна Большого Кавказа с существенным сокращением его ширины, складчатостью и надвигами южной вергентности. Как мы уже отмечали выше, эта вергентность, вероятно, была predetermined в лейасе-аалене соответствующей глубинной асимметрией рифтогенного бассейна. Его северный борт оказался надвинутым на комплексы осевой части бассейна, что обозначило линию Главного надвига Большого Кавказа. Надвинутая коровая пластина расчленена продольными взбросо-надвигами на дигитации, последовательно перекрывшие одна другую в южном направлении со складчатостью в приконтактных зонах. Частота взбросо-надвигов и интенсивность этой складчатости во-

зрастают к югу, в сторону Главного надвига. Это можно наблюдать в Псеашхинской и Метлюта-Ахтычайской тектонических зонах, где и юрский чехол, и фундамент в надвинутой пластине образуют сложную складчато-чешуйчатую структуру. Время складчатости определяется там по пересечению многочисленными дайками диабазов, которые считают близкими по возрасту к вулканитам порфиритовой серии байоса, охватывающей верхи нижнего и верхний байос. Таким образом, основную фазу деформации можно считать предбайосской, хотя следующая, предкелловейская фаза, вероятно, существенно усложнила структуру.

По другую сторону Главного надвига, перед ним в породах лейаса-аалена также наблюдается сложная чешуйчатая структура, однако она еще больше осложнена последующими, в том числе позднеальпийскими деформациями, в которых участвовали байос-батские и более молодые отложения. Тем не менее и здесь есть участки, где складчатость зафиксирована секущими дайками байосских диабазов. Далее, на южном борту бассейна Большого Кавказа и в Закавказском массиве, где близко к поверхности подступает консолидированный домезозойский фундамент, отложения лейаса-аалена испытали сравнительно простые дислокации с образованием блоковых и брахиморфных структур, перекрытых несогласно налегающей порфиритовой серией байоса.

Вдоль северной границы бассейна Большого Кавказа тогда же, в начале раннего байоса закрылись узкие грабенообразные прогибы Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны с мощными отложениями лейаса-аалена. При этом с севера на них был надвинут край Скифской платформы (ее Лабино-Малкинской зоны), что обусловило интенсивную складчатость, возраст которой определяется наличием перекрывающих байосских отложений. Последние залегают с угловым несогласием на разных горизонтах лейаса-аалена и непосредственно на фундаменте. В междуречье Кестанты и Чегема в низах байоса обнаружены олистостромы с глыбами пород надвинутого крыла. Однако в современном виде надвиг включает и более поздние, предкелловейские перемещения с участием байосских отложений. Он был окончательно “запечатан” несогласно залегающим чехлом келловя.

Висячем крыле этого надвига, на краю Скифской платформы также заметны предбайосские деформации: асимметричные складки с более крутым южным крылом, сложенные лейасом-ааленом и несогласно перекрытые байосом. В ядрах некоторых антиклиналей он налегает непосредственно на фундамент.

Наконец, еще севернее, в закрытых районах Предкавказья, на наибольшем удалении от границы континент/океан предбайосская складчатость не замечена. Тем не менее и там полностью закрылись все развивавшиеся ранее грабенообразные впадины лейаса-аалена.

Таким образом, в пределах всей Кавказской континентальной окраины Тетиса поднятия в конце аалена - начале байоса сопровождались деформациями сжатия. Распределение этих деформаций, крайне неравномерное, контролировалось линейной, вытянутой вдоль края континента тектонической зональностью, а также размещением и ориентировкой рифтогенных структур, сокращение которых компенсировалось складчатостью и надвигами.

Интересны данные о том, что на центральном отрезке Большого Кавказа, где горизонтальное сокращение рифтогенного бассейна в предбайосскую фазу было наибольшим, а смятые в складки толщи лейас-ааленских отложений были перекрыты надвигом кристаллических пород фундамента, последние испытали прогрев с соответствующим омоложением К-Аг датировок. Такое омоложение произошло во фронтальной части тектонического покрова у Главного надвига - в “Перевальной тектонической подзоне” шириной до 10 км, где ранне- и среднепалеозойские метаморфиты макерской и буульгенской серий дали определения с максимумом в интервале 160-140 млн.лет. Эти заниженные датировки указывают на время последнего прогресса метаморфитов по мере утолщения сиалической коры в результате складчатости и надвигов при сжатии и замыкании рифтогенного бассейна в средней юре (Бибикова и др., 1991).

На время преобразования пассивной Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину, наряду с общим поднятием и складчатостью, приходится пауза магматической активности, когда сам характер магматизма коренным образом изменился (Короновский и др., 1997). Прекратился и характерный для лейаса-аалена рифтогенный вулканизм. Его самые молодые проявления известны в осевом трого бассейна Большого Кавказа в верхах серии Гойтх, которые отнесены к зоне *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена. Магматизм возобновился при заложении Понтийско-Закавказского вулcano-плутонического пояса уже как субдукци-

онный, его проявления начались в середине раннего байоса с зоны *Stephanoceras humphriesianum*, а местами, возможно, с конца зоны *Otoites sauzei*.

Рассмотренные выше проявления геологической активности на Кавказском обрамлении Тетиса, которые предшествовали формированию там субдукционного вулcano-плутонического пояса, по-видимому, не только взаимосвязаны хронологически, но и выражают единый процесс преобразования континентальной окраины.

Судя по сопутствовавшим складчато-разрывным деформациям, по их характеру и ориентировке, поднятие континентальной окраины в конце аалена-начале байоса было обусловлено сжатием, поперечным к ее простиранию. Объем соответствующего стратиграфического перерыва (охватывающего фаунистические зоны *Graphoceras concavum* и *Sonninia sowerbyi*) определяет, таким образом, время появления и снятия сжимающих напряжений: 178 и 175 млн.лет по шкале Ф.Градштейна и др. (Gradstein et al., 1994), 173 и 170 млн.лет по шкале Б.Хака и др. (Наг et al., 1987). Такая продолжительность стратиграфического перерыва, около 3 млн.лет, наблюдающаяся под Понтийско-Закавказским окраинно-материковым вулcano-плутоническим поясом, наиболее полно отражает длительность приложения сжимающих напряжений, поскольку дальше от границы с океаном объем перерыва варьирует и, в основном, сокращается (рис.2).

Складчатые и взбросово-надвиговые деформации укладываются в тот же хронологический интервал, хотя более точных данных об их распределении в пределах этого времени нет. Можно полагать, что деформации развивались в условиях общего сжатия всей пассивной окраины, хотя и концентрировались в ослабленных зонах, особенно в рифтогенных структурах. В систему этих структур вписывался и бассейн Большого Кавказа, занимавший центральное положение. В его осевой части, где континентальная кора была сильно утонена, складчатость и надвиги особенно интенсивны. Их южная вергентность согласуется с господствующей направленностью дислокаций на всей континентальной окраине, но могла быть предопределена и соответствующей асимметрией самого бассейна Большого Кавказа, если он раскрывался над коровым сбросом с северным падением.

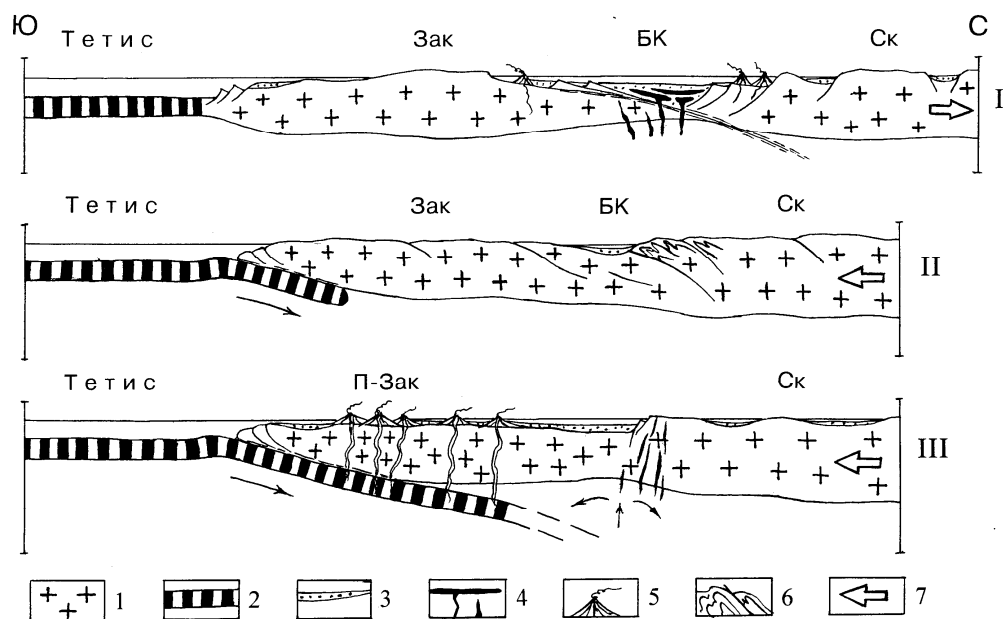
Заслуживает внимания, что начало обсуждаемого интервала времени совпадает на Кавказской окраине Тетиса с завершением рифтогенного вулканизма в позднем аалене. Это дополнительно подтверждает датировку того момента, когда континентальная окраина испытала сжатие, прервавшее рифтинг с его магматическими проявлениями. Конец обсуждаемого интервала времени, когда сжатие прекратилось, а континентальная окраина опустилась и была перекрыта морской трансгрессией, непосредственно предшествовал первым всплескам субдукционного магматизма в середине раннего байоса. К этому вопросу мы вернемся далее.

Наконец, в том же ряду геологических событий находятся данные о прогреве палеозойских метаморфических пород фундамента Большого Кавказа, надвинутых по Главному надвигу на смятые в складки юрские толщи. Согласно К-Ar датировкам прогрев произошел вслед за среднеюрскими складчато-надвиговыми деформациями и мог быть обусловлен утолщением сиалической коры при ее скупивании на месте рифтогенного бассейна.

С большой вероятностью можно полагать, что все в целом - прекращение рифтогенного магматизма, сжатие и подъем континентальной окраины со складчатостью, надвигами и с последующим локальным прогревом коры - было обусловлено началом субдукции. Мы рассматриваем все это как проявления амагматической начальной фазы субдукции, определяющие ее продолжительность и фиксирующие момент заложения конвергентной границы (рис.3). Соответствующий интервал в 3 млн.лет укладывается по своей длительности в рамки расчетного времени перемещения переднего края субдуцировавшей плиты до глубин, где инициируется магнообразование (2-8 млн.лет, см. выше).

С какими тектоническими событиями можно увязать столь резкую перестройку режима северной континентальной окраины Тетиса в средней юре? Для более поздней истории этого океана, начиная с поздней юры, заложение новых зон субдукции удастся коррелировать сначала с относительными сдвиговыми перемещениями обрамлявших океанический бассейн континентов, затем с неравномерностью их встречного разворота, сокращавшего ширину Тетиса. Для средней юры такие события неизвестны, напротив, согласно палеомагнитным определениям ширина океана, по-видимому, оставалась почти постоянной. Вместе с тем, эти определения свидетельствуют о резкой смене направления континентального дрифта, которая произошла именно в средней юре: северный дрейф сменился южным (Gurnis, Torsvik, 1994). Начав-

шееся надвигание северного континентального обрамления Тетиса на океаническую литосферу могло обусловить заложение зон субдукции, превращение пассивной континентальной окраины



ны в активную. Поскольку ширина океана в это время существенно не менялась, субдукция должна была компенсироваться спредингом в южной части бассейна.

Рис.3. Схема эволюции Кавказской окраины Тетиса: I - пассивная континентальная окраина перед началом субдукции (ранняя юра - аален); II - амагматическая начальная фаза субдукции (конец аалена - начало байоса, 178-175 млн. лет); III - активная континентальная окраина после установления режима субдукции (байос - бат).

1- континентальная кора Лавразии; 2- океаническая кора Тетиса; 3- осадочные бассейны континентальной окраины; 4- базальтовый магматизм; 5- сложные вулканические серии; 6- складчатость и разрывы; 7- направление континентального дрефта. Зак- Закавказский массив; БК- область Большого Кавказа; Ск- Скифская платформа; П-Зак - Понтийско-Закавказский вулканический пояс.

В свою очередь заложение зоны субдукции, сопровождавшееся сжатием континентальной окраины, способно объяснить приуроченную к ней складчатость конца аалена - начала байоса, давно уже установленную на Кавказе. Эта складчатость, обычно называемая “предбайосской”, не вписывается ни в одну из канонических, глобальных фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом. Она представляет собой региональное явление, так что грузинские геологи предложили для нее специальное, местное название “дзирульская фаза складчатости” (Цагарели, 1980). Обусловленная началом субдукции, эта фаза вписывается как один из эпизодов в проявления “киммерийской складчатости” на северном обрамлении океана Тетис, где они были тесно связаны с его последовательной аккрецией. Знаменательно, что выделяя эту складчатость в начале XX века, Г.Штилле назвал ее по Киммерийским горам (горам Крыма и Добруджи), хотя, как выяснилось впоследствии, она особенно важна для Тихоокеанского пояса.

Подобным же образом осушение и размыв Кавказской континентальной окраины в конце аалена - начале байоса не вписываются в эвстатическую кривую. В рамках соответствующего секвентно-стратиграфического цикла средней юры они произошли при самом высоком уровне мирового океана (Наq et al., 1987) и, следовательно, выражают собственное поднятие континентальной окраины. Это поднятие, сопряженное, как мы полагаем, с началом субдукции, было столь интенсивным, что проявилось вполне отчетливо даже на фоне эвстатического максимума

Деформациям сжатия при заложении новых зон субдукции посвящен один из разделов недавней публикации П.Циглера с соавторами (Ziegler et al., 1998). Они взяли за образец современную пассивную окраину континента южнее Ньюфаундленда, граничащую со зрелой (мощной и тяжелой) океанической литосферой, прогнувшейся под многокилометровой толщей осадков. В случае заложения там зоны субдукции пододвигание такой литосферы будет сопровождаться ее гравитационным погружением в астеносферу и соответствующим откатом глубоко-

водного желоба от конвергентной границы подобно тому, как это происходит в современном Марианском желобе. Поэтому авторы публикации полагают, что в ходе преобразования пассивных континентальных окраин в активные горизонтальное сжатие должно лишь непосредственно предшествовать субдукции и прекращаться с ее началом.

Рассмотренные нами данные об условиях заложения и развития юрской зоны субдукции на Кавказской окраине Тетиса дают представление о другом течении событий. Горизонтальное сжатие сопровождало субдукцию на всем протяжении ее амагматической начальной фазы длительностью около 3 млн. лет. Таков объем стратиграфического перерыва на поднятии континентальной окраины Тетиса, которое образовалось и поддерживалось при воздействии сжимающих напряжений, оставивших также складчатые и разрывные деформации. Сначала была поднята ближайшая к океану часть континентальной окраины, затем поднятия распространились на всю ее ширину. Первое проявление сжимающих напряжений на континентальной окраине было зафиксировано также прекращением рифтогенного магматизма.

Устойчивое горизонтальное сжатие в течение всей начальной фазы субдукции, направленное вкрест простиранию Кавказской континентальной окраины Тетиса, свидетельствует о высоких силах сцепления на формировавшейся в то время конвергентной границе. Одна из вероятных причин - молодость и соответствующая плавучесть начинавшей субдуцировать океанической литосферы, возраст которой в средней юре, возможно, не превышал 50 млн. лет (если судить по поздне триасовым и раннеюрским датировкам офиолитов) или был несколько большим. При заложении зоны субдукции такая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и пододвигаться только при большом горизонтальном сжатии. Мы полагаем, что оно поддерживалось до тех пор, пока фронт океанической плиты, уходя на глубину, все еще взаимодействовал с литосферой. Определенная по геологическим данным длительность начальной фазы субдукции соизмерима в таком случае с расчетной, полученной исходя из мощности континентальной литосферы и средней скорости субдукции.

Только когда фронт субдуцировавшей плиты вошел в относительно вязкое вещество астеносферы, сжимающие напряжения снизились, Кавказская континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, а деформации сжатия прекратились. Приблизительно в то же время субдукция достигла глубин, где она инициирует магнообразование. Амагматическая начальная фаза завершилась, и субдукция вступила в зрелую фазу своего развития, выраженную формированием Понтийско-Закавказского вулканического пояса.

### Литература

- Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С., Грачева Т.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Видяпин Ю.П. (1991). U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. РАН. Сер. геол. № 9. С. 23-35.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси. 407 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1966). Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей // Геотектоника. № 3. С. 15-29.
- Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П., Соболев А.В., Колесов Г.М. (1987). Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строеие сейсмофокальных зон. М.: Наука. С. 150-167.
- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. (1997). Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 5. № 3. С. 58-65.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гушин А.И., Зарщиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. (1997). Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 4. С. 5-12.
- Ломизе М.Г. (1983). Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра. 194 с.
- Ломизе М.Г. (1966). Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения. М.: Изд-во МГУ. С. 34-35.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И. (2000). Амагматическая начальная фаза субдукции на северном обрамлении Тетиса // Ломоносовские чтения. М. С. 15-16.



- Лордкипанидзе М.Б. (1980). Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси. 162 с.
- Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. (1984). Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа)// 27-й Международный геологический конгресс. Коллоквиум 03. Доклады. Т. 3. М.: Наука. С. 72-83.
- Менгел К., Ведеполь К.Х., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. (1993). Среднеюрский вулканизм зоны южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука. С.80-107.
- Панов Д.И. (1988). Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра)//Бюлл.МОИП. Отд.геол. Т.63. №1. С.13-24
- Панов Д.И., Стафеев А.Н. (2000). Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 2. С. 19-27.
- Топчишвили М.В. (1996). Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.108. Тбилиси. 216 с.
- Цагарели А.Л. (1980). Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид “тетисного” происхождения. М.: Наука. С. 187-192.
- Adamia S., Bergougnan H., Fourquin C., Haghypour A., Lordkipanidze M., Ozgul N., Ricou L.E., Zakariadze G. (1980). The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. N115. P. 122-136.
- Bassoullet J.-P., Bergougnan H., Enay R. (1975). Repartition des faunas et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, region du Haut-Euphrate // C. r. Acad. sc. Paris. Vol. 280.N 5. P. 583-586.
- Dercourt J., Ricou L.-E., Vrielinck B. (eds). (1993). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Paris.
- Enay R. (1976)/ Faunas anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogeographiques nord et sud Tethysiens // Bull. Soc. Geol. France. Vol. 18. N 2. P. 533-541.
- Evolution of the Tethys / Eds: Aubouin J., Le Pichon X., Monin A.S. (1986) // Tectonophysics.Vol. 123. N 1-4. P. 1-315.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z. A (1994). Mesozoic time scale // Journ. Geophys. Research. Vol. 99. № B12. P. 24051-24074.
- Gurnis M., Torsvik T.H. (1994). Rapid drift of large continents during the late Precambrian and Paleozoic: Paleomagnetic constraints and dynamic models // Geology. Vol. 22, N 11. P.1021-1026.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. Vol. 235. N 4793. P. 1156-1167.
- Okay A.J., Sahinturk O. (1997). Geology of the Eastern Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68. P. 291-311.
- Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P. (1995). Stratigrafic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // Journ. Geol. Soc. London. Vol. 152, N 5. P. 861-872.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A. (1997). Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. P. 486-640.
- Ustaomer T., Robertson A. (1997). Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68. P. 255-290.
- Yilmaz O., Boztug D. (1986). Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys // Geology. Vol. 14. N 2. P. 179-183.
- Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F., Solov'eva N.V. (1996). REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic - Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus // Terranes of Serbia. Belgrade. P. 129.
- Ziegler P.A., van Wees J.-D., Cloetingh S. (1998). Mechanical control on collision-related compressional intraplate deformation // Tectonophysics. Vol. 300. N 1-4. P. 103-129.

## О ТЕКТОНИКЕ АКВАТОРНОЙ ЧАСТИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н.П.Гамкрелидзе, С.А.Гонгадзе, **Р.И.Надирашвили**

**О тектонике акваторной части Аджаро-Триалетской зоны по геофизическим данным.** Н.П.Гамкрелидзе, С.А.Гонгадзе, **Р.И.Надирашвили**. Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380030 Тбилиси.

В статье рассмотрены некоторые вопросы геолого-геофизической интерпретации аномального магнитного поля (АМП) территории Грузии и восточной акватории Черного моря (ВЧМ). Установлена интенсивная и морфоструктурная зональность АМП, довольно четко отражающая на суше геотектоническую зональность. На море же картина несколько иная и связана, по-видимому, с глубинным строением дна бассейна. Составлена геотектоническая схема Восточного Черноморья. На ней Аджаро-Триалетская зона, как таковая, очерчена с трех сторон разломами различного глубинного заложения. Ее юго-восточная периферия охватывает западный склон Восточных Понтидов. К западу, расширяясь и погружаясь в море, она затухает на расстоянии 50-60 км, а с севера ограничена Грузинской глыбой, характеризующейся в морской части блоковым строением.

*fzfhf\_shbfktsbc pjybc fmdfnjhekb yfobkbc ntmnjybrbc cfrbs[bcfsdbc utjabpbrehb vjyfwvtv,bs=  
y\ufv\htkb·t= c\ajyqf·t= [h\yflbhfidbkb]= rfdrcbbc vbythfkehb ytlktekbc bycnbnenb=  
p\afkbfidbkb m\ 85= 380030 s,bkbc\*

*cnfnbfib ufy[bkekb cfmfhsdkjc nthbnjhbbc lf ifdb pqdbc fqvcfdkts fmdfnjhbbc fyjvfkehb  
vfuybnehb dtkbc (fvd) utjkjubeh\_utjabpbrehb bynthghtnfwbcc pjubthsb itltut,b\= lfutybkb  
fvd byntycbdj,bsb lf vjhajcnhemnehekb pjyfkj,f= hjvtkbw [vtktspt uflfcf[fd= cfrvfhbcfl pecnfl  
utjntmnjybreh pjyfkj,fc= [kj pqdfpt tc cehsb hfvlyflvt ufyc[dfdt,ekbf lf itcf·kt,tkbf  
ufvjodtekb b'jc fepbc acrthbc cbqhvkb fut,ekt,bs= itlutybkb ifdb pqdbcgbsbsc fqvcfdkts  
yfobkbc utjntmnjybrehb cmtvf= vfcp fzfhf\_shbfktsbc pjyf= hujhw fctsb= vrfabjl itvjafhukekb  
cfvb v[hblfy c[dfllc[df xfodljvbc cbqhvkb hqdt,bs= vbcv cfv[hts\_fqvcfdkehb gthbathbf ufhc  
t[dtdf fqvcfdkts gjynblt,bc lfcfkeh athlc= bub lfcfdktsbs pqdfib vfhfct,h bikt,f= b·bht,f lf  
50\_60 rv\_ib mht,f= [kj xhbkjtsblfy itvjcpdqdekb cfmfhsdkjc ,tknbs= hjvtkbw pqdbeh  
yfobkib ,kjrehb fut,ekt,bs [fcbfslt,f*

**To the questions of tectonic of aquatorial (water area) part of Ajara-Trialeti zone according to geophysical data.** N.Gamkrelidze, S.Gongadze, **R.Nadirashvili**. Caucasian Institute of Minerals., Z.Paliashvili str., 85, 380030 Tbilisi.

In the clause some questions of geology-geophysical interpretation of an abnormal magnetic field (AMF) of territory of Georgia and East water area of the Black sea (EBS) are considered. Intensive and morphostructural zonality value of AMF is established, reflecting on the ground rather clearly geotectonical zonality. In the sea the picture is somewhat different, which is connected apparently with the depth structure of the sea. The geotectonical scheme of Black sea is compiled. On it Ajara-Trialeti zone is outlined as such from three sides by breaks of various depth. Its southeast periphery embraces western slope of East Pontides. To the West in the sea, extending and immersing, it fades at 50-60 km from the shore, and at the North is limited by Georgian boulder, which is characterized in sea part by block structure.

Интерес, постоянно проявляемый за последние 100 с лишним лет к геологии восточной части акватории Черного моря (ЧМ) и в частности западного продолжения Аджаро-Триалетской (АТ) зоны, возрос в связи с высокой оценкой специалистами перспектив Грузинского сектора шельфа на углеводное сырье.

Вопросы литолого-вещественного состава, тектоники и возраста отложений, слагающих земную кору в акватории ЧМ, а следовательно, и западного продолжения АТ, широко дискутируются, но пока все это еще не нашло соответствующего определенного решения. В статье предпринята попытка рассмотреть указанные проблемы и, по мере возможности, найти один из оптимальных вариантов, основываясь на комплексном сравнительном анализе накопленной геофизи-

ческой и геологической информации. Выводы рассматриваются нами как предварительные.

Степень геологической и геофизической изученности суши восточного побережья ЧМ высока, акватория же изучена геофизическими методами (МОВ, ОГТ, гравиметрии и магнитометрии) со среднемасштабной детальностью. Комплексный анализ геолого-геофизических данных позволяет составить взаимосвязанные модели геологического строения прибрежной суши и акватории ЧМ, наметить границы западного продолжения АТ и определить особенности его строения. Последние отражены в высокоинформативных материалах МОВ и ОГТ, проведенных на т.н. "Гурийской площади" (100x100 км) в полосе акватории от устья р.Супса и недоходя до госграницы на 30-40 км, а также на составленных на их основе структурных картах отражающих поверхностей, в частности, подошвы четвертичных отложений и горизонтов: I<sup>A</sup> – внутри плиоцена, I<sup>B</sup> - вблизи кровли сармата, I<sup>B</sup> - внутри миоцена вблизи кровли майкопа, II<sup>B</sup> - кровля эоцена, II<sup>A</sup> – кровля среднего эоцена и сводная III и N<sub>1</sub> раннепалеогеново-меловой (мезо-кайнозой) поверхности и поверхности доолигоценного несогласия соответственно (рис. 1, 2).

На исследованной площади отражающие поверхности прослеживаются фрагментарно, редко перекрывая друг друга в разрезе. Только горизонт I<sup>A</sup> - в плиоцене, III и N<sub>1</sub> поверхности относительно выдержаны по площади и дают схематическое представление о структуре осадочного слоя выше поверхности несогласия. Структурные соотношения в пространстве между этими горизонтами на глубине зафиксированы в прибрежной 30-километровой зоне (см. рис.2).

Морфология структур наиболее отчетливо выражена на карте горизонта I<sup>A</sup> (см. рис.1) на глубине 2.0÷2.5 км, от Батумско-Потийского побережья вплоть до глубоководной части, выделяются 12 локальных куполовидных структур, разделенных глубокими и более широкими синклиналями. Складки ориентированы с СВ на ЮЗ (аз.50-65°). Эта морфологическая особенность складчатости сохраняется и на более низких горизонтах (особенно на II<sup>B</sup> - кровля эоцена и II<sup>A</sup> - средний эоцен, с той лишь разницей, что на них оси простираются с азимутами 60-70°).

По ориентации структур и по наличию несогласия в подошве олигоцена, в пределах обследованной глубины, устанавливаются два структурных этажа: верхний – олигоцен и выше и нижний – средний палеоген – мел. Отражения с более глубоких структурных этажей получены неуверенно. Установление несогласия, охватывающего весь шельф до глубоководных впадин, имеет важное значение как для восстановления геологической истории региона, так и для оценки перспектив его нефтегазоносности. Вместе с тем остаются невыясненными состав и возраст отложений, залегающих выше и ниже поверхности несогласия в глубоких прогибах (-10 ÷ -11 км). Структурные соотношения хорошо выражены на временных разрезах и особенно на профиле XI, проходящем параллельно берегу в 30 км от него. На этом профиле (рис.3) видны интенсивно дислоцированные и смещенные отражающие поверхности и их сочетания, дизъюнктивные нарушения, явления диапиризма и сопутствующие им деформации (раздувание и локальные утолщения слоев).

На суше из-за малой информативности сейсмических материалов эти деформации выражены слабо, но выделенные структуры Лесско-Хидмагальская, Натанебская, Чолокская, Чаквис-тавская при общем западном погружении в море имеют продолжение, непосредственное или через ундуляцию. Из дизъюнктивов различного порядка, глубины и генезиса следует выделить региональный разлом СЗ простираения, проходящий на Кулевском шельфе и локальные на Супсинском и Натанебском участках, имеющие СЗ и ЮЗ (соответственно) простираение. Они фиксируются на всех дочетвертичных отражающих поверхностях и возраст их, очевидно, плиоценовый. Супсинский является, вероятно, продолжением фронтального надвига, а Натанебский - выделенного на суше одноименного разлома.

Таким образом, по материалам МОВ и ОГТ :

1. Установлен структурный план на 5 стратифицированных уровнях от среднего эоцена и выше.
2. Выделены два структурных этажа, дислоцированных в различной степени. В верхнем олигоцен-плиоценовом этаже складки имеют СВ-ЮЗ простираение (см. рис.1). В нижнем структурном этаже складки ориентированы различно, в северной части Аджаро-Гурийского шельфа преобладают складки СЗ ориентации, в центральной – близширотного направления, а в южной части изученной площади - ЮЗ направления, отражая виргацию складок и затухание их в западном направлении (см. рис.1,2).
3. Выявленная поверхность несогласия позволяет уточнить геодинамику и историю развития Восточного Черноморского бассейна, проследить этапы наступления его вод на сушу в восточном и северо-восточном направлениях.

Глубинность данных МОВ и ОГТ ограничена (5-7 сек). Более глубокие горизонты земной коры отражены на профилях ГСЗ, выполненных в бассейне ЧМ, и по его обрамлению на суше прерывистым интервалом; в результате составлена сейсмологическая модель Дзирульский массив – Мизийская плита (Земная кора..., 1975). Для нас интерес представляет участок от Дзирульского массива до Грузинского сектора ЧМ включительно. На нем выделяется континентальная

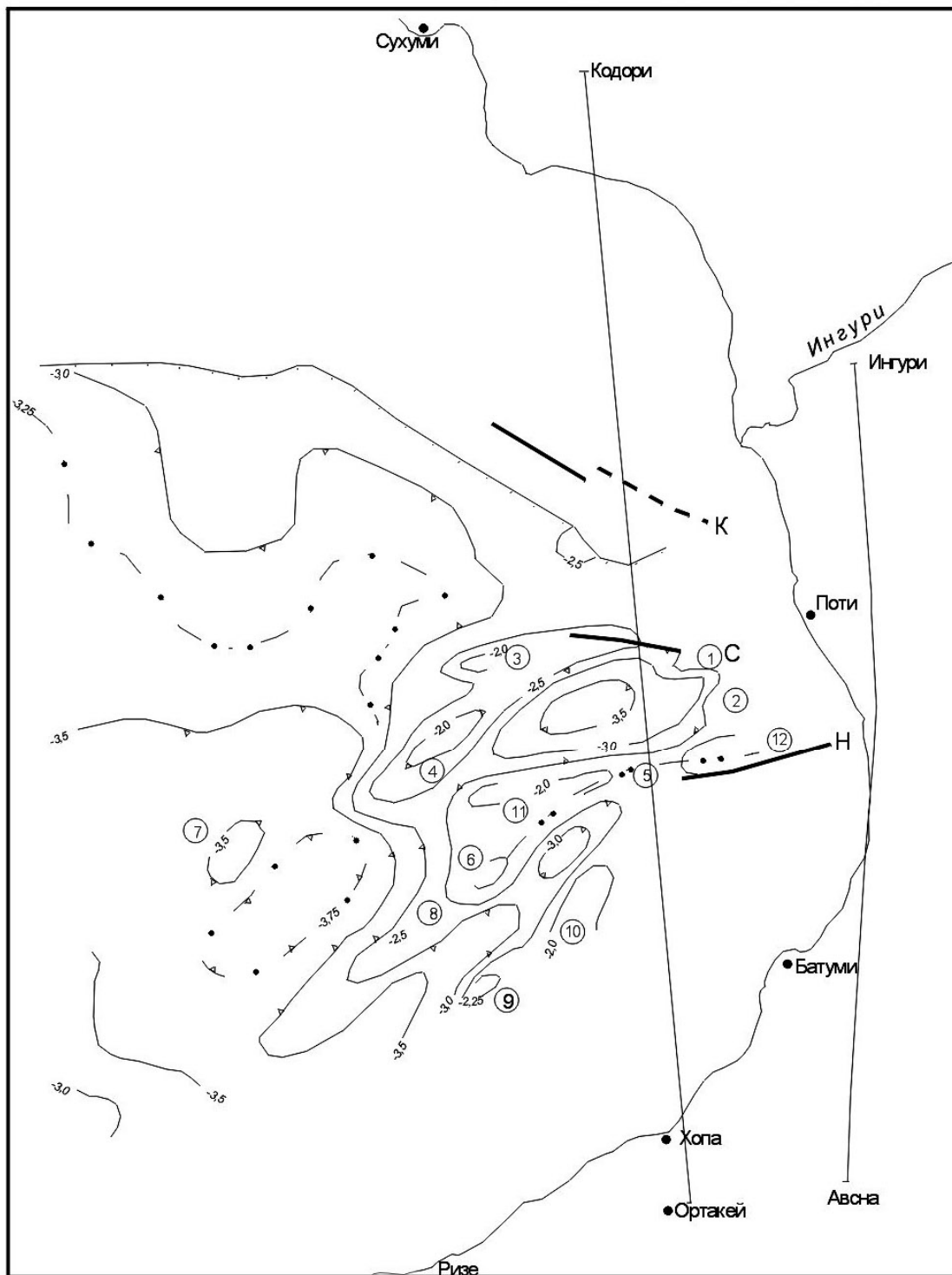


Рис. 1. Структурный план плиоценовых отложений юго-восточной части Черного моря

- а) — изогипсы сейсмического горизонта (внутри плиоцена)  
 б) — а) основные в) дополнительного сечения  
 (12) локальные поднятия, связанные с проявлением глинистого диапиризма  
 — разломы: К-Кулевский, С-Супсинский, Н-Натанебский  
 — зона прислонения горизонта к границе "Н"  
 — оси антиклинальных складок

Локальные поднятия

- |               |                         |
|---------------|-------------------------|
| 1. Супсинское | 2. Лесско-Хидмагальское |
| 3. Булаше     | 4. Восточно-Урекское    |
| 6. Чаквинское | 7. Махарадзевское       |
| 8. Чахатское  | 9. Кобулетское          |
| 10. Габива    | 11. Западно-Урекское    |
|               | 12. Земо-Натанебское    |

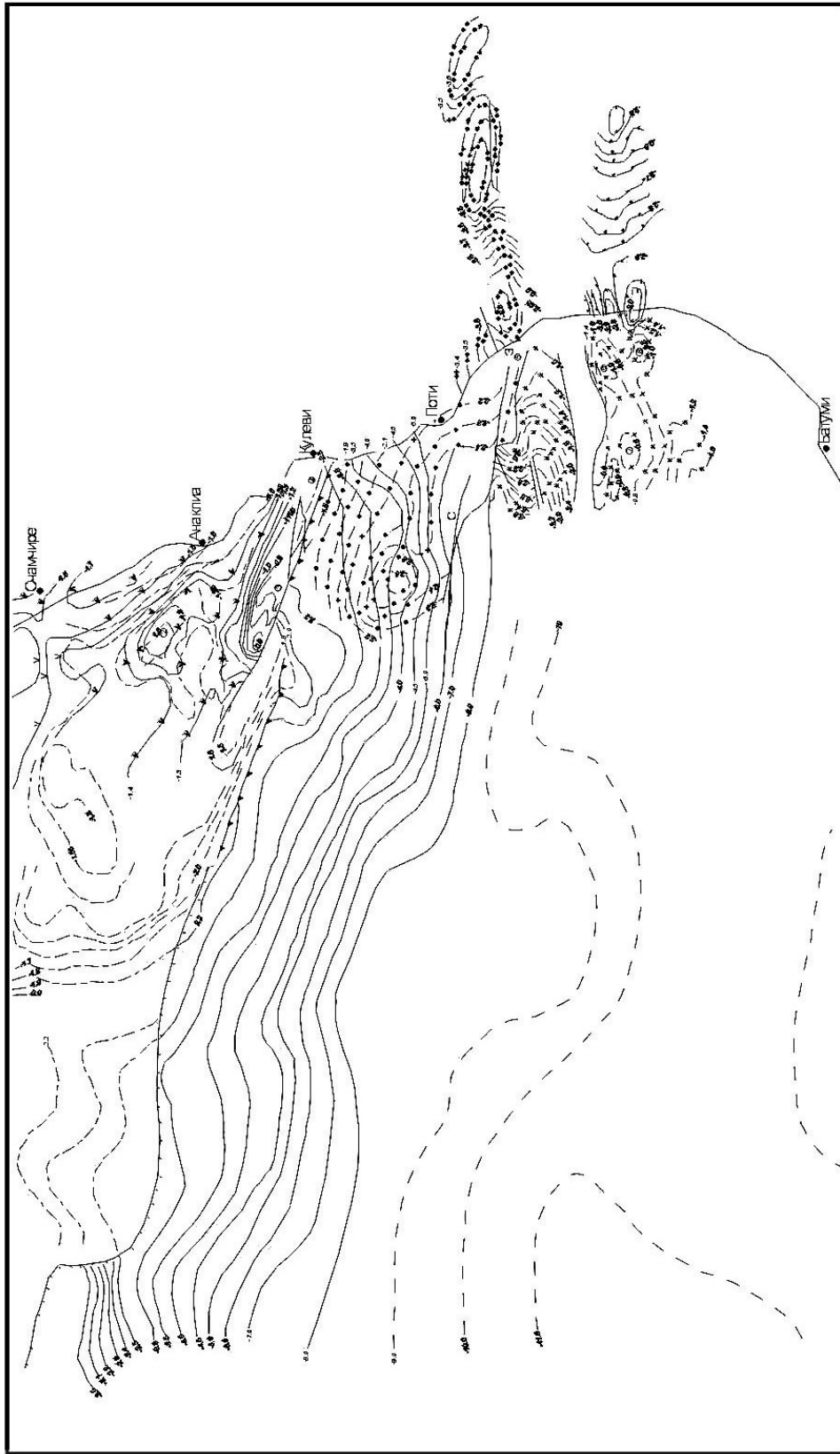


Рис. 2 Структуры по отражающим горизонтам мела и кайнозой горизонтов восточной части Черного моря (составил Н.Гамкрелидзе по материалам Ш.Басенцна, В.Плеханова, 1981 и В.Трангулашвили), на гурийской площади

- |   |   |   |   |
|---|---|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>~ ~ ~ ~ ~ отражающего горизонта (в кровле майкопской сериы)</li> <li>••••• отражающего горизонта (в кровле меликопской сериы)</li> <li>— — — — — отражающего горизонта (в кровле меликопской сериы)</li> <li>— — — — — отражающего горизонта (в кровле меликопской сериы)</li> <li>— — — — — отражающего горизонта (в кровле меликопской сериы)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>а) уверенные</li> <li>б) предполагаемые</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>— — — — — уверенные по отрывочным данным разломы к - кулевское</li> <li>— — — — — границы доолигоценового структурного несогласия</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ</li> <li>2 южно-очакивская</li> <li>3 западно-кулевская</li> <li>4 кулевская</li> <li>5 лесоско-хидмалльская</li> <li>6 наганабоская</li> <li>7 западно-наганабоская</li> <li>8 чопская</li> </ul> |
|---|---|---|---|

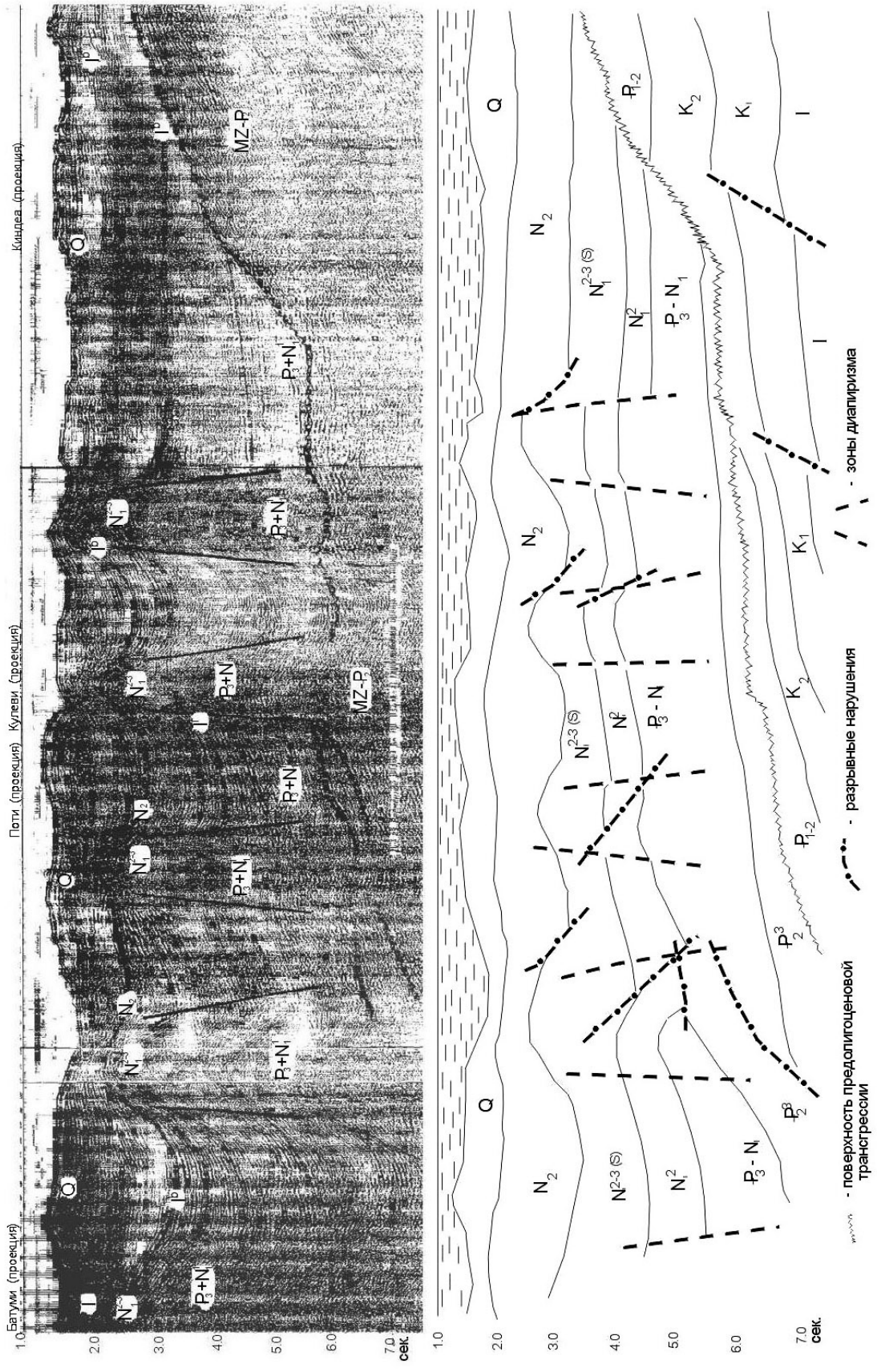


Рис. 3. Временной разрез ОГТ по профилю XI (глубоководная часть Черного моря) (Ш.Басенцян, В.Плеханов, 1981) (а) и его геологическое толкование (б)

кора мощностью 50 км на массиве и 30-32 км на шельфе, где мощность осадочного чехла 6 км, "гранитного слоя" 4-6 км, "базальтового слоя" до 20 км. Вглубь моря "гранитный слой" выклинивается, а мощности осадочного и "базальтового" слоев меняются, у первого от 8 до 14 км, второго – в центре прогиба с 12-20 км до 4-6 км. Выделяющийся на этом профиле западнее Сухумского меридиана глубинный разлом, южнее находит подтверждение в гравитационном и магнитном полях.

По аналогии приведенного разреза земной коры составлены колонки (рис.4-б) для морского продолжения Аджаро-Триалетской зоны.

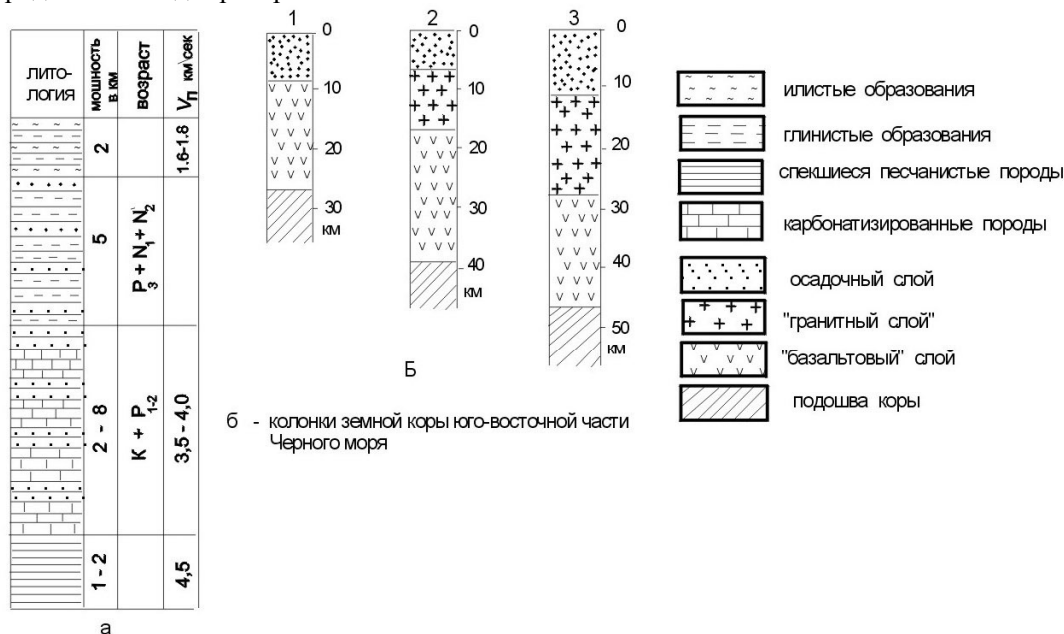


Рис. 4. Строение земной коры ЧМ бассейна в пунктах, указанных на рис.6.

Детальность и информативность аэромагнитных и гидромагнитных карт позволяют рассмотреть вопросы глубинного строения АТ в аспекте возможностей других физических полей, и в какой-то степени ответить на них, т.к. на этих картах достаточно надежно выделяются тектонические элементы и магнитоактивные тела. Особо четко выделяется АТ на среднемасштабных картах аэромагнитной съемки и трансформированных полей  $\Delta T_a$ , в виде широтной аномалии. На них характерное и типичное для АТ поле прослеживается в море на 50-60 км от берега, а на юго-запад (в сторону Турции на суше) на 20-30 км, оконтуривая область предполагаемого распространения АТ зоны. В целом на среднемасштабных картах  $\Delta T_a$  густота и конфигурация изодинам напоминают изогипсы высокогорных хребтов широтного простирания.

На крупномасштабных картах в близширотном, сложном поле  $\Delta T_a$  через каждые 20-30 км в поперечнике системы выделяются разнополярные и разноинтенсивные или высокоградиентные зоны крупномозаичного строения, прослеживающиеся на многие десятки км. По простиранию они через определенные интервалы (30-60 км) нарушены различными возмущениями мелко мозаичного характера или сдвинуты поперек на 5-15 км, образуя некое подобие блочной системы строения. Оси аномалий  $\Delta T_a$  в широтных зонах ориентированы косо на северо-восток под углом 25-30° так же, как и геологические структуры. Таким образом широтная по простиранию АТ зона в аномальном  $\Delta T_a$  поле выделяется общей широтной многомодальной "выпуклой" аномалией, в которой локальные аномалии как и конкретные геологические структуры ориентированы косо с СВ на ЮЗ. Учитывая, что на суше АТ в поле  $\Delta T_a$  выделяется отчетливо и по характеристикам резко отличается от смежных структур, можно утверждать, что АТ с характерным для нее  $\Delta T_a$  полем продолжается в море на расстоянии 50-60 км от берега до 0-ой изодинамы, оконтуривающей аномалию с запада, в пределах глубоководного бассейна, а на юге на 20-30 км от государственной границы Грузии до высокоградиентной полосы  $\Delta T_a$  (в Турции). Совпадение высокоградиентных полос и нулевой изодинамы с геологически установленными разломами (на суше) позволяет интерпретировать линии неоднородностей  $\Delta T_a$  как ограничива-



ющие АТ и внутризональные разломы. На суше АМП разнополярное. По площади преобладают положительные, а по интенсивности - незначительно отрицательные аномалии. Изолинии, как и геологические структуры, простираются в ЮЗ направлении. В акваториальной части АМП положительное, кроме крайне южной части. Длинные оси аномалий в северной части ориентированы на СЗ, в центральной - на запад, а в южной - на юго-запад, как бы отражая погружающийся и веерообразно раскрывающийся антиклинорий нижнего структурного этажа.

Морфоструктурный анализ особенностей  $\Delta T_a$  поля позволил выделить Чорохско-Супсинский шельфовый блок, погружающийся на запад Аджаро-Гурийский блок, сдвинутый на северо-северо-восток.

В отличие от описанного,  $\Delta T_a$  поле глубоководного бассейна ЧМ характеризуется СЗ простираем положительной аномалии шириной 70-100 км, которая начинается у Потийской широты в 35 км от берега и заканчивается у Феодосии, обходя с СВ глубоководный "безграничный" прогиб. Ее возникновение связывают с крупными вертикальными телами в "базальтовом" слое (Земная кора., 1975) или с глубинными разломами, залеченными основными породами, богатыми магнетитом (Шнейдер, 1999), или же наконец поднятием "базальтового слоя". Следовательно, источником возникновения положительных аномалий западного продолжения АТ и других участков ЧМ различны, что особенно четко видно на картах трансформантов поля  $\Delta T_a$ , параметризованных различными способами.

Над Аджаро-Триалетией фиксируется АГП в редукции Буге отрицательного знака, но более высокое чем над прилегающими регионами и характеризуется своеобразной конфигурацией изолиний, четко оконтуривающих ее структурные элементы. Так Гурийская депрессия выделяется минимумом средней интенсивности, а совокупность Аджарских структур положительным максимумом, который в акватории отклоняется к югу в сторону глубоководного прогиба и узкой полосой соединяется с обширным Черноморским максимумом. На продолжении Гурийской депрессии в море зафиксированы два минимума с интенсивностью  $-80 \div -90$  мГл, которые узкой полосой интенсивностью  $-30 \div -40$  мГл, простирающейся на север, через выделенный сейсмическим методом Эшерско-Сухумский прогиб, соединяются с минимумом Южного склона Большого Кавказа. Этот последний в общих чертах совпадает с магнитным минимумом и глубинным разломом, установленным ГСЗ, и нами интерпретируется как грабенообразное понижение по системе глубинных разломов, ограничивающих АТ зону и, по-видимому, другие структуры (Грузинской глыбы) побережья с запада.

По результатам комплексной интерпретации магнитного и гравитационного полей составлены физико-геологические модели по профилям Авсна – Ингури и Ортакей – Кодори (частично совпадающие с проф. ОГТ). На них, как и на других моделях среднеэоценовая вулканогенно-осадочная серия принята за основной аномалиеобразующий (маркирующий) горизонт, характеризующий и определяющий АТ зону как таковую. Для иллюстрации здесь приводится разрез Ортакей-Кодори (рис.5), где выделенные горизонты имеют криволинейную волнообразную форму и состоят из разных по длине и частоте волн. Длиннопериодным соответствуют синклинии и антиклинии, а короткопериодным - наложенные на них локальные структуры. Что касается соответствия модельного построения с натурой можно проследить на сухопутном Авсна-Ингурском профиле.

На Хелвачаури-Супсинском (проф. Авсна-Ингури) направлении отмечается синклиний, которому, по-видимому, соответствует Аджарисцкальская синклиналь (с осложняющими ее более мелкими структурами), погружающаяся и раскрывающаяся в море и незначительно отклоняющаяся на юг. Ее южное крыло переходит в моноклиналь Восточного Понта. Северное крутое крыло, перегибаясь и волнообразно изгибаясь, образует антиклинорий с наложенными антиклиналями (Чахатской, Чаквиставской, Чочхатской и др.) и синклиналями, погружающимися также в сторону моря.

В Гурийской депрессии - синклинии - фиксируются отмеченные выше брахиформные антиклинали, также погружающиеся в западном направлении. Мощность вулканогенной серии на суше более 6 км. В сторону моря она, по-видимому, уменьшается; на Ортакей-Кодорском профиле нижний структурный этаж погружен глубоко, горизонты утоньшены, структуры затухают. Структуры верхнего этажа увязываются с выделенными на суше, но отклонены в северной части на северо-запад, в южной на ЮЗ. В общем, все структуры обнаруживают тенденцию затухания в западном направлении.

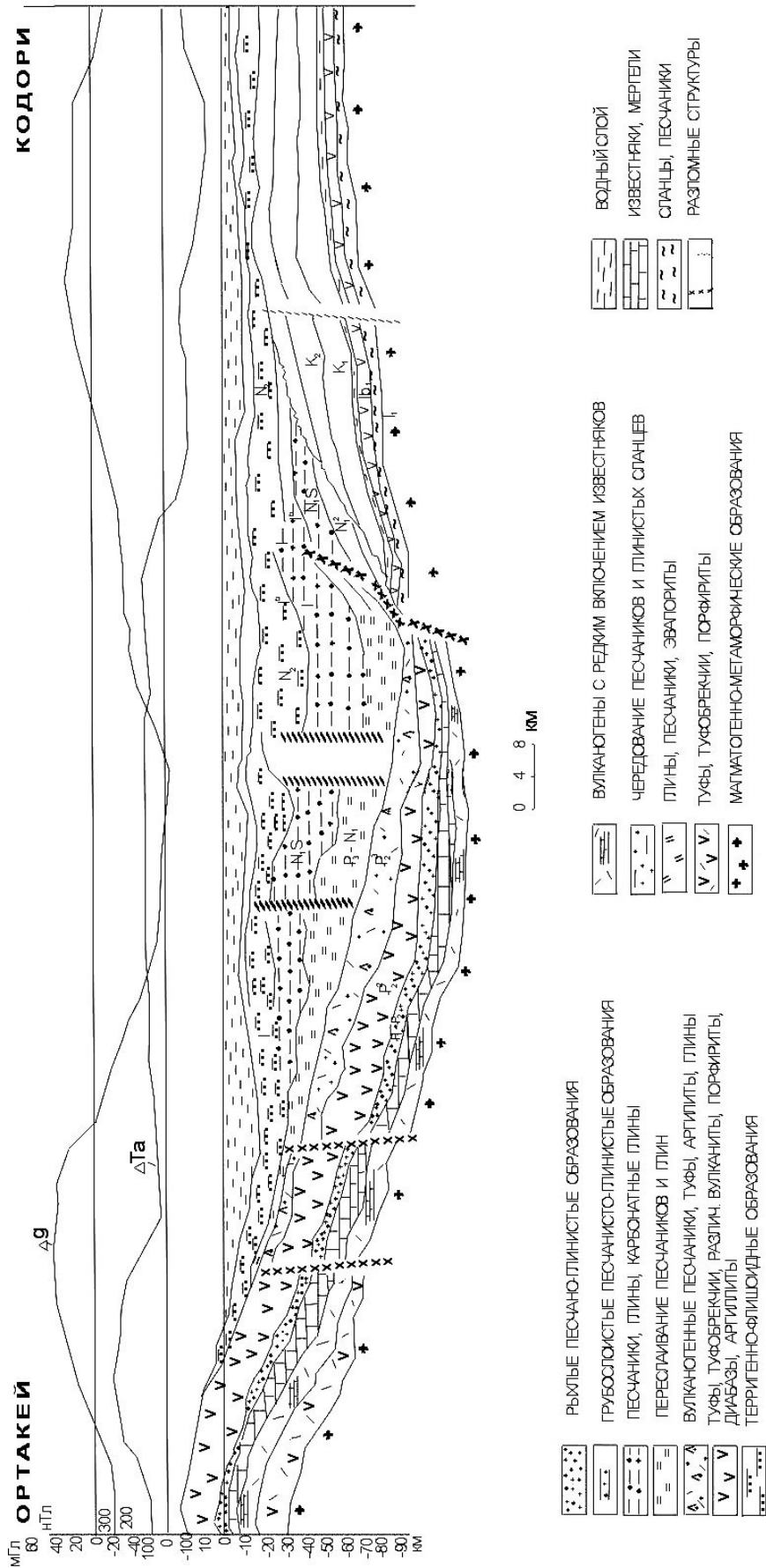


Рис.5. Геолого - геофизический разрез (модель) (располож. см. рис.1.)

Заканчивая характеристику физических полей, отметим, что на геофизических материалах слабо находят продолжение в море Чохатаурская и Кинтришская зоны магнитных аномалий, хорошо фиксирующиеся на суше. Чохатаурская, точнее Кобулето-Чохатаурская зона градиентов, как и одноименный разлом (надвиг) объединяет несколько кулисообразно расположенных линейных неоднородностей магнитного поля и ограничивает с севера смещенный на север - северо-запад вулканический массив Аджаро-Гурийского блока.

Кинтришская же зона интенсивного минимума обусловлена, наверное, обратной намагниченностью или тектоническим смещением магнитных векторов. По этим данным трудно подтвердить или отрицать наличие рифта. Заметим, что зона минимума отклоняется на юг в сторону Чаквы и заканчивается на суше.

Одна из наиболее контрастных аномальных и протяженных градиентных зон следует вдоль СВ крыла Аджарисцкальской синклинали и обусловлена наличием магнитоактивных вулканических пород. Она выходит к морю южнее Батуми.

На основании вышеприведенного анализа геофизических и геологических данных, с учетом существующих представлений и моделей строения АТ зоны (Адамия и др., 1974; И.Гамкрелидзе, 1976; П.Гамкрелидзе, 1949; П.Гамкрелидзе, 1966; Леонов, 1971) и в целом Черноморского бассейна (Земная кора., 1975; Муратов, 1972; Непрочнов, Москаленко, 1969; Шрейдер и др., 1999; Шлезингер, 1981; Яншин и др., 1980) составлена тектоническая схема Восточного Черноморья (рис.6). На ней отражены все крупные тектонические единицы суши и дна моря, выделяющиеся в геофизических полях и охарактеризованные выше.



Рис.6 Тектоническая схема восточного черноморья по геофизическим данным м.1:1 500 000

АТ зона обособлена и автономна, по всей вероятности, со своим геодинамичным механизмом (разрывно-блочным перемещением) в историческом плане формирования, как на суше, так и в море за исключением южной прибрежной части акватории, которую условно называем Предпонтийским прогибом. Нет достаточной информации для ограничения с запада этой принадлежащей АТ полосы. Можно уверенно говорить лишь о том, что указанная выше зона аджарисцкальских градиентов продолжается в Предпонтийском прогибе. С запада, как уже отмечалось, АТ ограничена грабенообразной зоной глубинных разломов, выделенных по геофизическим данным и имеющих продолжение на суше в виде космофотоаномалий, прослеженных на север до Волги и на юг (через Мертвое море в Африку). Еще далее на запад характер потенциальных полей, свойственный АТ, кардинально меняется и приобретает вид его зеркального отображения. Массы, создающие аномальные поля, находятся внутри замкнутых изодинам – в глубоководном котловане и не имеют тенденции простираения к АТ.

Резко отличаются АТ гравимагнитными полями, в которых их экстремальные однополярные значения совпадают в общих чертах по простиранию и по площади от центральной глубоководной части бассейна, где наблюдается преимущественно сочетание разнополярных значений тех же полей, или здесь оси гравитационного и магнитного полей пересекаются под 40-48°. Кроме того в западной части АТ зафиксированы положительные магнитная и гравитационная аномалии средней интенсивности при мощности континентальной коры 45-47 км. В центральной глубоководной части ЧМ, где предполагается отсутствие "гранитного слоя" и мощность субокеанической коры всего 20-30 км (см. рис.4), имеется интенсивная аномалия силы тяжести и, как это не парадоксально, отрицательное или очень слабое положительное магнитное поле.

Наличие гравитационного максимума объясняется уменьшением мощности коры, т.е. близостью горизонта Мохо, а слабое магнитное поле - большой (14 км; см. рис.4) мощностью осадочного слоя, в разрезе которого отсутствуют вулканогенные породы. Следовательно, допущение продолжения АТ в этом направлении и наличия рифтинга (Адамия, 1974; Земная кора..., 1975) лишено основания.

Наконец отметим, что максимум геомагнитного поля (природа и генезис которого охарактеризованы выше) АТ отличается от Симферопольско-Потийского полосового максимума (на рис.6 – область разломов и базификаций в коре), приуроченного к внедрившимся в зоне разлома ультраосновным породам, образующим несколько (до четырех) субпараллельных, пластообразных тел, падающих на северо-восток под углом 45-75°, и постепенно погружающихся с севера на юг с 11 до 20 км (Земная кора..., 1975). Так что в этом направлении АТ, очевидно, также не имеет продолжения.

Таким образом, по геофизическим данным АТ зона продолжается на ЮЗ, охватывая часть Южночерноморской впадины и северные склоны Восточных Понтидов, а ее западная и северо-западная морские части ограничены планетарной системой глубинных разломов. Следовательно, вопросы генезиса АТ и ее взаимосвязи с другими частями ЧМ бассейна геофизическими методами требуют существенного доизучения. Что касается обсуждения вопроса какая из существующих тектонических схем и концепций побережья Восточного Черноморья наиболее оптимальна, то его следует считать пока преждевременным и неуместным.

### Литература

- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. (1974). Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.44. Тбилиси: Мецниереба. С.155-171.
- Артюнетов Е.В. (1993). Физическая тектоника. М.: Наука. С. 88-103.
- Басенция Ш.А, Плеханов В.Н. (1981). Отчет по объекту и оперативный анализ геофизических работ, проведенных в юго-восточной части Черного моря. Геленджик. 251 с.
- Вельвовский Б.С., Вельвовский И.С., Исмагилов Д.Ф. и др. (1989). Структура основания Черноморского глубоководного бассейна //Геотектоника. № 2. С.57-66.
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба. 225 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы //Тр. ин-та геол. и минерал. АН ГССР. Монографии. № 2. 507 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1966). Основные черты тектонического строения Кавказа //Геотектоника. № 3. С. 3-27.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. (1975). М.: Наука. С.358.
- Кетин Н. (1966). Тектоническое строение Анатолии (Малая Азия) //Геотектоника. №3. С.61-70.
- Леонов Г.П. (1971). К вопросу о соотношении и типа геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц //Вестн. МГУ. Геология. № 3. С.27-44.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. (1974). Палеогеновый вулканизм Аджарии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.44. Тбилиси: Мецниереба. С.74-86.
- Муратов М.В. (1972). История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного моря //Геотектоника. № 5. С.22-27.
- Мефферт Б.Ф. (1929). Записка по геологии окрестностей Батума //Изв. геол. ком. Т.XLVIII. №4 Сер. Кавказа и Крыма. С.135.

- Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н. (1969). Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты по сейсмическим данным //Геотектоника. №3. С.103-106.
- Ульянов А.В. (1954). Геология Западной Грузии в третичное время. М.: Наука. 105 с.
- Шрейдер А.А. и др. (1999). Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря //Геотектоника. №1. С.50-69.
- Шлезингер А.Е. (1981). Структура осадочного чехла Черноморского бассейна //Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука. С. 237-262.
- Яншин А.П., Басенцян Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. (1980). Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины //ДАН СССР. Т.252. №1. С.223-227.

## СТРОЕНИЕ И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРТЛИЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ)

В.М.Алания, О.В.Енукидзе, К.П.Коиава

**Строение и кинематическая эволюция южной части Картлийской депрессии (Восточная Грузия). В.М.Алания, О.В.Енукидзе, К.П.Коиава.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Сбалансированный разрез сейсмического профиля, вместе с прогрессивным кинематическим моделированием, были использованы для разработки тектонической модели развития южной части Картлийской депрессии. Южная часть депрессии представлена третичными осадками, которые вследствие пассивного бокового надвига претерпели воздымание и деформацию, связанную с северовергентным дуплексом, представленным здесь олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями. Сбалансированный, поперечный геологический разрез указывает приблизительно на 56%-ное сокращение (-11,38км) на данном отрезке южной части Картлийской депрессии.

*mfhskbc ltghtcbbc cfv[hts yfobkbc (fqvcfdkts cfmfhsdtkj) fut,ekt,f lf rbytvfnbrehb tdjkewbf d\fkfybf j\tyemb·t\ r\mjbfda cfmfhsdtkjc vtwybtbt,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb\ v\ fktmcb·bc m\ 1\$9= 380093 s,bkcb\*

*ctbcvehb ghjabkbc ,fkfycbht,ekb zhbkb= ghjuhtcek rbytvfnbreh vjltkbht,fcfsy thsfl ufvy'tyt,ek bmyf mfhskbc ajhkfylehb fepbc cfv[hts yfobkbc ntmnybrehb tdjkewbbc vjltkbht,b-cfsdbc\ mfhskbc ajhkfylehb fepbc cfv[hts yfobkb ofhvjlutybkbv vtcfvtekb yfktmt,bs= hjvtksfw ufymbwfltc ltajhvwbf lf fptdt,f gfcbehb pehubc itwjwt,bc itltufl lf fv cnhemneht,bc ltajhvwbf lfrfdibht,ekbf xhbjk-dthutynek legktmct,sfy\ legktmct,bc sfyvbvldhdjdf itlut,f jkbujwty-mdtlf vbjwtyehb yfktmt,bcfufy\ itrevidbc cblbt mfhskbc ajhkfylehb fepbc cfv[hts yfobkbc ,fkfycbht,ekb utjkjubehb zhbkbcsdbc 56%(-11=38 rv)-bf*

**Structure and kinematic evolution of southern part of the Kartli foreland basin (Eastern Georgia). V.Alania, O.Enukidze, K.Koiava.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Balanced cross-section of seismic reflection profile, together with forward kinematics modeling, was used to develop a tectonic model for the evolution of the southern part of the Kartli foreland basin. Southern part of the Kartli foreland basin represents of Tertiary strata that have been deformed and uplifted by passive back thrusting and deformation of these structures is related north-vergent duplexes. The duplex sequence consists of Oligocene-Lower Miocene strata. Balanced geological cross-section indicates approximately 56% (-11,38km) shortening for this part of the southern part of the Kartli foreland basin.

В настоящее время существует общепринятое представление, согласно которому северная часть Аджаро-Триалетской складчатой системы перекрыта позднемиоценовыми молассовыми толщами Картлийской депрессии в виде южновергентной зоны пологих надвигов. Формирование этой надвиговой зоны, слагающей зону сочленения связано, как принято считать, с процессом надвигания молассовых толщ с севера на юг, обусловленным общим перемещением масс Большого Кавказа (Башелеишвили 1986; Буртман, 1989; И.Гамкрелидзе, 1976; Папава, 1966).

Новые геолого-геофизические данные позволяют иначе интерпретировать строение и условия формирования этой тектонической зоны. Целый ряд сейсмических разрезов (МОГТ) наглядно показывает, что структура зоны сочленения существенно отличается от ранних представлений (Alania et al., 2001; Banks et al., 1997). Восточнее Дзирульского массива (до г.Мцхета), в пределах фронтальной части Аджаро-Триалети установлены две системы надвигов: верхняя представляет собой наклоненный на юг пакет тектонических покровов, а нижняя сложена надвиговыми пластинами (или дуплексами). Контакт между Аджаро-Триалети и южной краевой зоной Картлийской депрессии тектонический и на поверхности представлен надвигом, имеющим северное падение.

Ниже на основе структурной интерпретации сейсмического профиля (018707) рассматриваются геометрия и кинематика формирования южной краевой зоны Картлийской депрессии, южная часть которой на поверхности представлена миоценовыми отложениями и характеризуется моноклиальным, северным падением толщ. Зона сочленения на данном участке в плане

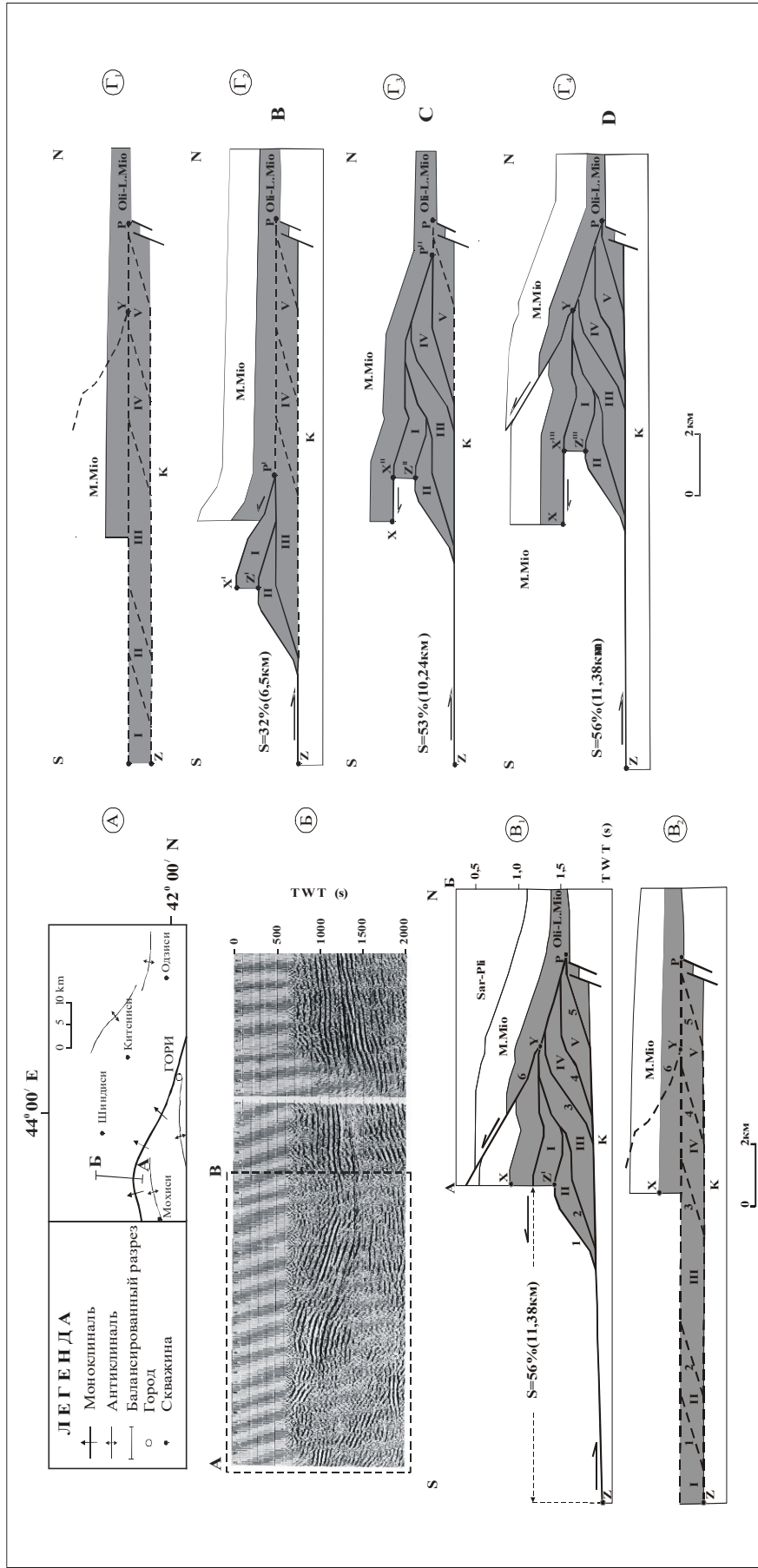


Рис. А – тектоническая схема сочленения Аджаро-Триалети и южной краевой зоны Карглийской депрессии; Б – сейсмический профиль (018707); В<sub>1</sub> – сбалансированный разрез; В<sub>2</sub> – реконструированный разрез; Г<sub>1</sub> – Г<sub>4</sub> – прогрессивное кинематическое моделирование. I-V – последовательность дуллесков; 1-6 – последовательность надвигов; S – сокращение, P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub> – фронт деформаций.



образует выпуклую на север систему дислокаций (рис. А), пересекаемую сейсмическим профилем (рис. Б). Рассматриваемый сейсмический разрез расположен ~15 км восточнее Дзирульско-го массива. На профиле выделяются два сейсмоструктурных комплекса: верхний, верхнемайкопский–миоценовый и нижний, нижнемайкопско-меловой. В верхнем комплексе отмечаются протяженные слабодислоцированные отражающие горизонты, образующие моноклиналь. В нижнем комплексе представлены короткие прерывистые оси синфазности, составляющие несколько налегающих волновых пакетов. Подобный сейсмический рисунок свидетельствует о надвиговой структуре этого комплекса.

Для построений глубинной геометрии геологических профилей и оценки величины их горизонтальных сокращений (или растяжений) в процессе деформаций, широко применяются методы и принципы построения сбалансированных разрезов (Marshak, Woodward, 1988; Woodward et al., 1989). Для таких построений был использован сейсмический профиль (018707), позволяющий реконструировать исходную ширину деформированной зоны.

Как видно из рисунка 1 (В<sub>1</sub>-В<sub>2</sub>), нижний и верхний структурные комплексы снизу и сверху ограничены поверхностями срыва, которые падают навстречу друг другу и сливаются, образуя взаимосвязанную единую систему разрывов. Под южной краевой зоной Картлийской депрессии располагается клиновидный тектонический аллохтон, расщепляющий осадочный чехол внутри майкопской серии. Аллохтонный тектонический клин состоит из 5 дуплексов и кинематически связан с перемещением с юга на север Аджаро-Триалетских масс. Последовательность деформаций рассматриваемой зоны в целом представлена на рисунке (Г<sub>1</sub>-Г<sub>4</sub>). Во время процесса происходило перемещение отдельных пластин в северном направлении и последовательное надвигание их с образованием зоны скупивания. Поэтому майкопская серия под моноклиналильным комплексом тектонически утолщена за счет "слепых" надвиговых перекрытий. В результате выклинивания дуплексов в миоценовую толщу Картлийской депрессии в верхнем структурном комплексе образовался южновергентный пассивный боковой надвиг. Формирование структур нижних и верхних этажей синхронное и, очевидно, происходило, главным образом, в плиоцен-плейстоценовое время. Сбалансированный разрез сейсмического профиля указывает приблизительно на 56%-ное сокращение (-11,38 км) на данном отрезке южной краевой зоны Картлийской депрессии в процессе деформаций.

Таким образом, современное южновергентное надвиговое строение рассматриваемой зоны обусловлено не внешними деформациями, направленными с севера, со стороны Большого Кавказа, а представляет результат ее локальной структурной эволюции.

Авторы выражают благодарность Т.В. Гиоргобиани за ценные советы и замечания.

### Литература

- Башелеишвили Л.В. (1986). Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Автореф.кандид. дисс. Тбилиси. 26 С.
- Буртман В.С. (1989). Кинематика Аравийского синтаксиса //Геотектоника. №2. С.67-75.
- Гамкрелидзе И.П. (1976). Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси. С.226.
- Папава Д.Ю. (1966). Геологическое строение восточной части Триалетского хребта. Автореф.кандид. дисс. Тбилиси. 25 С.
- Alania V., Beridze T., Erukidze O., Girsiasvili D., Koiava K., Razmadze A. (2001). Balanced cross-section across Kartli foreland thrust and fold belt: implications for the timing and kinematics modeling. 4-th International Turkish Geology Symposium (ITGS). Adana. Turkey. P. 198.
- Banks C., Robinson A., Williams M. (1997). Structure and regional tectonics of the Achara-Trialeti fold belt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, republic of Georgia. In: A.G. Robinson ed. //Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68. P.331-346.
- Marshak S., Woodward N. (1988). Introduction to cross-section balancing. in: Basic methods of structural geology. Eds. S.Marshak and G.Mitra. Prentice-Hall. New Jersey. P.303-332.
- Woodward N.B., Boyer S., Suppe J. (1989). Balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration //Amer. Geophys. In Short Course in Geology 6.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАБАЗОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА<sup>1</sup>

Т.В.Гиоргобиани, Д.П.Закарая

**Закономерности размещения, возраст и условия формирования диабазов Центрального и Восточного Кавказа. Т.В.Гиоргобиани, Д.П.Закарая.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

В статье рассмотрен вопрос происхождения диабазовых пород Центрального и Восточного Кавказа с тектонических (структурных и динамических) позиций. Показано, что диабазы в виде даек и небольших линзовидных тел расположены в пределах горст-антиклинориев и разграничивающих их от смежных синклинориев зон крупных региональных разломов. Выяснено, что отличие в составах и текстурах диабазовых пород обусловлено разными условиями кристаллизации одной и той же магмы, происходящих в различных тектонических структурах. Помимо двух известных Казбегского и Кахетинского диабазового поясов, выделен третий - Джурмут-Ахтычайский. На основании изучения соотношений диабазовых тел с вмещающими толщами установлена их интрузивная природа. Высказано предположение об образовании диабазовых даек в результате проявления двух почти одновременных фаз основного магматизма. Сделан вывод, что все диабазы региона представляют собой единый самостоятельный гипабиссальный комплекс интрузивных пород основного состава. Формирование его происходило на позднеорогенном (коллизонном) этапе развития Большого Кавказа в позднемиоцен-раннеплиоценовое время.

*wtynhfkeh lf fqvcfdkts rfdrcbjybc lbf, fpt, bc ufdhwtkk, bc rfyjyjbvbtht, fyb= fcfrb lf ajhvbht, bc gbhj, t, b\ s\ubjhuj, bfyb= \p fmfhfbf\ cfmfhsdtkj vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= \fktmcb·bc m\ 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*cnfnbfib ufy[bkekbw wtynhfkeh lf fqvcfdktsb rfdrcbjybc lbf, fpehb mfyt, bc ofhvji, bc cfrbs[b ntmnjybrehb (cnhemnehekb lf lbyfvbrehb) gjpbwbbly\ yfxdtyt, bf= hjv lbf, fpt, b lfbrt, bcf lf vwbht kbypbct, ehb c[tekt, bc cf[bs ufykfut, ekb fhbfy ]jhc-fynbrkbyjhbevbc afhukt, ib lf vjcfpqdht cbyrkbyjhbev, bcufy vfsb ufV'jab lblb htubjyekb hqdt dt, bc pjyt, ib\ ufhrdtekb= hjv lbf, fpeh mfyt, c ijhbc fhct, ekb ufyc[dfdt, f vfs itlutymbkj, t, cf lf ntmcneht, ib ufvjodtekb tshb lf bubdt vfuvbc rhbcnfkbpfwbbc c[dflfc[df gbhj, t, bs= hjvtkbw vbvlbyfhtj, lf c[dflfc[df ntmnjybrehb cnhemneht, bc afhukt, ib\ wyj, bkb 'fp, tubc lf rf[tsbc lbf, fpehb cfhn'kt, bc ufhl= ufvj'jabkbf vtcfvt /ehvenb-f[nbx'fbc lbf, fpehb cfhn'tkb\ lbf, fpt, bcf lf vfsb itvwdtkb lfcnt, bc ehsbthsj, bc itcofdkbc itltufl lf lutymbkb vfsb bynhepekb , eyt, f\ ufjvsmvekb vjcfpht, f lbf, fpt, bc lfbrt, bc ofhvji, bcf jhb sbsm'vbc thslhjekfl ufvjdktybkb ae·t vfvf'nbp'vbc afpt, bc itlt- ufl ufrtst, ekb lfrcdyf= hjv htubjybc 'dtkf lbf, fpb ofhvjlutyc thsbfy lf vjerblt, tk ]bgf, bcfkeh bynhepbek ae·t mfyt, bc rjvgtmcc\ vbc ajhvbht, f [lt, jlf rfdrcbjybc ufydbsfht, bc udbfyjhjutyek (rjkbpbek) tnfqpt= udbfyvbjwtyeh-flhtgkbjwtyehb lhjbc ufyvfdkj, fib\*

**Regularity of allocation, age and conditions of forming diabasic rocks of the Central and Eastern Caucasus. T.Giorgobiani, D.Zakaraia.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

In the paper the question of an origin of diabasic rocks of the Central and Eastern Caucasus with tectonic (structural and dynamic) positions is considered. It is shown, that the diabases in a form of dikes and small lens-like bodies are located within the limits of horst-anticlinorium and differentiated them from adjacent synclinoriums of zones of large regional faults. It is found out, that the difference in compositions and textures of diabasic rocks, is caused by different conditions of crystallizations of one and the same magma occurring in various tectonic structures. Besides two well-known diabasic belts of Kazbegi and Kakheti, third Jurmut-Akhtichai diabasic belt is distinguished. On the bases of study of ratio of diabasic bodies with containing measures their intrusive nature is established. The assumption of formation of diabasic dikes is stated as a result of display of two close simultaneous phases of basic magmatism. The conclusion is made, that all diabases of region represent a uniform

<sup>1</sup> Доклад авторов статьи на эту тему был заслушан на научном семинаре Геологического института АН Грузии и вызвал острую дискуссию. Поэтому редколлегия сочла необходимым критические замечания к ней опубликовать в виде специальной статьи в данном сборнике (см. с.408).

independent hypabyssal complex of intrusive rocks of basic composition. Its forming took place at a late-orogenic (collision) stage of development of the Greater Caucasus in Late Miocene-Early Pliocene time.

**Введение.** В пределах Центрального и Восточного Кавказа широко распространены разнообразные магматические породы основного состава: диабазы, диабазовые порфириды, авгитовые порфириды и порфириды, которые часто известны под общим названием "диабазы". Они образуют две разобщенные продольные полосы выходов диабазовых пород, расположенных по простиранию мегантиклинория Большого Кавказа, длина которых достигает сотен километров. Северная проходит вдоль Главного хребта восточной части Центрального Кавказа и Бокового хребта, а южная - параллельно Главному хребту Восточного Кавказа. Первая полоса протягивается от Мамисонского перевала на западе до верховьев р.Аварское Койсу на востоке, на протяжении свыше 220 км и составляет в поперечнике 9-14 км. Вторая, шириной 8-11 км, прослеживается с запада на восток от истоков р.Иори до верховьев р.Белоканчай, на расстоянии около 130 км (рис. 1). Эти две полосы выходов диабазов впервые установил Л.А.Варданянц (1935), который назвал северную из них Казбегским, а южную - Кахетинским диабазовыми поясами.

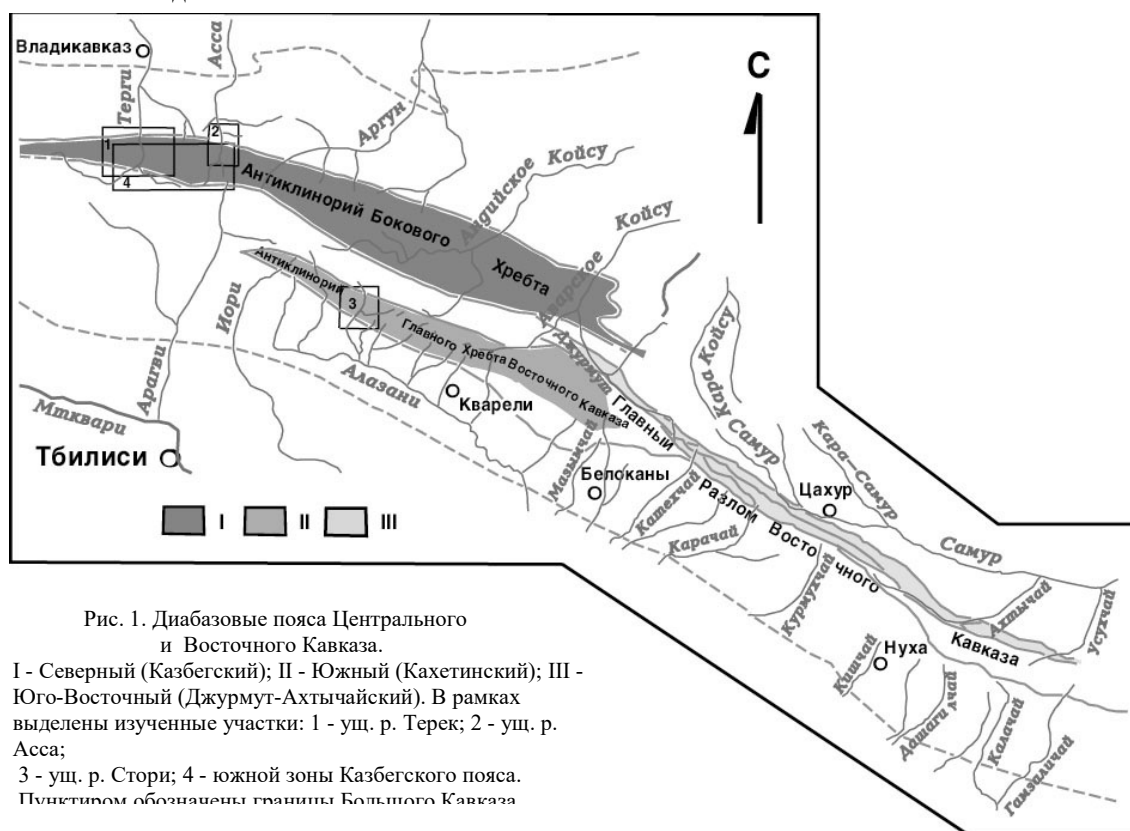


Рис. 1. Диабазовые пояса Центрального и Восточного Кавказа.

I - Северный (Казбегский); II - Южный (Кахетинский); III - Юго-Восточный (Джурмут-Ахтычайский). В рамках выделены изученные участки: 1 - ущ. р. Терек; 2 - ущ. р. Асса;

3 - ущ. р. Стори; 4 - южной зоны Казбегского пояса.

Пунктиром обозначены границы Большого Кавказа

В тектоническом отношении диабазовые пояса размещены только в пределах горст-антиклинориев, в ядрах которых расположены древнейшие образования мегантиклинория: палеозойские гранитоиды или песчано-глинистые сланцевые толщи нижнеюрского возраста. В синклиниях же они, как правило, отсутствуют или иногда по краям встречаются их единичные выходы. Расположены диабазы, в основном, согласно кливажным плоскостям, а также, очевидно, в складчатых крутопадающих разрывах, ориентированных по направлению складчатости. Однако нередко диабазы размещены и вдоль сколовых сбросовых трещин, расположенных диагонально и вкrest простирания структур. Диабазы представляют собой комплекс гипабиссальных пород, сложенных дайковыми телами и небольшими линзовидными массивами, в основном, общекавказского направления. Они характеризуются непостоянными мощностями и крутыми падениями на север и на юг. Протяженность их по простиранию колеблется от нескольких десятков и сотен метров до первых километров. В южных краевых частях горст-антиклинориев диабазы приурочены к узким зонам крупных региональных

разломов, расположенных вдоль их границ со смежными синклиниями. После выяснения пространственно-генетической связи различных диабазовых пород с отдельными тектоническими структурами и ознакомления с литературными данными, авторы сочли необходимым выделить в рассматриваемом регионе третий Юго-Восточный, или Джурмут-Ахтычайский диабазовый пояс (см. рис. 1).

В настоящее время закономерности размещения диабазовых тел в складчатой структуре и их место в тектоно-магматическом развитии региона изучены еще недостаточно. Поэтому в предлагаемой работе происхождение диабазовых пород рассматривается с тектонических (структурных и динамических) позиций, что несомненно представляет определенный интерес, поскольку такой анализ ранее не проводился.

**Краткий обзор литературы.** Впервые диабазы Центрального Кавказа в конце 19-го столетия изучил Ф.Ю.Левинсон-Лессинг. Среди них он в пределах данного региона выделил Чимгисклде-Колотани-Ассинскую формацию. Эти породы, представленные, главным образом, дайками диабазов и состоящие из основного плагиоклаза и роговой обманки, он считал интрузивным комплексом, за исключением колотанских диабазов. Последние, сложенные из пелитизированного плагиоклаза и свежего авгита, обладающие миндалевидной и шаровой текстурами, он относил к эффузивным образованиям. Формирование этих диабазовых комплексов, по его мнению, произошло до проявления в регионе орогенических движений (Левинсон-Лессинг, 1898). Позднее, в начале XX века, исследование диабазовых пород в пределах Центрального Кавказа было выполнено Д.С.Белянкиным. Он, следуя Ф.Ю.Левинсон-Лессингу, выделил здесь две формации: эффузивную Колотанскую, или Чимгис-Чаухинскую и интрузивную Ассинскую. Первая, извержение которой происходило до формирования складчатости, состояла из кислого (альбит) плагиоклаза и свежего пироксена. Вторая, возникшая после складкообразования, сложена основным (лабрадор) плагиоклазом и уралитизированным пироксеном (Белянкин, 1912, 1914а-в). Л.А.Варданянц поддерживал уже предложенное Д.С.Белянкиным разделение диабазовых пород Центрального Кавказа на две формации: Ассинскую (интрузивную) и Колотанскую (эффузивную). Первая, по его мнению, развита в северных зонах выделенных им поясов, а вторая - в южных. Возраст диабазов эффузивной формации автор считал лейасовым, а интрузивной – послекелловейским, но до проявления предметической орофазы (Варданянц, 1935, 1937, 1938, 1947). Г.С.Дзоценидзе высказал мнение о синхронности формирования порфиритовой серии Грузии и диабазовых формаций Центрального Кавказа и исходя из этого возраст альбитовых диабазов он определил как байосский или частично верхнеааленский. Он предполагал, что лабрадоровые диабазы моложе спилитовых пород и считал их возникшими во время последних фаз среднеюрского вулканизма (Дзоценидзе, 1948, 1963).

Последующие исследователи, в основном, разделяли представления вышеназванных авторов в отношении фациальной принадлежности этих пород. Поэтому большинство из них высказывали мнение о развитии в рассматриваемом регионе как эффузивных, так и интрузивных диабазов (Паффенгольц, 1931; Лебедев, 1950; Бунин, 1961; Ажгирей, 1966; Борсук, 1968; Абдуллаев и др., 1975; Чихрадзе, 1979, 1980, 1987, 1988; Пруидзе, 1979; Квиникадзе, 1990; Хуцишвили, 1991). Первые из них, по мнению этих авторов, являющиеся образованиями, синхронными с ниже-среднеюрским осадконакоплением, представлены покровами, пластовыми интрузиями (силлами) и питающими их дайками, а также корнями эффузивных пород, которые участвуют в складчатости вместе с вмещающими толщами (Ренгартен, 1932, 1940; Азизбеков, Алиев, 1940; Кашкай, 1947; Бунин, 1961; Ажгирей, 1966; Долгих, Черницын, 1971; Абдуллаев и др., 1975, Квиникадзе, 1990). Отсутствие туфов среди эффузивов объяснялось трещинным характером излияний в процессе образования диабазов. Вторые, образующие, в основном, дайки, а также некрупные интрузивные массивы, как считали названные исследователи, пересекают складчатую структуру ниже-среднеюрских песчано-глинистых сланцевых толщ. Другие авторы рассматривали диабазы только как эффузивные породы, а интрузивные тела выделяли в качестве субвулканической фации эффузивных образований (Долгих, Черницын, 1971; Пруидзе, 1979; Беридзе, 1983, 1991). Часть исследователей предполагала, что диабазы представляют собой только пластовые интрузии (силлы), согласные с напластованием, принадлежащие к одному или нескольким вулканическим циклам (Азизбеков, Алиев, 1940), либо силлы и секущие интрузивные образования (Кашкай, 1947; Шихалибейли, 1956; Абдуллаев и др., 1972). Некоторые авторы

считали, что диабазы рассматриваемого региона представляют собой только самостоятельные дайковые интрузивные образования (Ренгиртен, 1932, 1940; Филимонов, 1938; Русанов, 1938; Андреев, 1945; Романов, 1968). Не было общепринятого представления об отношении интрузивных диабазовых пород к складкообразовательному процессу. Одни рассматривали их как постскладчатые образования (Паффенгольц, 1931; Ренгиртен, 1932, 1940; Филимонов, 1938; Русанов, 1938; Андреев, 1945; Соловкин, 1952; Бунин, 1961; Романов, 1968), а другие связывали их формирование с проявлениями фаз складчатости: донецкой (Варданянц, 1935), предбайосской (Абдуллаев и др., 1972), предкелловейской (Лебедев, 1950) и предтитонской (Русанов, 1938). Некоторые авторы рассматривали диабазы как жильную серию скрытых на глубине мезозойско-кайнозойских интрузий (Соловкин, 1952), или относили их к жильной серии гранитоидов Дарьяльского ущелья, считая их спессартитами (Афанасьев, 1956).

В настоящее время не существует единства взглядов на возраст диабазовых пород региона. Возраст эффузивов исследователями определяется по времени формирования вмещающих диабазы отложений как раннеюрский (Борсук, 1968; Чихрадзе, 1979, 1980, 1987, 1988) или как ранне-среднеюрский (Бунин, 1961; Ажгирей, 1966). Некоторые авторы приводят более точное время их образования: плинсбахский (Азизбеков, Алиев, 1940; Кашкай, 1947; Лебедев, 1950), плинсбах-нижнеюрский (Пруидзе, 1979; Беридзе, 1983, 1991; Хуцишвили, 1991) или плинсбах-тоар-нижнеааленский (Шихалибейли, 1956) века. Представление о возрасте интрузивных диабазов более разноречивы. Наиболее распространено мнение об их предкелловейском (Андреев, 1945; Лебедев, 1950) или посткелловейском (Романов, 1968), точнее домиоценовом (Ренгиртен, 1932, 1940) образовании. Другие исследователи считали, что эти диабазы имеют ниже-среднеюрский (Абдуллаев и др., 1975), среднеюрский (Соловкин, 1952; Чихрадзе, 1988), байосский (Ажгирей, 1966, Хуцишвили, 1991) или батский (Абдуллаев и др., 1972; Беридзе, 1983, 1991) возраст. Некоторые авторы рассматривали их как послеюрские (Шихалибейли, 1956), верхнеюрско-меловые (Русанов, 1939; Мельников, 1962; Ажгирей, 1966), третичные (Филимонов, 1938; Кашкай, 1947; Бунин, 1961), миоценовые (Чихрадзе, 1968) либо как послемииоценовые (Чихрадзе, 1979, 1989, 1987) образования. Наряду с такими взглядами существуют предположения и о более древнем плинсбах-нижнетоарском (Пруидзе, 1979, Беридзе, 1991) или даже палеозойском (Афанасьев, 1956) возрасте интрузивных диабазов. И, наконец, авторы данной статьи диабазовые дайки ущ. р.Асса также рассматривали как постскладчатые интрузии и считали их послебайосскими образованиями (Гиоргобиани и др., 1983). В более поздней публикации высказано мнение, что образование этих диабазов произошло во время позднеорогенной стадии развития региона в позднем миоцене-раннем плиоцене (Гиоргобиани, 1998).

Таким образом, в настоящее время существуют очень разноречивые представления о фациальной принадлежности, возрасте и генезисе диабазовых пород Центрального и Восточного Кавказа, высказанные разными исследователями в течение столетнего периода их изучения. Новые данные по этим вопросам получены авторами в течение многолетнего геолого-структурного изучения рассматриваемого региона. Диабазовые породы нами исследованы в пределах Казбегского пояса по ущ. рр.Терек и Асса, а Кахетинского - по ущ. р.Стори. Кроме того, были детально осмотрены выходы диабазовых пород в ущ. рр.Ардон и Лопота. Джурмут-Ахтычайский диабазовый пояс описан по литературным данным.

**Северный, или Казбегский диабазовый пояс** изучался нами в двух пресечениях - в ущ. р.Терек, вдоль Военно-Грузинской дороги и в ущ. р.Асса.

**Диабазы ущ. р.Терек** развиты в пределах горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа, сложенного синемюр-плинсбахскими сильноскладчатыми и метаморфизованными глинистыми сланцевыми толщами. В его ядерной части расположены Дарьяльский и Гвелетский палеозойские гранитоидные массивы, которые также рассечены диабазовыми телами. На севере его граница проходит по Бурон-Ларскому разлому, с которым горст-антиклинорий соприкасается с Дигоро-Осетинской зоной Северного склона, а на юге он по Сакецетскому надвигу граничит с Казбег-Лагодехской зоной Южного склона Большого Кавказа (рис 2).

Интенсивно смятая нижнеюрская толща глинистых сланцев пронизана частыми плоскостями кливажа осевой плоскости, а также вязкими и хрупкими соскладчатыми разрывами, характеризующимися в целом субширотным ( $270-285^\circ$ ) простиранием. В гранитоидах же нередко развита гнейсовидность, выраженная параллельно-сланцеватой текстурой пород, имеющей согла-

сное с кливажем направление. По этим поверхностям, в виде многочисленных крутопадающих даек и расположены диабазы, образующие главную систему диабазовых тел. Вторая система диабазовых даек распространена в основном в пределах развития массивных и слабонейсовидных разностях гранитоидов Дарьяльского массива, где она, имея юго-западное простирание, расположена под острым углом к основной системе. Направление одного совпадает с генеральным простиранием тектонических структур, а второй имеет секущую к первому антикавказскую ориентировку. Ширина выходов диабазов Казбегского пояса вдоль ущ. р.Терек, расположенных между ее притоками Белая и Сакцети, составляет 9,3 км. Представлены они только дайками разного простирания и направления падения. Мощность даек главным образом колеблется в пределах 0,3-8 м, иногда достигая 10-20 м. Падение диабазовых тел крутые - 70-80°, редко 60, 85, 90° и направлено как к югу, так и к северу. Примечательно, что диабазы оказывают слабое воздействие на вмещающие глинистые сланцы. Контактный метаморфизм выражен неширокой (от нескольких см до первых м) зоной роговиков с обеих сторон диабазовых тел, в которых первичная кливажная текстура вмещающих пород сильно затушевана или уничтожена.

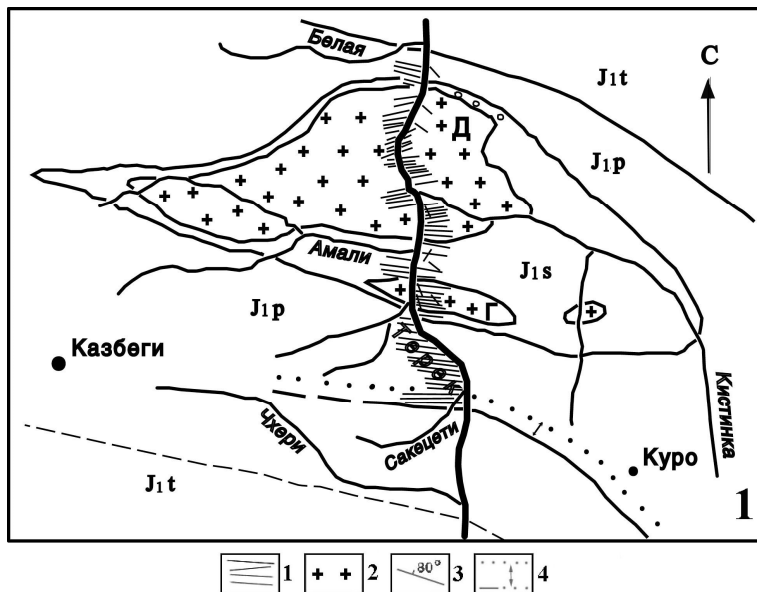


Рис. 2. Схема расположения диабазовых даек в ущ. р.Терек (1).

Гранитоидные массивы:  
 Д- Дарьяльский; Г- Гвелетский.  
 J<sub>1s</sub>, J<sub>1p</sub>, J<sub>1t</sub> - синемюрские, плинсбахские и тоарские отложения.  
 1- диабазовые дайки;  
 2 - палеозойские гранитоиды;  
 3 - крупный разлом;  
 4 - зона крупного регионального разлома.

В пределах северного крыла горст-антиклинория диабазы развиты только на протяжении 600 м от контакта Дарьяльского массива. Залегают они в синемюрских (кистинская свита), а также плинсбахских (циклаурская свита) глинистых толщах и протягиваются, в основном, в субширотном (275-285°) направлении, а иногда имеют северо-западные (300-310°) простирания. Расположены диабазовые тела, как правило, вдоль плоскостей кливажа, рассекая слоистость пород, слагающих складчатые структуры (рис. 3). Большинство даек падает на юго-запад, как и кливажные поверхности, а редко пересекают последние и наклонены на северо-восток.

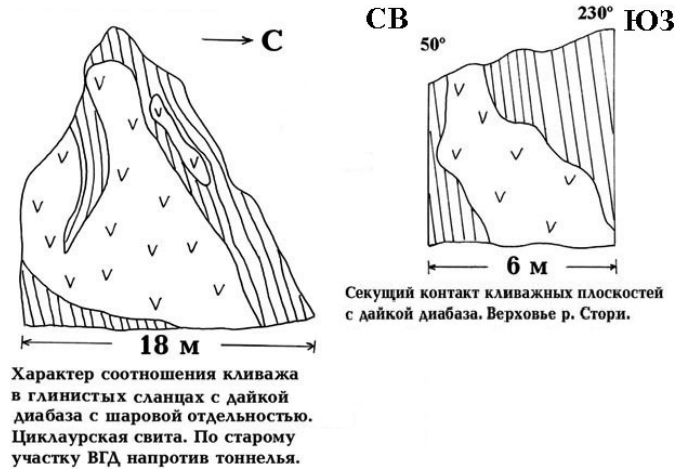
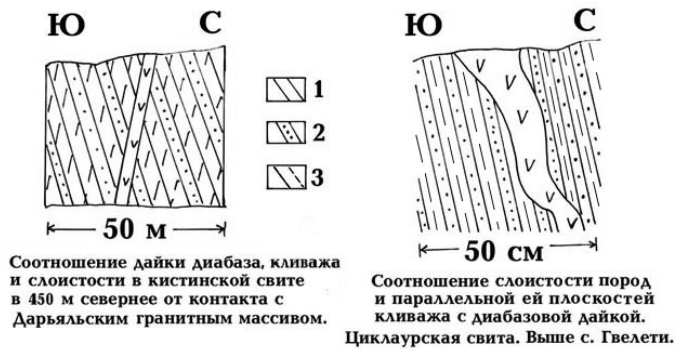


Рис. 3. Соотношения диабазовых тел со слоистостью пород и поверхностями кливажа.

- 1 - тела диабазов;
- 2 - слои песчаника;
- 3 - плоскости кливажа

В расположенных южнее гранитоидах Дарьяльского массива, имеющих протяженность более 4 км и обладающих в основном массивной или слабой гнейсовидной текстурой, отмечаются юго-западные (240-260°) простирания диабазовых даек. Лишь вблизи южного края массива, в контактовой части гранитоидов гнейсовидной текстуры, на расстоянии более 100 м, диабазовые дайки расположены вдоль этих параллельно-сланцеватых поверхностей и характеризуются субширотными (270-280°) простираниями (см. рис. 2). Далее к северу, на протяжении почти 300 м, отмечается частое чередование диабазовых тел субширотных и юго-западных простираний, причем дайки последнего направления приурочены исключительно к узким (до 30 м) зонам проявления гнейсовидной текстуры в гранитоидах.

Развитые же к северу, в пределах почти всего Дарьяльского массива, где гранитоиды обладают массивной или слабогнейсовидной текстурой, диабазовые дайки имеют, в основном, однообразные юго-западные простирания. Приурочены они, очевидно, к системе субпараллельных трещин, расположенных диагонально по отношению к дайкам основного общекавказского направления. Судя по ориентировке они, скорее всего, представляют собой трещины растяжения, которые могли возникнуть только при скалывании. Доказательством служат извилистые и коленообразные формы ограничивающих даек поверхностей (рис. 4). Вышеприведенные факты дают основание предполагать, что в процессе деформации массива, в гранитоидах возникли раздвиговые трещины скалывания, которые затем были заполнены основной магмой. В трещинах аналогичного типа размещены также единичные диабазовые дайки северо-западного (290-300°) простирания. Кроме того, в массиве наблюдаются диабазовые дайки субмеридиональной (340-345°) ориентировки. Некоторые диабазовые тела имеют сложное строение, выразившееся в расположении молодых даек в более древних дайках. Все диабазовые тела в пределах массива падают только в южном направлении.

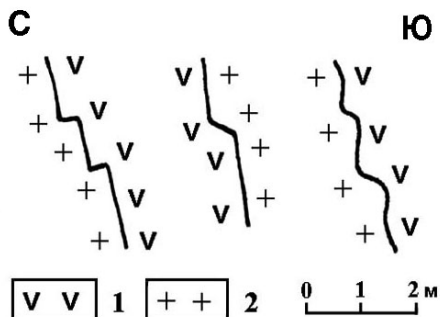


Рис. 4. Расположение диабазовых даек в раздвиговых трещинах скальвания в гранитоидах Дарьяльского массива - 650-700 м севернее от моста на р. Кистинка.

1 – диабазы;  
2 – гранитоиды

Южнее, на расстоянии более 1 км, диабазовые дайки развиты в кистинской свите, расположенной между Дарьяльским и Гвелетским гранитоидными массивами, где они, в основном, залегают вдоль кливажных плоскостей. Дайки в большинстве случаев имеют субширотные ( $270-285^\circ$ ) простирания и главным образом южные, редко северные крутые падения. Кроме диабазов основной продольной ориентировки в межгранитной полосе распространены дайки диагонального - юго-западного ( $255-260^\circ$ ) и северо-западного ( $310^\circ$ ) простираний, а также субмеридионального ( $25^\circ$ ) направления.

Гвелетский массив, который обнажен южнее на расстоянии 0,7 км, сложен главным образом, гранитоидами гнейсовидной текстуры различной интенсивности. Диабазовые дайки в этих породах, в основном, размещены вдоль этих плоскопараллельных поверхностей, ориентировка которых совпадает с элементами залегания кливажных плоскостей. Диабазовые дайки в пределах Гвелетского массива имеют самые различные направления. Им свойственны субширотные ( $275-285^\circ$ ) ориентировки, но встречаются дайки юго-западного ( $255-260^\circ$ ), северо-западного ( $290-295^\circ$ ) и субмеридионального ( $330-360^\circ$ , иногда  $20^\circ$ ) простирания. Последние ограничены поверхностями неровных и бугорчатых очертаний, что свидетельствует об их принадлежности к раздвиговым трещинам отрыва. В северной части массива дайки наклонены на юг. В пределах южной половины наблюдается чередование южных и северных падений, а вблизи южного эндоконтакта они наклонены на север. Около Гвелетского автомобильного моста, на правом борту р.Терек, в гранитоидах расположена дайка субмеридионального направления, которая сечет диабазы продольного простирания, что свидетельствует о том, что диабазовые дайки поперечного направления представляют собой более молодые образования. Однако там же в некоторых случаях создается впечатление об их обратном соотношении. Поэтому не исключено, что такими же являются и некоторые диабазы продольного простирания, тогда это указывает на их почти одновременное формирование.

В других местах ущ. р.Терек взаимоотношение разноориентированных диабазовых даек нами не наблюдалось. Однако несоответствие их простираний предопределяет во всех случаях их взаимное пересечение. Учитывая вышеотмеченное можно предполагать, что диабазы поперечного направления, развитые в Казбегском поясе, в целом являются более поздними образованиями. В некоторых дайках, расположенных в пределах гранитоидных массивов, иногда развиты кливажеподобные сколовые трещины северо-западного ( $300-310^\circ$ ) и юго-западного ( $240-245^\circ$ ) простираний, которые круто ( $75-85^\circ$ ) падают на юг.

Таким образом, в пределах гранитоидных массивов, а также во вмещающих их сланцах, распространены диабазы четырех направлений - юго-западного ( $240-260^\circ$ ), субширотного ( $270-280^\circ$ ), северо-западного ( $290-310^\circ$ ) и субмеридионального ( $340-345^\circ$ ). Подавляющее большинство диабазовых тел в гранитоидах расположены в структурах растяжения, представляющих собой трещины скальвания (в основном диабазовые тела юго-западного направления, а также дайки северо-западного простирания), а незначительная их часть в трещинах отрыва (субмеридиональные дайки). В узкой южной эндоконтактовой зоне, сложенной гнейсовидными гранитоидами, диабазовые тела размещены в пределах параллельно-сланцевых поверхностей, являющиеся трещинами сплющивания. Во вмещающих диабазы толщах, наоборот, основная часть даек размещена в кливажных плоскостях, также возникающих в результате сплющивания, а остальные - в диагональных и поперечных трещинах растяжения.

Далее на юг до широты с.Цдо (Циклаури) расположены песчано-глинистые толщи кистинской и циклаурской свит, пронизанные густой сетью диабазовых даек. Ширина выхода синемюр-плинсбахских пород по ущ. р.Терек составляет около 2 км. Диабазовые тела характеризуются субширотным ( $275-285^\circ$ ) простиранием и преимущественно северным падением. Однако встречаются небольшие (до 100 м) участки обратного южного наклона даек. Пространственно диабазовые дайки, как правило, размещены по кливажным поверхностям, которые иногда залегают согласно напластованию, а также, вероятно, вдоль соскладчатых разрывов. Но иногда они пересекают кливажные плоскости и расположенные согласно с ними слоистую текстуру пород (см. рис. 3). Следовательно, диабазовые дайки секут сложно



деформированные толщи, а сами дайки не дислоцированы. Степень насыщенности (отношение общей мощности даек к ширине вмещающей толщи) диабазовыми породами описанного участка ущ. р. Терек колеблется от 9 до 18,5%, а среднее значение равняется почти 14%. Аналогичные по направлению, мощности, морфологии и характеру деформаций диабазовые породы развиты в пределах западного продолжения данного пояса в лейасовых глинистых сланцах в ущ. р. Ардон.

Южная краевая часть Казбегского пояса расположена между с. Цдо и р. Сакецети и на расстоянии 1 км сложена глинистыми сланцами верхней части циклаурской свиты, которая интенсивно насыщена диабазовыми дайками. Они имеют северо-западные ( $275-285^\circ$ ) простирания и крутые ( $70-80^\circ$ ) падения на северо-восток. С приближением к Сакецетскому разлому дайки постепенно выволакиваются до  $50-60^\circ$ . Расположены диабазовые тела, как обычно, параллельно плоскости кливажа, а также в складчатых вязких и хрупких разрывных нарушениях. На этом участке ущелья мощность отдельных даек резко возрастает до 10-20 м, а также происходит их сгущение и увеличение численности, в результате чего степень насыщенности диабазовыми породами циклаурской свиты достигает 58,8%. В некоторых диабазовых телах отмечается шаровая текстура, хотя по обеим сторонам этих даек развиты контактовые роговики. Одно такое диабазовое тело прорывает деформированные поверхности кливажа, расположенное в глинистой толще циклаурской свиты (см. рис. 3). Поскольку кливаж, образованный в процессе складчатости, обычно пересекает поверхности напластования в дислоцированных нижнеюрских породах, то диабазовые тела, очевидно, можно считать постскладчатыми интрузивными образованиями.

Наряду с аномальным увеличением объема диабазовых пород в разрезе в южной полосе Казбегского пояса резко меняется также минералогический состав диабазовых пород. Если в кистинской свите и в нижней части циклаурской свиты развиты уралитово-лабрадоритовые диабазы ассинского типа, то здесь уже в основном распространены альбитовые (спилитовые) диабазы колотанской формации. Изменение петрографического состава и появление в некоторых диабазовых телах шаровой отдельности, объясняется их принадлежностью к эффузивным вулканогенным образованиям (Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983).

По нашему мнению, вышеотмеченное различие диабазовых даек обусловлено их расположением в зоне крупного регионального разлома, который в докембрийском фундаменте разграничивает разные тектонические зоны. Он, очевидно, состоит из множества субпараллельных разрывов, которые создают зону повышенной проницаемости и служат каналами внедрения основной магмы, не прорывающихся на поверхность, чем вызвано расположение диабазовых тел в узкой (до 1 км) разломной зоне. Присущие им особенности, по нашему мнению, обусловлены не их эффузивным происхождением, а различными обстановками формирования диабазов. В одном случае в "открытых" полостях разрывов, а в других - в пределах тесносближенных плоскостей кливажа, что способствовало проявлению различных процессов постмагматической переработки. Диабазовые тела маркируют зону регионального разлома и пространственно и генетически связаны с этим нарушением, вдоль которого в новейшее время происходили надвиговые перемещения по пологому ( $35-45^\circ$ ) разлому, проходящему по р. Сакецети. Сакецетский разлом, или Циклаурский надвиг, как его называл В.П. Ренгартен (1937), представляет собой восточное продолжение Главного разлома (надвига) Центрального Кавказа. Это нарушение и приуроченные к нему дайковые и линзовидные тела диабазов протягиваются далеко на восток, где, очевидно, соединяются с крупным разломом, вмещающим Чимгискладский и Колотанский диабазовые массивы (рис. 5).

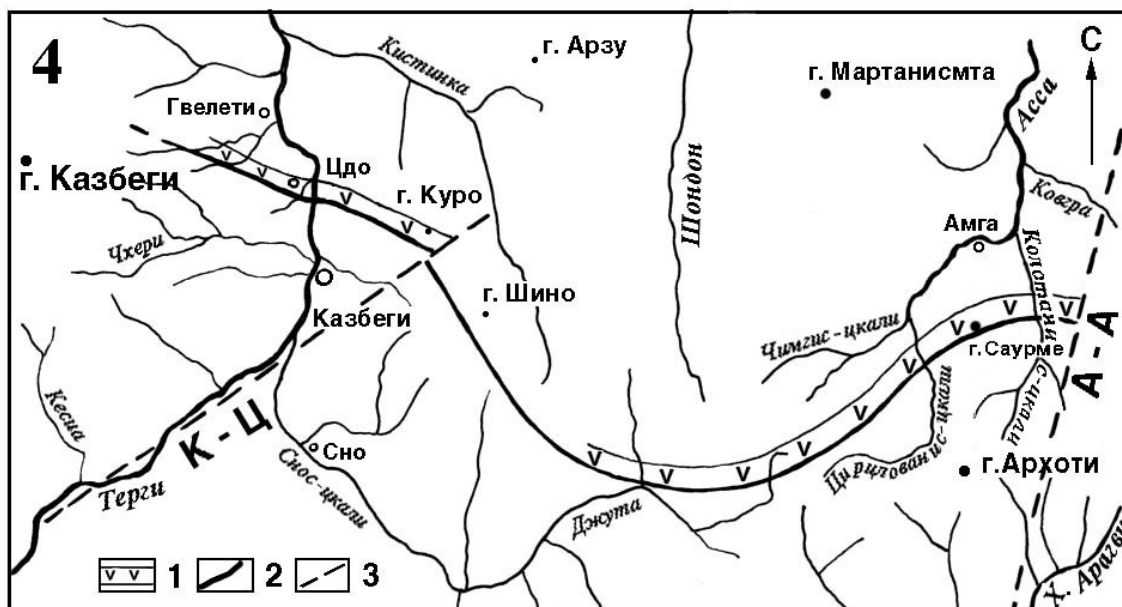


Рис. 5. Южная зона Казбегского диабазового пояса, сложенная породами колотанской формации.  
1 - диабазовые массивы, объединенные; 2 - Главный разлом Центрального Кавказа; 3 - Казбег-Цхинвальский разлом

Диабазы испытали интенсивные постинтрузивные деформации, что проявилось в вилинии, сужении и в раздувах диабазовых тел, а также в будинаже даек различной интенсивности. Общее количество обнаженных диабазовых даек, развитых вдоль ущ. р. Терек, по нашим данным, составляет 441. Поперечное растяжение горст-антиклинория, происходившего в результате внедрения диабазовых даек, судя по их суммарной мощности, достигло более 800 м, а вдоль простираия складчатости - около 330 м. Раздвижение этой тектонической структуры, по-видимому, компенсировалось дополнительным сжатием пластичного междайкового пространства, при сохранении в целом первичной ширины складчатой зоны.

Таким образом, все диабазовые породы, развитые в пределах Терекского пересечения Казбегского пояса независимо от их состава и текстуры, представляют собой только интрузивные дайковые образования. Судя по секущим соотношениям диабазов с вмещающими сложнослоистыми нижнеюрскими толщами, они образовались после окончательного формирования складчатости региона. Выделяемые четыре разноориентированные системы диабазовых даек расположены в тектонических структурах разного типа, возраста и генезиса. Образование диабазового комплекса, очевидно, не было одноактным процессом, а происходило в два этапа в различной кинематической и динамической обстановке.

**Диабазы ущ. р. Асса и ее верховьев.** Рассматриваемое пересечение Казбегского диабазового пояса примечательно тем, что здесь впервые на Центральном Кавказе Ф.Ю.Левинсон-Лессингом (1998) и Д.С.Белянкиным (1912, 1914а-в) были выделены Колотанская и Ассинская формации диабазов. Последние расположены в пределах горст-антиклинория Бокового хребта, сложенного интенсивно складчатыми плинсбах-нижнетоарскими песчано-глинистыми сланцевыми толщами (рис. 6-2). На севере горст-антиклинорий сочленяется с Внешней зоной Горного Дагестана, а на юге по крупному региональному разлому граничит с Казбег-Лагодехской зоной Южного склона Большого Кавказа. Зона этого разрывного нарушения имеет ширину около 2 км и представлена системой тесно сближенных субпараллельных круто ( $75-85^\circ$ ) наклоненных на север и на юг разрывов. Это нарушение, по нашему мнению, является восточным окончанием Главного разлома Центрального Кавказа, который, как известно, представляет собой межзональный взбросо-надвиг общекавказского направления. Характерной особенностью рассматриваемой территории является юго-западная ( $240-250^\circ$ ) ориентировка развитой здесь складчатой структуры, образованной после внедрения даек в роданскую фазу складчатости. Изменение ее обычного северо-западного простираия обусловлено левосторонними перемещениями в зоне

поперечного Асса-Арагвинского сдвига фундамента, происходившего на позднеорогенном (посленижнеплиоценовым) этапе развития Большого Кавказа (Гиоргобиани, Закарая, 1982).

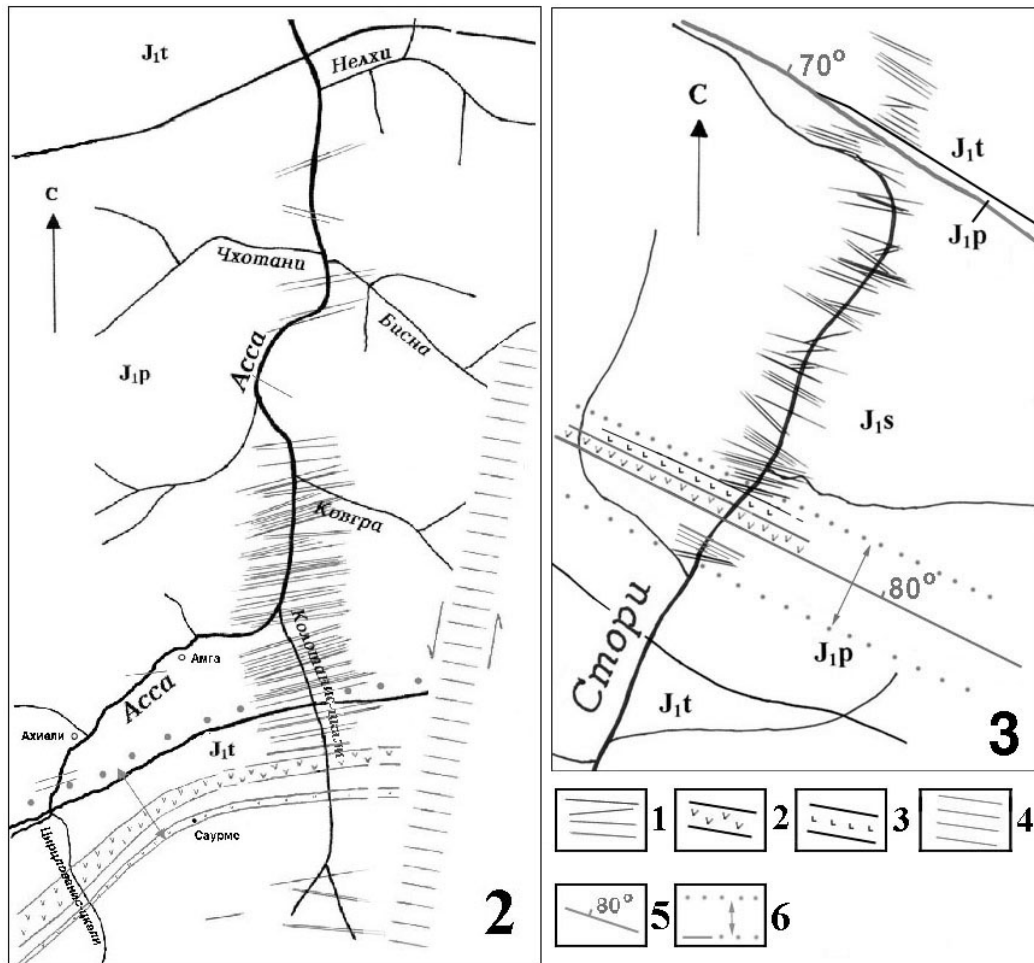


Рис. 6. Схема расположения диабазовых даек в ущ. рр. Асса (2) и Стори (3).  
 J<sub>1s</sub>, J<sub>1p</sub>, J<sub>1t</sub> - синемюрские, плинсбахские и тоарские отложения.  
 1- диабазовые дайки; 2 - диабазовые тела, объединенные; 3 - зона ороговикования; 4 - зона Асса-Арагвинского разлома; 5 - крупный разлом; 6 - зона крупного регионального разлома

В пределах горст-антиклинория широко развит кливаж осевой плоскости и продольные соскладчатые вязкие и хрупкие разрывы. Они расчленяют частыми параллельными поверхностями плинсбах-нижнетоарскую толщу, согласно которым в большинстве случаев залегают дайки диабазов. Более мощные тела последних расположены в зоне вышеотмеченного крупного разлома в крайне южной части пояса, в пределах левого и правого истоков р.Асса (см. рис. 6-2). Ширина выходов диабазовых пород Казбегского пояса вдоль ущ. р.Асса и ее правого притока р.Колотанис-цкали составляет более 14,5 км. Диабазовые тела имеют, в основном, юго-западное (230-250°) простирание, но иногда отмечаются дайки субширотного (260-275°) и реже северо-западного (300-310°) направления. Падают они, как правило, круто (70-80°), иногда 60°, 85°, на север или на юг. Мощности большинства даек в основном колеблется в пределах 0,2-6 м, редко составляет 8-20 м. Создается впечатление, что дайки, расположенные диагонально к дайкам основного направления, пересекают диабазы юго-западного простирания. Наложение на основную систему диабазовых пород поперечных даек указывает на возобновление процесса внедрения основной магмы и длительность формирования диабазового пояса.

Направление падения диабазов в этом пересечении пояса изменяется несколько раз, в зависимости от наклонов вмещающих их поверхностей кливажа и разрывов. Дайки юго-западного простирания от крайне северного выхода диабазов по р.Асса до притока Бисна

падают только на юго-восток. Далее на юг, до устья р.Колотанис-цкали, диабазовые дайки наклонены исключительно в противоположную сторону - на северо-запад под аналогичными углами. Еще южнее, в пределах ущ. р.Колотанис-цкали, до места последнего выхода диабазов, наблюдается чередование северных и южных их падений. Дайки субширотного направления, по ущ. р.Асса, в основном, развиты между правым ее притоком р.Ковгра и устьем р.Колотанис-цкали. Однако единичные дайки встречаются и южнее, в пределах названного истока. Все субширотные тела диабазов однообразно падают только на север. Дайки северо-западного простирания представлены единичными выходами и распространены только в северной части диабазового пояса и наклонены как на северо-восток, так и на юго-запад под углом 60-80°. В пределах горст-антиклинория нижнеюрская сланцевая толща неравномерно пронизана диабазовыми телами. В северной его части, до р.Ковгра, степень насыщенности дайками вмещающей толщи составляет всего 0,7%, в пределах центрального отрезка, до устья р.Колотанис-цкали, концентрация диабазовых пород максимальная - 9,1%, а на его южном участке она составляет 8,8%. На всем протяжении пояса зафиксированная нами 121 дайка имеют общую мощность 900 м. В результате средняя насыщенность плинсбах-нижнетюрской толщи дайками диабазов составляет 6,2%. Наиболее пронизана диабазами центральная часть пояса, сложенная интенсивно складчатыми сланцевыми толщами. Здесь на некоторых участках отмечается тесно сближенное расположение даек, а степень их насыщенности достигает более 25% (рис. 7).

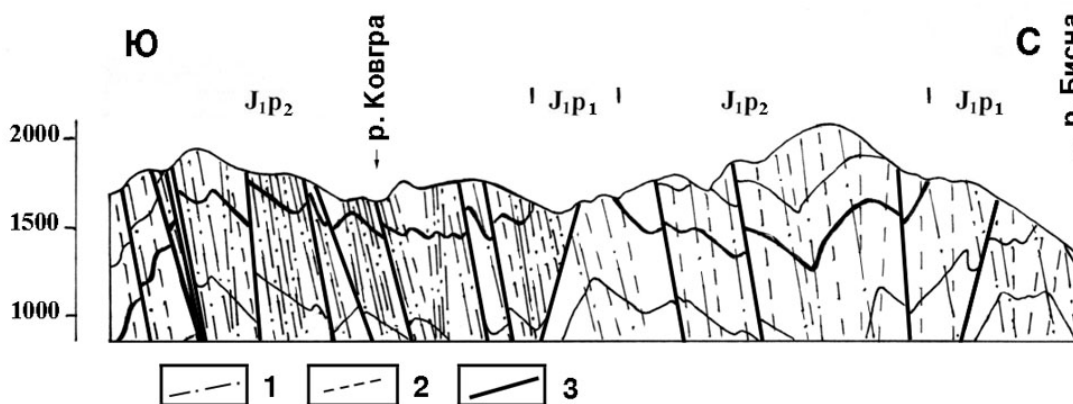


Рис. 7. Геолого-структурный разрез вдоль ущ. р. Асса.  
 $J_{1p1}$  - нижний плинсбах,  $J_{1p2}$  - верхний плинсбах. 1- дайки диабазов; 2 - плоскости кливажа; 3 - разрывы

Пространственно диабазовые дайки, как уже указывалось, в основном расположены по плоскостям кливажа, которые под различными углами (часто 5-20°, иногда 30-50°) пересекают слоистость пород в складчатых структурах. Контакты диабазов с вмещающими породами резкие, а зоны ороговикования варьируют от первых сантиметров до нескольких дециметров. Большинство диабазовых пород в этом пересечении диабазового пояса не обнаруживают явления рассланцованности, а поздние деформации выражены главным образом в их сильном будинаже. Кроме диабазовых даек, в основном размещенных в сланцевой толще плинсбаха, как отмечалось выше, распространены также два массива диабазовых пород. Размещены они в нижнетюрских песчано-сланцевых породах и расположены в двух основных истоках р.Асса - правого р.Колотанис-цкали, в близи развалин зим. Горгу и левого р.Цирцлованис-цкали в пределах хр.Чимгис-кде (рис. 6-2). О внутреннем строении этих массивов изложено в работах М.А.Беридзе (1983, 1991) и частично использовано нами при их описании.

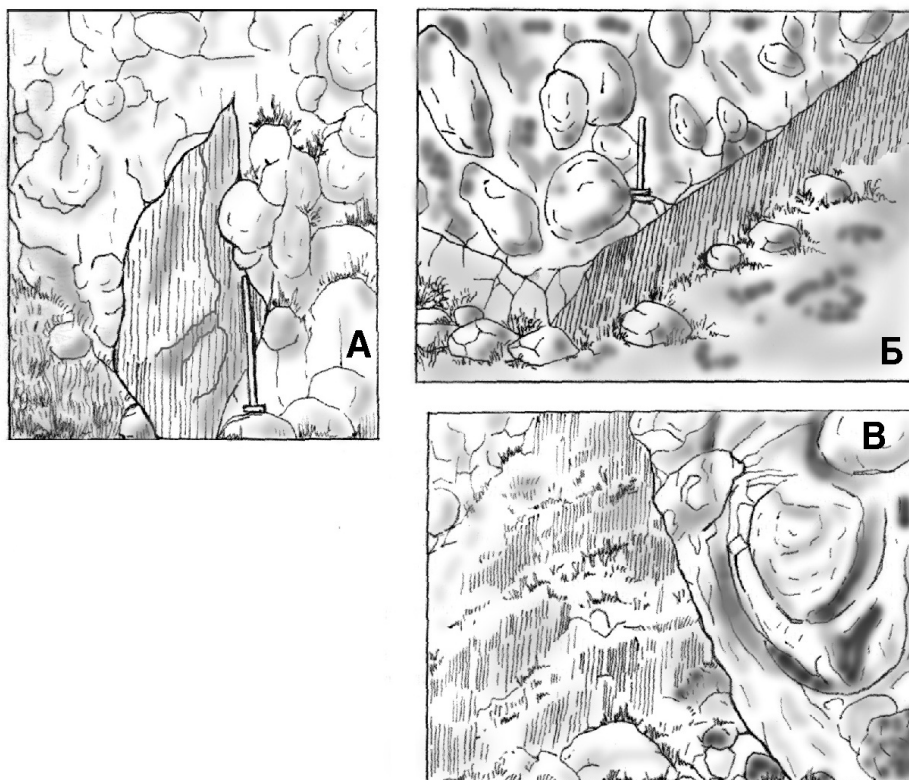
Колотанский массив имеет ширину почти 540 м и состоит из трех изолированных вмещающими породами параллельно залегающих тел различной величины (на рис. 6 они объединены). Северное тело мощностью 35 м круто (65-80°) наклонено на юго-восток и расположено согласно плоскостям кливажа. В северном эндоконтакте оно сложено диабазами с шаровой текстурой, переходящей южнее постепенно в массивные разности. Центральное тело расположено в 105 м от северного и отделено от него уплотненными глинистыми сланцами. Мощность тела 115 м и оно залегает параллельно поверхностям кливажа и вместе с ними круто (75-80°) наклонено на юго-восток. Тело в основном сложено диабазами, имеющими

сферическую отдельность. Местами встречаются их брекчиевидные разности и диабазы с миндалевидной текстурой. Иногда отмечаются и массивные диабазы, часть которых сильно катаклазирована. В пределах северного эндоконтакта диабазового тела наблюдаются клиновидные прослои ороговикованных вмещающих глинистых сланцев. Южное тело отделено от центрального полосчатыми сланцами мощностью 125 м. Оно по косвенным данным залегает аналогично предыдущему, несмотря на то, что его непосредственный контакт с вмещающими породами не обнажен. Южное тело имеет мощность 150 м и в основном также сложено диабазами с шаровой отдельностью. Среди них местами отмечаются массивные диабазы с миндалевидной текстурой, которые иногда брекчированы. Залегание вдоль плоскостей кливажа диабазовых тел, несмотря на их внешнее сходство с эффузивами, дает основание утверждать, что они являются постскладчатыми интрузиями. Это доказывается секущими соотношениями кливажа и слоистых пород, наблюдаемыми в интенсивно складчатой нижеюрской толще.

Чимгисклдецкий массив также представляет собой совокупность параллельно залегающих отдельных диабазовых тел, разделенных вмещающими глинистыми сланцами. Их мощность 70-130 м и характеризуются они шаровой и сферической отдельностью, которые по латерали иногда сменяются массивными диабазами. Наряду с этим подушечно-шаровыми образованиями в массиве присутствуют дайки диабазов мощностью 10-45 м, которые чередуются с более мощными телами и иногда имеют миндалевидные текстуры. Между диабазами развиты прослои ороговикованных полосчатых песчано-глинистых пород, нередко имеющих клиновидные формы. В одном теле диабазов с шаровой отдельностью нами наблюдался ксенолит сильно измененных глинистых сланцев (рис. 8-А). Общая мощность массива Чимгис-клде составляет 630 м, который явно прорывает вмещающую толщу, что четко фиксируется в пределах его обоих контактов. Направление северного контакта массива, представленное здесь диабазами с шаровой текстурой, не совпадает с элементами залегания вмещающих глинистых сланцев и пересекает их под косым углом (рис. 8-Б). Таким же секущим является и южный контакт массива, где диабазы со сферической отдельностью и вмещающие их глинистые сланцы падают в противоположные стороны (рис. 8-В). Следовательно, Чимгисклдецкий массив представляет собой пачку чередования постскладчатых интрузий различной текстуры, поскольку он рассекает не только слоистость дислоцированных пород, но и секущие ее кливажные плоскости, сформированные в процессе складчатости.

Колотанский и Чимгисклдеские диабазовые массивы, по нашему мнению, приурочены к зоне Главного разлома Центрального Кавказа, точнее к основным швам этого нарушения, проходящим в пределах региональной флексуры вдоль границы плинсбахских и нижнетюарских толщ. Пространственно-генетическая связь диабазовых тел этих массивов, внешне эффузивного облика, с зоной крупного разлома не вызывает сомнений. Во-первых, это резкое секущее положение диабазовых тел по отношению к дислоцированной вмещающей нижеюрской толще, особенно четко выраженное в пределах массива Чимгис-клде. Во-вторых, диабазовые тела различной величины, интродуцировавшие глинистые сланцы, с двух сторон имеют активные контакты и сопровождаются зонами метаморфизованных пород. В-третьих, это наличие ксенолитов сильно измененных глинистых сланцев в диабазах с шаровой текстурой, указывающих на интрузивную природу и относительно более молодой возраст последних. И, в-четвертых, размещение этих образований в виде узких (0,5-0,6 км) полос диабазовых пород, несомненно трассирующих главные швы межзонального нарушения. Эти данные дают нам основание считать их

интрузивными образованиями, а не силлами и потоками эффузивов, которые в этом случае участвовали бы в складчатости. Поэтому о согласном межпластовом залегании диабазов



данных

массивов в вмещающие их отложения, как утверждали предыдущие исследователи, учитывая вышеизложенное, говорить нельзя. Внедрение диабазовой магмы происходило в слагающие зону субпараллельные разрывы и имело импульсивный характер, что подтверждается различными текстурными особенностями диабазовых тел. Но сказанное не исключает возможность протрузивного перемещения диабазовых тел после их внедрения в зону разлома, вдоль поверхностей слагающих ее разрывных нарушений и их выдавливание в верх на разных уровнях в покрывающие более молодые нижнеюрские толщи. Однако в случае проявления постинтрузивных деформаций на контактах вмещающих глинистых сланцев и аллохтонных диабазовых тел отсутствовали бы наблюдаемые повсеместно зоны ороговикования. Колотанский и Чимгисклдеские массивы расположены в одной и той же зоне крупного разлома и представляют собой, по-существу, единую цепь массивов. Они соединяются между собой через диабазы г.Саурме и вместе с вмещающим их разломом на востоке заканчиваются подходя к зоне Асса-Арагвинского сдвига (см. рис. 6-2). К западу от массива Чимгис-кльде зона этого разлома и приуроченные к ней диабазовые породы протягиваются в пределах верхней р.Джута, где образуют выпуклую к югу дугу. Затем она проходит южнее гор Шино и Куро и соединяется с зоной Сакепетского разлома в ущ. р.Терек, южнее с.Цдо (см. рис. 5).

Рис. 8. Секущее соотношение нижнеюрских глинистых сланцев с диабазами с шаровой текстурой Чимгисклдеского массива. Рисунки по фотографиям.

А - ксенолит глинистых сланцев в диабазах;  
 Б - северный контакт массива;  
 В - южный контакт массива.

согласуются с представлениями предыдущих являются разноформационными - эффузивными и образованиями. Такое утверждение базировалось на диабазов, а также на их внешнем облике (шаровая окричирование и катаклаз пород). Действительно, в массивы, представленные сферическими альбитовыми зваемый колотанский тип. Севернее Колотанского се распространены авгитовые диабазы с кислым плагиоклазом, но уже представленные дайками, принадлежащие судя по составу колотанскому типу диабазов. Ниже по ущ. р.Асса размещены дайки уралитово-лабрадоровых диабазов, относящиеся уже к ассинскому типу, хотя по химическому составу оба типа диабазов

одинаковы (Беридзе, 1983, 1991; Чихрадзе, 1988). Вместе с тем, как было показано выше, здесь часто наблюдаются явные секущие интрузивные контакты диабазов с вмещающими нижнеюрскими сланцевыми толщами как ассинской, так и колотанской формации. Поэтому минералогические и текстурные различия диабазов не имеют решающего значения для определения их формационной принадлежности, что уже отмечалось ранее (Лебедев, 1950; Ажгирей, 1956; Кашкай, 1963). Причина такого различия диабазовых пород не определяется их принадлежностью к различным фациям, а обусловлена их внедрением и становлением неодинаковых тектонических структурах - в пределах горст-антиклинория, в одном случае и в зоне крупного регионального разлома, в другом. Наблюдаемые отличия в составе диабазов, а также их текстурные разнообразия, по нашему мнению, вызваны своеобразными условиями кристаллизации, а также аутометасоматическими процессами одной и той же базальтовой магмы, происходящих синхронно в этих структурах в различной обстановке.

Таким образом, приведенные выше авторами фактические данные о диабазах р.Асса и ее верховьев, свидетельствуют в пользу интрузивного и одновременного происхождения диабазов как ассинского, так и колотанского типа. Поэтому в понятие этих формаций мы вкладываем только минералого-текстурные различия, а не фациальную их природу, как это было принято ранее. Подтверждается предположение об интрузивности всеми диабазами, независимо от их состава и текстуры, нижнеюрских складчатых толщ, что указывает на их более молодой возраст. В пределах данного пересечения устанавливается только верхняя возрастная граница диабазовых тел. Они в роданскую фазу складчатости были изогнуты в антикавказском направлении, что свидетельствует о досреднеплиоценовом возрасте диабазовых пород.

**Южный, или Кахетинский диабазовый пояс.** Диабазы ущ. р.Стори расположены в пределах горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа, сложенного, в основном, синемюр-плинсбахскими в различной степени метаморфизованными сланцевыми толщами (рис. 6-3). В крайней северной части ущелья диабазы распространены в пределах южного борта Бежитинского грабен-синклинория, в зоне его сочленения с горст-антиклинорием, представленным крупным региональным разломом. Здесь северо-восточнее основного шва, являющегося крупным взбросом, на расстоянии около 2 км, в тоарских песчано-глинистых сланцах развита зона кливажированных сильноскладчатых пород, в которых размещены дайки диабазов. На юге горст-антиклинорий с помощью широкой (до 2,5 км) флексуры, представляющая собой поверхностное выражение крупного регионального взброса, с поднятым северным крылом, сочленяется с флишевым синклинорием. Расположенный между этими разломами горст-антиклинорий, который на протяжении около 9 км сложен нижне-среднеплейстоценовыми сильно дислоцированными толщами, интенсивно пронизана многочисленными диабазовыми телами.

Вдоль ущ. р.Стори выходы диабазов, имеющие ширину около 11,0 км, представлены в основном дайками, а также небольшими интрузивными массивами. Мощность большинства даек 0,5-8 м, редко 10-30 м, в единичных случаях до 75 м, а малых интрузий - первые сотни метров. Последние расположены в крайне южной части диабазового пояса и приурочены к зоне вышеупомянутого крупного разлома. Простираение диабазовых пород в этом пересечении Кахетинского пояса общекавказское - 285-310°. Подавляющее большинство диабазовых тел падает на северо-восток под углом в основном 75-85°, редко 60-65°, а некоторые наклонены на юго-запад под углом 80-85°, иногда 65-70°. Кроме того здесь распространены дайки диагональных направлений, которые под такими же крутыми углами падают на север или на юг. Среди них преобладают диабазы юго-западного (240-250°) простираения, более редко встречаются дайки северо-западного (325-335°) направления. Диагональные дайки пересекают, очевидно, диабазы основного простираения, и поэтому являются несколько поздними образованиями, чем дайки общекавказской ориентировки. Аналогичные по форме залегания, мощности и ориентировке диабазовые породы распространены и восточнее - в нижнеюрской толще, по ущ. р.Лопота.

В данном пересечении на расстоянии почти 11 км развиты 110 даек суммарной мощностью 1135 м, а средняя насыщенность нижнеюрской сланцевой толщи дайками диабазов составляет более 10%. Пространственно диабазовые дайки, как правило, размещены вдоль плоскостей кливажа и небольших вязких разрывов, которые под крутыми (70-85°) углами пересекают складчатые структуры. В случае когда кливажные поверхности расположены параллельно напластованию пород, диабазы залегают между слоями. Однако такое

соотношение иногда нарушается и диабазы секут не только слоистость, но и кливажные плоскости (см. рис.3).

Воздействие диабазовых даек на вмещающие породы выразилось чрезвычайно слабо и представлено небольшими зонами закалки вмещающих сланцев шириной 0,1-0,5 м. Дайки диабазов часто в различной степени будинированы, а сами породы нередко катаклазированы. Некоторые дайки, расположенные в синемюрских метаморфических породах, рассланцованы с различной интенсивностью. Будинаж, катаклаз и рассланцевание диабазов указывают на значительную их деформацию, происходящую в постинтрузивные фазы складчатости.

Вблизи южного края горст-антиклинория расположены два диабазовых массива (на рисунке они объединены) - первый северный мощностью 250 м и второй - южный шириной 100 м, который размещен параллельно крутым поверхностям кливажа (см. рис. 6-3). Разделены эти массивы узкой (шириной 5 м) полосой крутопадающих глинистых сланцев. В пределах северного массива наблюдается контакт покрывающих его вмещающих синемюрских ороговикованных глинистых сланцев с диабазами, который характеризуется неровными, извилистыми очертаниями. В южном экзоконтакте второго массива также отмечается ороговикование глинистых сланцев, выраженное в уплотнении и осветлении пород. От северного края первого диабазового тела на расстоянии почти 350 м вверх по ущелью обнажены светло-серые и светло-розовые полосчатые плотные роговики, круто (75-85°) падающие на юго-запад. Первичные глинистые сланцы сильно уплотнены и характеризуются частичным или полным исчезновением в них кливажа. Ороговикование вмещающих пород, вероятно, обусловлено нахождением на этом участке скрытого на глубине и не выходящего на дневную поверхность крупного интрузивного массива диабазов. Южнее, за диабазовыми телами, в песчано-глинистых толщах плинсбаха отмечаются выходы нескольких диабазовых даек, локализованных в кливажных поверхностях.

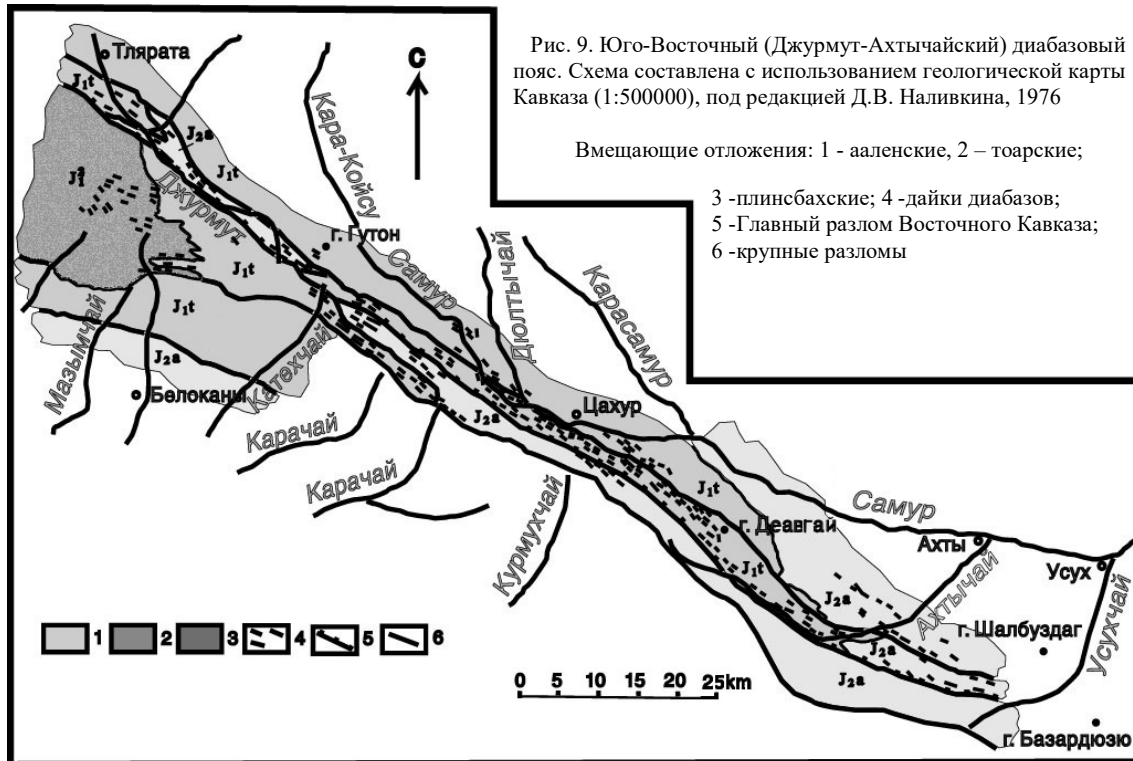
В диабазах обоих массивов наблюдается миндалекаменная текстура, а также сфероидальная и шаровая отдельность, в следствии чего эти тела ранее считали эффузивными диабазами. Однако, как известно, эти внешние признаки не являются надежным критерием для определения фации диабазов, поскольку они нередко свойственны и интрузивным образованиям (Кашкай, 1963). Кроме того существует ряд фактов противоречащих такому выводу. Во-первых, это расположение диабазовых тел по плоскостям кливажа, которые в пределах горст-антиклинория пересекают складчатые структуры. Во-вторых, наличие секущих зигзагообразных контактов диабазов с покрывающими их глинистыми сланцами. И, в-третьих, контактовые воздействия диабазовых массивов с двух сторон на вмещающие толщи. Учитывая эти факты, интрузивная природа отмеченных диабазовых тел, по нашему мнению, не должна вызывать сомнения, несмотря на их, казалось бы эффузивный облик. Эти малые интрузии диабазов, очевидно, размещены и трассируют зону вышеназванного крупного взброса, проходящего по южному краю горст-антиклинория. Внедрением и особыми условиями формирования этих диабазовых тел в широкой зоне разлома и поэтому проявление в них особых постмагматических процессов, скорее всего, объясняются их текстурные отличия от диабазовых даек.

Учитывая вышеизложенное нельзя согласиться с представлениями предыдущих авторов о развитии среди диабазов данного ущелья эффузивных разностей. Поэтому мы рассматриваем все диабазы, в том числе и те, что ранее считались эффузивными ниже-среднеюрскими породами, как интрузивные разновозрастные, постскладчатые образования.

**Юго-Восточный, или Джурмут-Ахтычайский диабазовый пояс** приурочен к юго-восточной части Главного разлома Восточного Кавказа и имеет общекавказское простираение. Прежние исследователи относили эту полосу выходов диабазовых пород к Кахетинскому диабазовому поясу, считая его восточным продолжением этого пояса (Соловкин, 1952; Шихалибейли, 1956; Бунин, 1961; Романов, 1968; Долгих, Черницын, 1971; Абдуллаев и др., 1972). Однако мы, учитывая его независимость от Северного Казбегского и Южного диабазовых поясов, а также расположение в зоне крупного регионального разлома, выделили его в самостоятельный диабазовый пояс. Он начинается южнее с.Тлярата и прослеживается вдоль р.Джурмут, далее проходит к югу гор Гутон и Самолиты, затем через верховья р.Самур и ее правых притоков прослеживается по ущелью верхнего течения р. Ахтычай до истоков р.Усуччай (рис. 9).



Поводом для выделения нового Юго-Восточного диабазового пояса послужили некоторые особенности его пространственного расположения в тектонической структуре региона, что выражается в существовании некоторых присущих только ему признаков, резко отличающих Джурмут-Ахтычайскую полосу от других диабазовых поясов. Во-первых, это отсутствие непосредственной связи его с Казбегским и Кахетинским диабазовыми поясами, поскольку он не представляет собой непосредственное юго-восточное продолжение названных поясов и начинается там, где упомянутые выше два пояса уже заканчиваются. Во-вторых, диабазы Джурмут-Ахтычайского пояса расположены в зоне крупнейшего разлома Восточного Кавказа и контролируются составляющими зону многочисленными разрывными нарушениями. Они трассируют зону только этого нарушения и не развиты в виде широких (в среднем до 10 км) полос как в горст-антиклинориях, где диабазы, в основном, приурочены к системе трещин, представленных, главным образом, плоскостями кливажа, а также поверхностями соскладчатых разрывов. Следовательно, внедрение диабазовых даек в этих поясах происходило различными путями, хотя практически одновременно, в течение короткого отрезка времени. Учитывая



вышеизложенное, на наш взгляд, эту юго-восточную полосу выходов диабазовых пород расположенного в пределах Восточного Кавказа правильнее было бы выделить отдельно и назвать ее Джурмут-Ахтычайским диабазовым поясом.

Большинство предыдущих исследователей считали, что диабазовые породы данного региона являются интрузивными образованиями, аналогичными ассинской диабазовой формации и что в них полностью отсутствуют их эффузивные разновидности (Русанов, 1938; Соловкин, 1952; Шихалибейли, 1956; Романов, 1968; Абдуллаев и др., 1972). Представлены эти диабазы, как считали названные авторы, в основном силловой и дайковыми фациями и некрупными интрузивными массивами. Другие исследователи отмечали развитие среди диабазов и эффузивных образований - покровов подушечных лав спиллитов, базальтов и вариолитов. Отсутствие туфов среди эффузивов указывало, по их мнению, на излияние основной магмы из продольных трещин синхронно с осадконакоплением, что фиксируется субпластовыми телами диабазов (Кашкай, 1947; Бунин, 1961; Долгих, Черницын, 1971; Гаджиев, 1972). Следовательно, эти авторы констатировали существование в рассматриваемом регионе двух разновозрастных фаций диабазовых пород.

Ниже приводится краткая характеристика Юго-Восточного диабазового пояса по данным вышеназванных исследователей. Джурмут-Ахтычайский пояс представляет собой узкую (0,5-3

км, иногда до 5 км) и прерывистую полосу диабазовых пород, протяженностью почти 150 км, расположенную в пределах интенсивно дислоцированных ниже-среднеюрских толщ. Главный Кавказский разлом, в пределах которого расположен пояс, в рассматриваемом регионе имеет северо-западное (300-310°) простирание. Он представляет собой взброс, местами крутой надвиг или сброс с углами падения 55-75°, иногда до 85°, которые наклонены, в основном, на северо-восток, иногда на юго-запад. Зона разлома состоит из широкой полосы субпараллельных крупных крутопадающих взбросов и надвигов, а также целой системы более мелких разрывов, протяженностью от десятков метров до первых километров. В пределах разрывных нарушений, секущих интенсивно складчатые ниже-среднеюрские толщи, расположены диабазовые породы, которые залечивают эти многочисленные трещины. Поэтому диабазы являются более поздними образованиями, чем происходящие в регионе процессы складкоформирования.

Главный Кавказский разлом в пределах Центрального и Восточного Кавказа на отдельных участках именуется по-разному: Адайкомским, Циклаурским, Шапихским, Тляртинским, Ахтычайским и Малкамудским разломами (Ренгартен, 1937; Шихалибейли, 1956; Романов, 1968б). Иногда расположенные кулисообразно они продолжают друг друга в юго-восточном направлении и в целом, слагая единую зону разлома общекавказского простирания, ограничивают с юга Тфанский антиклинорий. Джурмут-Ахтычайский диабазовый пояс приурочен к зонам Тляртинской и Ахтычайской разрывных нарушений. Изверженные породы в зоне Главного разлома представлены хорошо выдержанными по простиранию крутопадающими секущими дайками, а также небольшими линзовидными интрузивными массивами. Они группируются вдоль зон разрывов и образуют протяженный пояс тесно сближенных интрузий диабазовых пород, в основном северо-западного направления. Мощность даек колеблется от нескольких дециметров до 20 м, иногда достигает 40-45 м, а протяженность их составляет от первых десятков и сотен метров до нескольких километров. Ширина малых интрузий изменяется от 50 до 600 м, а длина равняется 1,5-3 км. Падение диабазовых даек и массивов, в основном, северо-восточное, иногда юго-западное, под углами 60-80°, редко до 85°. Кроме диабазов северо-западного простирания в рассматриваемом регионе развиты дайки близмеридионального и субширотного направления, которые иногда пересекают диабазовые тела общекавказского простирания (Шихалибейли, 1956; Долгих, Черницын, 1971).

Диабазовые тела, как правило, прорывают вмещающие песчано-глинистые сланцевые толщи тоарского яруса и нижеааленского подъяруса, рассекая складчатые структуры с интенсивно развитым кливажом осевой плоскости. Но когда падение кливажа совпадает со слоистостью, они залегают между слоями, в ослабленном межпластовом пространстве. Поэтому пластовые интрузии диабазов нередко с шаровой отдельностью, повторяют изгибы пластов, что создает впечатление участия их в складчатости вместе с осадочными породами. О существовании складчатых диабазов в рассматриваемом регионе указывали предыдущие исследователи (Русанов, 1938; Кашкай, 1947; Шихалибейли, 1956; Бунин, 1961; Долгих, Черницын, 1971; Абдуллаев и др., 1972), что позволяло им отнести диабазы к доскладчатым образованиям. Утверждение о том, что диабазы принимают участие в складчатости, на наш взгляд, малообосновано, поскольку все диабазовые тела представляют собой секущие вмещающие толщи дайки и малые интрузии, а не покровы или силлы (см. рис. 3 и 8). Кроме того, рассматривать единичные случаи расположения диабазов согласно со слоями в складках как результат участия их в складкообразовательном процессе, по нашему мнению, неверно. Некоторые исследователи объясняют такое взаимоотношение их с вмещающими породами лишь внедрением диабазов по межпластовым срывам, вдоль межслоевых отслоений, развитых, в основном, в ядерных частях антиклиналей, что создает ложное представление о совместной деформации песчано-глинистых сланцев и диабазов (Романов, 1968). Мы полностью разделяем представление этого автора и считаем, что такое кажущееся участие диабазов в складчатости нельзя рассматривать как повод для отнесения их к доскладчатым эффузивам и силлам. Это обстоятельство позволяет отнести все диабазовые породы рассматриваемого региона к образованиям, возникшим после формирования складчатости.

Принимая во внимание тот факт, что диабазовые породы данного региона идентичны с изученными нами диабазами Казбегского и Кахетинского поясов Центрального и Восточного Кавказа, мы придерживаемся мнения, высказанного большинством исследователей и считаем все диабазы только интрузивными секущими образованиями. Некоторое внешнее сходство

отдельных диабазовых пород с эффузивными фациями, мы считаем результатом их формирования в совершенно другой тектонической обстановке - в узкой зоне крупнейшего регионального разлома Восточного Кавказа. Множество субпараллельных разломов, слагающих эту зону, представляли собой целую серию полостей, которые являлись каналами, по которым поднималась магма и легко заполнялись и залечивались внедрившейся массой. Этим они резко отличались от диабазовых пород, распространенных в пределах горст-антиклинориев, возникших в результате импульсного проникновения магмы в регионально развитой тесно сближенной системе трещин. Существующая большая разница в условиях кристаллизации одной и той же основной магмы обусловила некоторые текстурно-структурные различия диабазовых пород. Сферическая отдельность, миндалекаменная текстура, брекчированность пород и катаклаз минералов, характерные для диабазов, расположенных вдоль разломов, легко объяснимы возможностями более свободного проникновения и дальнейшего движения магмы в значительно широких трещинах и особой обстановкой, существующей при ее остывании. Брекчирование пород в условиях хрупкой деформации происходило одновременно с внедрением диабазовых тел.

Таким образом, общее сходство диабазовых пород трех вышеописанных поясов позволяет констатировать почти одновременное внедрение всех диабазов Центрального и Восточного Кавказа, ранее принимавшихся за разновозрастные эффузивные и интрузивные образования.

Приведенные выше характеристики диабазовых пород всех трех поясов региона позволяет ответить на некоторые важные вопросы их происхождения.

**Фации диабазов.** Все диабазовые тела, несмотря на сходство некоторых из них с эффузивными, имеют секущие контакты с вмещающими их сильно дислоцированными толщами. Такие соотношения предопределяются их размещением по поверхностям кливажа и крутопадающим разрывным нарушениям, которые сами пересекают складчатые структуры как в пределах горст-антиклинориев, так и в зонах крупных региональных разломов. Иногда в крутопадающих пластах, в которых кливаж параллелен слоистости пород, диабазовые дайки залегают согласно с напластованием, что создает ложное представление о принадлежности их к покровам и пластовым интрузиям (силлам). Наличие покровов исключается сразу, поскольку по обоим сторонам диабазовых тел во вмещающих породах, как правило, всегда развиты контактовые роговики. Недокзанным представляется и утверждение о распространении силлов среди диабазовых пород, поскольку в этом случае они принимали бы участие в складчатости. Однако ни в одном из пересечений диабазовых поясов складчатые диабазовые тела нами не зафиксированы. Не отмечены также фрагменты таких даек, которые должны иметь самые разные углы падения - от пологих до крутых в противоположные стороны. Наблюдаемые изменения направлений диабазовых тел обусловлены сменой наклонов вмещающих их структур, а не поверхностей напластования. Кроме того, трудно объяснить также наличие сферической текстуры в силлах диабазов. Поэтому вероятнее всего диабазы внедрились уже в сформированную складчатую толщу и проникли в крутонаклоненные пласты по плоскостям кливажа и межслоевым срывам. Наблюдаемые иногда случаи, когда диабазовые породы якобы собраны в складки совместно с вмещающими толщами, Н.Т.Романов (1968) считал кажущимся участие этих пород в складчатости. Мы разделяем его мнение о внедрении диабазов в уже складчатые структуры по межпластовым срывам.

Попытка некоторых авторов выделить среди диабазовых пород эффузивные фации обусловлено, на наш взгляд, упрощенным подходом к данному вопросу и их желанием обязательно доказать проявление в данном регионе начального геосинклинального эффузивного основного магматизма. Делается это, к сожалению, только по внешним текстурным признакам, при отсутствии более надежных критериев. При этом не принимаются во внимание существующие в природе многочисленные факты секущих взаимоотношений диабазовых пород, имеющих сферическую текстуру, с вмещающими ниже-среднеюрскими песчано-глинистыми сланцевыми толщами. Не объясняются причины размещения диабазовых тел только в горст-антиклинориях и их отсутствия в синклиноньных структурах. Не учитываются также история и характерные особенности геотектонического развития складчатой области. Кроме того непонятно как могут залежать субпараллельно в крутопадающих пластах разновозрастные со слоями силлы и секущие слоистость субвулканические тела и дайки, как это обычно предполагали предыдущие исследователи. Характер соотношения диабазов с вмещающими

толщами, описанные выше, свидетельствуют в пользу интрузивного формирования диабазовых пород как ассинской, так и колотанской формаций, происходящего одновременно в различных тектонических структурах.

**Возраст диабазовых пород** до сих пор является наиболее сложным и спорным вопросом, хотя для его решения уже существуют как прямые, так и косвенные данные. Пока время формирования диабазов в большинстве случаев определяется возрастом вмещающих их пород. Однако в связи с тем, что диабазы всех трех поясов, принадлежащие ассинской и колотанской фациям, возникли близко одновременно, их следует объединить в единый комплекс пород, сформированных в узком интервале времени. Поскольку диабазовый комплекс представляет собой постскладчатое интрузивное образование, поэтому решение данного вопроса необходимо начать с выяснения возраста складчатости региона, а также тесно связанных с ней кливажа осевой плоскости и соскладчатых вязких и хрупких разрывов. Кроме того, следует установить время проявления интрузивного диабазового магматизма в тектоническом развитии региона, что было обусловлено альпийской геодинамикой Большого Кавказа. Для этого необходимо определить период относительного тектонического покоя региона, характеризующийся отсутствием проявления фаз складчатости. Надо установить период, когда в осевых зонах мегантиклинория если не господствовало растяжение, то по крайней мере отмечалось сильное ослабление регионального тангенциального сжатия. Указанная обстановка создавала бы благоприятные условия для активного проникновения в горст-антиклинориях основной магмы, несмотря на общий фон непрерывной горизонтальной деформации региона. Необходимо также определить время образования горст-антиклинорных структур, в которых, в основном, размещены диабазовые тела. Установление этих событий даст возможность более надежно и обоснованно, чем это делалось раньше, выяснить возрастные границы внедрения диабазового комплекса. Следовательно, рассмотрение вопроса возраста диабазовых пород приводит нас к более общей проблеме времени завершения формирования складчатости осевых зон мегантиклинория. Таким образом определение возраста диабазов из, на первый взгляд, только петрологического вопроса, превращается в чисто тектоническую (структурную и геодинамическую) проблему.

В настоящее время существуют различные представления о возрасте складчатости осевых тектонических зон Большого Кавказа. Одни исследователи главную роль формирования складчатости Центрального Кавказа отводили предкелловейской орогенической фазе (Варданыц, 1940). Другие предполагали, что складчатая структура центральных зон мегантиклинория, в частности Дарьяльского ущелья, окончательно сформировалась в третичные фазы складчатости (Ренгартен, 1941). Некоторые авторы считали, что главные складчатые движения в этих зонах произошли между ааленским и байосским веками или в середине байоса (Ажгирей, 1963). Было высказано также мнение, что складчатая структура осевых зон Большого Кавказа возникла к началу верхней юры (Милановский, Хаин, 1963). Наши данные подтверждают предположения о молодом возрасте сильно дислоцированной в настоящее время структуры региона, где степень сжатости складок составляет 50-60%. Ее формирование, вероятно, происходило в результате проявления нескольких фаз складчатости.

Батская фаза складкообразования, деформирующая ниже-среднеюрские отложения, очевидно, охватила только южную Гагра-Джавскую зону Большого Кавказа. Более северные зоны - Казбеги-Лагодехская и Главного хребта, сложенные разновозрастными толщами, при этом не были дислоцированы. Батские движения выразились лишь в образовании некоторых местных поднятий на фоне непрерывающегося юрского осадконакопления и не вызвали здесь образование складчатости. Это подтверждается согласным в структурном отношении переходом ниже-среднеюрских пород в вышележащие верхнеюрско-эоценовые флишевые отложения Местиа-Тианетской зоны, несмотря иногда на небольшой стратиграфический перерыв в их отложениях. Такие соотношения наблюдались нами в верховье р.Терек (по р.Касарадон), по р.Хевсурская Арагви и в Кахетии вблизи с.Шакриани, а также в других местах (Ажгирей и др., 1976). Эти толщи, очевидно, были дислоцированы в процессе проявления пиренейской фазы складчатости, во время которой они совместно были смяты в складки и слагают сейчас единые структуры. Следовательно, складкообразовательные процессы в пределах осевых зон мегантиклинория проявились лишь в конце эоцена. Однако интенсивные деформации в пределах региона продолжались в штирийскую (между ранним и средним миоценом) и аттическую (в конце среднего миоцена) фазы складчатости, которые хорошо

выражены в периклинальных частях мегантиклинория Большого Кавказа. В результате этих движений существующая складчатая структура ниже-среднеюрских толщ была деформирована еще на 10-20%, вследствие чего она испытала дальнейшее усложнение и приобрела морфологию близкую к современной. Одновременно со складчатостью в этих толщах были завершены образования сопутствующих ей структур - кливажа, сланцеватости и разрывов, вдоль поверхностей которых позже внедрилась основная магма.

С аттической фазой процесс складчатости в осевых зонах региона практически закончился, поскольку изменился план и характер его деформации, что выразилось в смене придвигового механизма структурообразования поддвиговым. Вместе с этим завершился и длительный амагматичный период развития региона. С позднего миоцена, как известно, наступил новый собственно орогенный, или коллизионный этап его формирования. Интенсивность тангенциального сжатия после аттической фазы значительно снизилась и ее новое усиление произошло лишь в середине плиоцена (роданская фаза складчатости). Промежуток времени поздний миоцен-ранний плиоцен характеризовался почти полным затуханием процессов горизонтального сжатия и сопутствующих ему складчатых деформаций. Вместо этого в этот период происходило интенсивное сводово-блоковое поднятие осевых зон региона, что создавало благоприятные условия для активного проявления интрузивного диабазового магматизма. Ранее такие процессы в этих зонах не могли происходить в связи с тем, что батская фаза складчатости здесь вообще не проявилась, а пиренейская и штирийская фазы складчатости, вероятно, не сопровождалась значительными воздыманиями и формированием горст-антиклинорийных структур.

Учитывая вышеизложенное, верхний миоцен следует считать нижней возрастной границей диабазового комплекса. Верхний предел его формирования соответствует началу среднего плиоцена, поскольку, как уже указывалось, в роданскую фазу складчатости диабазы вместе с вмещающими толщами Асса-Арагвинским субмеридиональным сдвигом были повернуты от первоначального положения в антикавказском направлении. Время формирования диабазовых тел, слагающих пояса, соответствует позднему миоцену-раннему плиоцену. В последующие фазы складчатости происходила только деформация диабазовых тел, выразившаяся в их будинаже, раскливаживании и рассланцевании. Таким образом, позднеорогенный коллизионный позднемиоцен-раннеплиоценовый этап развития Большого Кавказа представляет собой эпоху проявления интрузивного, монофациального диабазового магматизма.

**Условия формирования диабазового комплекса** ранее не освещались в литературе, поэтому заслуживают особого рассмотрения. Для решения этого вопроса необходимо определить кинематические и динамические условия образования структур (трещин), вмещающих диабазовые породы. Последние, как уже отмечалось, в пределах горст-антиклинорий расположены в кливажных плоскостях и по поверхностям вязких и хрупких разрывов, а по их южным краям - в зонах крупных региональных разломов общекавказского направления. Эти образования составляют первую, ранее существующую группу структур, в которых в начальную стадию формирования диабазовых поясов внедрилась базальтовая магма. Ко второй группе принадлежат более молодые структуры, возникшие уже в конце процесса образования диабазового комплекса и представленные диагонально и поперечно ориентированными системами раздвиговых трещин, в настоящее время заполненных диабазами. Кроме ориентировки названные структуры отличаются также своими генетическими особенностями. Первые возникли в обстановке сжатия и являются трещинами сплющивания, а вторые - во время растяжения и представляют собой трещины скалывания и отрыва.

Определение механизма внедрения диабазовых масс требует также выяснения геодинамической обстановки в регионе к моменту внедрения диабазовых пород. От последней, в свою очередь, зависит установление причин возникновения в горст-антиклинориях локальных условий растяжения, необходимое для проникновения диабазовой магмы во вмещающие породы. Следовательно, в этом случае на первый план выступают два вопроса, касающихся создания пространства для диабазов. А именно: причины образования обстановки растяжения в структурах первой группы, происходящего на общем фоне регионального непрекращающегося тангенциального сжатия, и условия возникновения структур (трещин) растяжения второй группы. Установление этих механизмов имеет первостепенное значение,

поскольку эти структуры обеспечивают пути движения и пространственное размещение магматических образований.

Исходя из закономерностей расположения диабазовых тел в складчатой структуре региона и их взаимоотношений, можно заключить, что образование диабазового комплекса происходило в две фазы. Первая, более ранняя, охватывающая, по-видимому, поздний миоцен - почти конец раннего плиоцена, фаза формирования диабазовых пород проходила в режиме интенсивного сводово-блокового поднятия мегантиклинория. В это время, при отсутствии интенсивного регионального сжатия, шел процесс возникновения горст-антиклинориев в осевых зонах Большого Кавказа (рис. 10-I). Во время подъема блоков земной коры, очевидно, происходила переориентировка тектонических направлений и смена положения оси тангенциального сжатия с горизонтального на вертикальное. Поэтому покрывающий горст мезозойско-кайнозойский(?) чехол и подстилающий его палеозойский гранито-метаморфический фундамент испытывали поперечное вертикальное сжатие. Субвертикальное, ориентированное перпендикулярно чехлу, давление раскрывало расположенные вдоль него плоскости кливажа и разрывов во вмещающих песчано-глинистых сланцах и поверхности сланцеватости в гнейсовидных породах гранито-метаморфического фундамента. В массивных сланцах гранитоидов действовавшие вертикальные усилия, возможно, способствовали образованию субпараллельно расположенных раздвиговых крутопадающих трещин отрыва, ориентированных согласно сжимающей силе и простира- ний кливажа и сланцеватости (рис. 10-II). Таким путем, очевидно, возникали системы магмо- проводящих "открытых" трещин (зон наименьшего сопротивления), по которым базальтовая магма проникала в верхние горизонты земной коры (рис. 10-III). Одновременно магматические массы внедрялись и по другим легко проницаемым структурам, в частности, по плоскостям зон крупных региональных разломов, расположенных вдоль южных границ горст-антиклинориев. Проникновение основной магмы в этот же период происходило и в пределах зоны Главного разлома Восточного Кавказа, ограничивающего с юга осевую зону юго-восточной части мегантиклинория, способствующего образованию одноименного диабазового пояса. Таким образом, по нашему мнению, была сформирована главная продольная, согласная с простираием складчатых структур, система интрузивных диабазовых даек и линзовидных массивов. Различные обстановки кристаллизации основной магмы в указанных структурах обусловили образование ассинского и колотанского типов диабазовых пород.

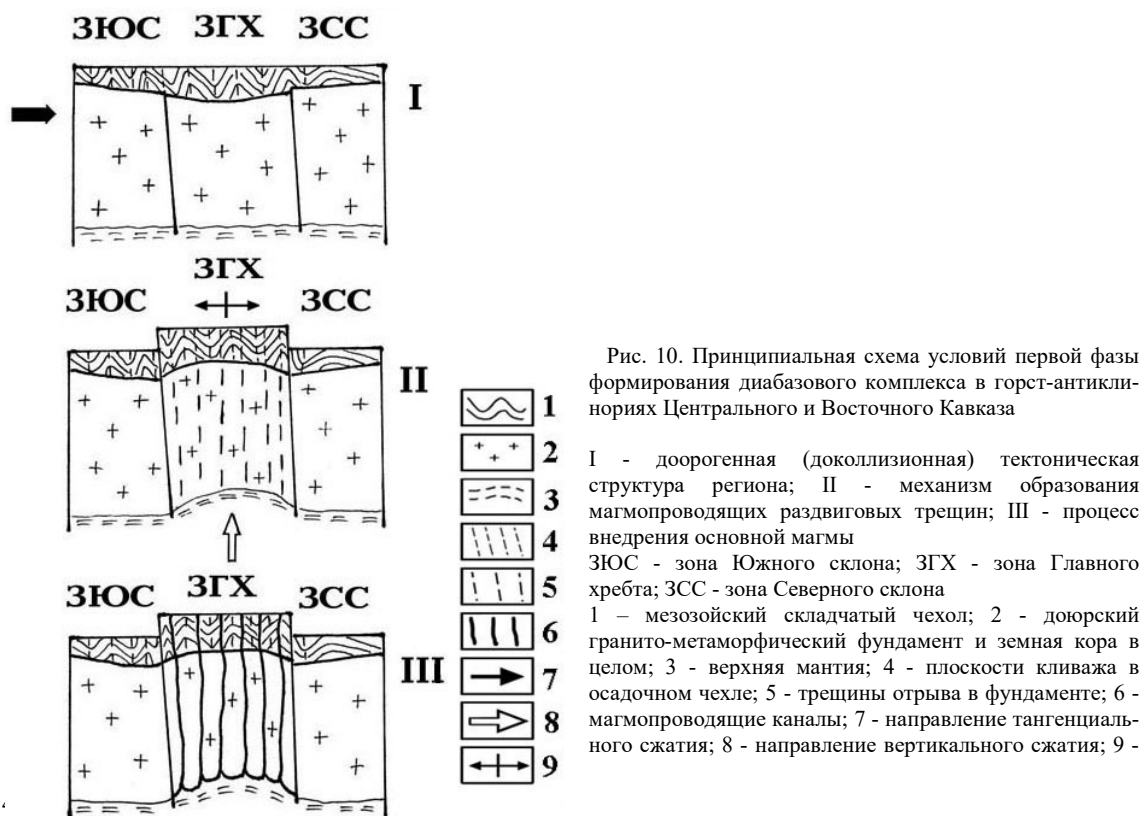


Рис. 10. Принципиальная схема условий первой фазы формирования диабазового комплекса в горст-антиклинориях Центрального и Восточного Кавказа

I - доорогенная (доколлизонная) тектоническая структура региона; II - механизм образования магмопроводящих раздвиговых трещин; III - процесс внедрения основной магмы

ЗЮС - зона Южного склона; ЗГХ - зона Главного хребта; ЗСС - зона Северного склона

1 - мезозойский складчатый чехол; 2 - доюрский гранито-метаморфический фундамент и земная кора в целом; 3 - верхняя мантия; 4 - плоскости кливажа в осадочном чехле; 5 - трещины отрыва в фундаменте; 6 - магмопроводящие каналы; 7 - направление тангенциального сжатия; 8 - направление вертикального сжатия; 9 -

Вторая, более поздняя, фаза внедрения диабазов имела место в самом конце раннего плиоцена, когда в основном завершилось формирование горст-антиклинорных структур. В это время в регионе вновь начало проявляться и преобладать тангенциальное сжатие, которое достигло своего максимума в среднем плиоцене в процессе роданской фазы складчатости. Возобновление горизонтального давления вызвало закрытие всех систем продольных трещин и прекращение внедрения базальтовой магмы. Но наряду с этим в регионе в результате тангенциального сжатия происходило образование диагональных структур растяжения: северо-западных и юго-западных трещин скалывания и субмеридиональных трещин отрыва. Диабазовые породы второй фазы развиты во всех трех диабазовых поясах, особенно хорошо они проявлены в пределах Терекского ущелья (рис. 11). Сеть этих раздвиговых трещин, облегчающих процесс внедрения, была заполнена новой порцией такой же основной магмы. Подъем базальтовой магмы осуществлялся по тому же механизму - сначала по трещинам растяжения, а далее другими ранее существующими магмопроводящими путями (кливаж, сланцеватость и разломы). Результатом такого процесса является наблюдаемое секущее положение диабазовых тел второй фазы по отношению к образованиям первой фазы. Но иногда отмечается и обратное соотношение, субширотные дайки вроде бы пересекают диабазы субмеридионального направления, что создает сложную систему взаимосекущих диабазовых тел. Несмотря на то, что диабазы диагонального и поперечного направления несколько моложе даек субширотного простирания, по нашему мнению, они являются почти одновременными образованиями, происшедшими из одной и той же магмы и из единого источника. Формирование диабазового комплекса региона происходило в различной кинематической и динамической обстановке растяжения складчатой области, вдоль различно ориентированных главных осей деформации. Первая фаза внедрения магматических масс осуществлялась при сильном вертикальном сжатии вмещающих пород по оси А, вызывающем их растяжение по оси С и раскрытие существующих поверхностей. Вторая фаза подъема основной магмы происходила при интенсивном тангенциальном давлении осевых складчатых зон региона по оси С, способствующем их растяжению по оси В и образования раздвиговых сбросовых трещин скалывания и отрыва. Таким образом, в результате проведенных исследований процесс формирования диабазового комплекса Центрального и Восточного Кавказа получил структурно-геодинамическое, кинематическое и динамическое обоснование.

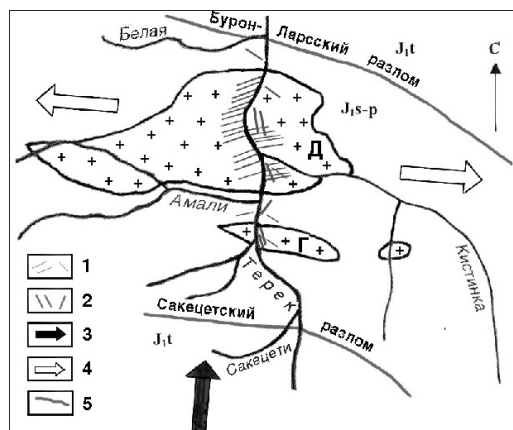


Рис. 11. Принципиальная схема условий второй фазы формирования диабазового комплекса в горст-антиклинории Центрального Кавказа.

Отложения: J<sub>1s-p</sub>- синемюрские и плинсбахские, J<sub>1t</sub>- тоарские. Гранитоидные массивы: Д- Дарьяльский, Г- Гвелетский. Типы структур заполненные основной магмой: 1- трещины скалывания; 2 - трещины отрыва; 3 - направление поперечного тангенциального сжатия; 4 - направление горизонтального растяжения; 5 - крупные межзональные разломы.

**Заключение.** Наши детальные исследования, а также накопленные к настоящему времени фактические данные по диабазовым поясам Центрального и Восточного Кавказа позволяют сделать ряд выводов.

Диабазовые породы рассматриваемого региона представляют собой позднекайнозойские интрузивные образования, сформированные на неотектоническом этапе развития области. Представления о наличии среди них эффузивных разностей и субвулканических тел, а также о разновозрастности пород ассинской и колотанской формаций и о нижнеюрском возрасте этих диабазов нуждается в пересмотре. Вместе с тем, очевидно, что нельзя отрицать возможность проявления нижнеюрского эффузивного магматизма вообще на Большом Кавказе, однако на

изученной территории такие образования нами пока не зафиксированы, что свидетельствует об их незначительном, чем это принято считать в настоящее время, распространении в пределах мегантиклинория. Полученные данные позволяют констатировать, что диабазовые породы не являются образованиями, синхронными с ниже-среднеюрскими отложениями или составной частью раннемезозойских вулканитов, как это предполагали большинство исследователей, а представляют собой более молодую самостоятельную диабазовую формацию. Последняя является совокупностью почти разновозрастных диабазовых пород различного состава и внешнего облика, происшедших из одного магматического источника. Пространственно-временное соотношение их со структурами вмещающих пород позволяют сделать предположение, что все диабазы, развитые в регионе, представляют собой только интрузивные образования, обладающие различным составом и текстурой, в зависимости от условий их формирования.

Диабазовые породы, распространенные в рассмотренном регионе, в основном, приурочены к горст-антиклинориям, а также к крупным флексурно-разломным зонам, развитым вдоль южных крыльев этих структур. Кроме того, они расположены в зоне Главного разлома Восточного Кавказа, ограничивающего с юга осевую Тфанскую зону мегантиклинория. На этом основании помимо известных Казбегского и Кахетинского диабазовых поясов, расположенных в горст-антиклинориях, нами выделен третий Юго-Восточный, или Джурмут-Ахтычайский диабазовый пояс, размещенный в зоне крупного регионального разлома. Связь диабазов с названными структурами не только пространственная, но и генетическая. Это обусловило своеобразные условия их формирования в этих структурах, способствующие возникновению различных типов интрузивных диабазов, названных ранее ассинской и колотанской формациями. В это определение, на наш взгляд, сейчас следует вкладывать только пространственно-генетические связи этих пород и их минералого-текстурные особенности, а не их фациальную принадлежность, поскольку оба типа диабазов являются интрузивными образованиями. Некоторые различия в минералогическом составе - пироксен-альбитовые в колотанских и уралитово-лабрадоровые в ассинских диабазах, при их одинаковом химическом составе, а также текстурные признаки - шаровая отдельность, миндалевидность и брекчированность обусловлены их расположением в разных тектонических структурах. При этом диабазы колотанской фации принадлежат к породам, сформированным в зонах крупных разломов, а диабазы ассинской фации образовались в горст-антиклинориях в пределах мелких разрывов и кливажных плоскостей.

Все диабазовые породы, по нашему мнению, представляют единый гипабиссальный диабазовый комплекс интрузивных пород. Его формирование происходило на поздней коллизионной стадии развития региона, в процессе сводово-блоковых поднятий Большого Кавказа, сопровождающихся образованием горст-антиклинорийных структур в осевых зонах мегантиклинория. Диабазы обеих типов, развитые в пределах всех трех диабазовых поясов, представляют собой постскладчатые образования. Они пересекают складчатую структуру вмещающих их ниже-среднеюрских песчано-глинистых сланцевых толщ, окончательное формирование которой завершилось в конце среднего миоцена.

В процессе формирования диабазовой формации существовала взаимосвязь между стадиями внедрения диабазов и геодинамической обстановкой в регионе, что выразилось близко одновременным проявлением двух фаз основного магматизма. Поэтому структуры, вмещающие диабазовые породы, образовывались в разных кинематических и динамических условиях. В первой фазе формирования диабазового комплекса происходило интенсивное вертикальное сжатие горст-антиклинорийев, благодаря отсутствию тангенциального давления или его значительному ослаблению, вызывающему горизонтальное поперечное растяжение его структуры. Во второй фазе сильное тангенциальное сжатие региона вызывало его горизонтальное продольное растяжение. Возникшая во время проявления обеих фаз сеть раздвиговых трещин, в последствии заполнялась внедрившейся в нее основной магмой.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать заключение, что все диабазы, расположенные в осевых зонах рассматриваемого региона, представляют собой единый самостоятельный гипабиссальный комплекс интрузивных пород основного состава. Его формирование происходило на позднеорогенном коллизионном этапе развития Большого Кавказа в позднемиоцен-раннеплиоценовое время.



## Литература

- Абдуллаев Р.Н., Керимов Г.И., Ахундов Ф.А. (1972). Мезозойский магматизм Большого Кавказа // Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра. С. 251-253.
- Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. (1975). Магматизм и колчеданное орудинение Жихих-Чучакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. С. 79-89.
- Ажгирей Г.Д. (1963). К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа // Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология. М. С. 3-14.
- Ажгирей Г.Д. (1966). Структурная геология. М.: Изд-во МГУ. 338 с.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., Панов Д.И., Седенко С.М. (1976). Геология Большого Кавказа. М.: Недра. 258 с.
- Азизбеков Ш.А., Алиев М.М. (1940). Лагодехи-Ахалсопели. Баку: Изд-во АзФАН. 70 с.
- Андреев Д.К. (1945). Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. С. 127-135.
- Афанасьев Г.Д. (1956). Основные черты изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 7-33.
- Белянкин Д.С. (1912). Материалы для петрографии Центрального Кавказа // Изв. С-Пб Политехн. ин-та. Т. 18. Вып. 1. С. 21-43.
- Белянкин Д.С. (1914а). О дарьяльском граните // Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. С-Пб. С. 1-48.
- Белянкин Д.С. (1914б). К петрографии Архотского тоннеля // Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Кавказский хребет. С-Пб. С. 1-22.
- Белянкин Д.С. (1914в). Геологическая карта Архотского тоннеля // Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Кавказский хребет. С-Пб. С. 1-16.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. (1945). Петрография Грузии. М.-Л.: Изд-во АН СССР. С. 61-65.
- Беридзе М.А. (1983). Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 80. 181 с.
- Беридзе М.А. (1991). Ранне- и среднеюрский базальтовый вулканизм // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 102. С. 66-82.
- Борсук А.М. (1968). Мезозойский магматизм. Центральный и Западный Кавказ // Геология СССР. Северный Кавказ. Т. 9. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра. С. 526-539.
- Бунин Г.Г. (1961). Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане // Тр. Геол. ин-та Дагестанского филл. АН СССР. Т. 2. Махачкала. С. 176-203.
- Варданыц Л.А. (1932). Очерк геологии ущ. р. Дид-хеви в Кахети // Изв. Всес. геол.-разв. объедин. Вып. 98. С. 1-18.
- Варданыц Л.А. (1935). Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 25. Л.-М.: ОНТИ-НКТП-СССР. 97 с.
- Варданыц Л.А. (1937). Материалы по диабазам и неинтрузиям Горной Осетии // Пробл. сов. геол. Т. 7. № 11. С. 1004.
- Варданыц Л.А. (1938). Интрузивы Северной Кахетии // Пробл. сов. геол. Т. 8. № 4. С. 342.
- Варданыц Л.А. (1940а). Материалы по интрузиям Дарьяля и его окрестностей (Центральный Кавказ) // Зап. Всерос. минер. общ. Ч. 69. № 2-3. С. 290-295.
- Варданыц Л.А. (1940б). Интрузивы Северной Кахетии (Кавказ) // Зап. Всерос. минер. общ. Ч. 69. № 2-3. С. 331-340.
- Варданыц Л.А. (1940в). О возрасте тектонических структур Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. Нов. сер. Т. 27. № 8. С. 991-993.
- Варданыц Л.А. (1940г). О возрасте структур Центрального Кавказа // Сов. геол. № 8. С. 111-112.
- Варданыц Л.А. (1947). Нижнеюрские интрузии и эффузии // Геология СССР. Т. IX. Сев. Кавказ. Ч. I. Геол. описание. М.-Л.: Геолгиздат. С. 415-417.
- Варданыц Л.А. (1959). Основные изверженные породы западной части Казбегского диабазового пояса (Центральный Кавказ) // Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр. наук. Т. 12. № 3. С. 31-44.

- Гаджиев Т.Г. (1972). Основные черты развития магматизма // Геология СССР. Азербайджанская ССР. Т. 47. Геол. описание. М.: Недра. С. 274-285.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. (1982). О природе Асса-Арагвинского линеамента. // Сообщ. АН ГССР. Т. 107. № 1. С. 85-88.
- Гиоргобиани Т.В., Топчишвили М.В., Закарая Д.П. (1983). Геологическое строение верховьев рр. Асса и Хевсурская Арагви // Сообщ. АН ГССР. Т. 109. № 1. С. 85-88.
- Гиоргобиани Т.В. (1998). К вопросу о возрасте и условий формирования диабазовых даек Большого Кавказа // Тез. докл., посвящ. 90-лет. Г.М.Заридзе. Тбилиси: Мецниереба. С.15-17.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Диабазовые породы Главного Кавказского хребта // Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии. № 1. Тбилиси: Изд-во АН Грузии. С. 76-97.
- Дзоценидзе Г.С. (1963). Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР. С.119-128.
- Долгих А.Г., Черницын В.Б. (1971). Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность // Сов. геол. № 2. С. 85-105.
- Кашкай М.А. (1947). Основные и ультраосновные породы Азербайджана // Баку: Изд-во АН АзССР. С. 156-192.
- Кашкай М.А. (1963). О сферических образованиях в породах, минералах и рудах // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР. С.129-141.
- Квиникадзе М.С. (1990). Раннеюрский вулканизм Южного склона Большого Кавказа. Автореферат канд. дисс. Тбилиси. 23 с.
- Лебедев А.П. (1950). Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып 113. Сер. петрог. № (133). М. 183 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. (1898). Исследования по теоретической петрографии изверженных пород Центрального Кавказа// Тр. С-Пб об-ва естествоисп. Юрьев. Т.26. Вып 5. С. 259-352.
- Мельников В.А. (1962). Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа // Сов. геол. № 4. С. 15-27.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963). Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ. 356 с.
- Паффенгольц К.Н. (1931). Геологический очерк бассейна р.Белокан-ор // Тр. ВГРО. Вып. 131. 49 с.
- Пруидзе М.П. (1979). Магматизм Заалазанской Кахетии (Северо-Восточная Грузия) // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба. С. 267-288.
- Ренгартен В.П. (1932). Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всес. геол.-разв. объедин. Вып. 148. 70 с.
- Ренгартен В.П. (1937). Военно-Грузинская дорога // Межд. геол. конгресс. 37 сесс. Экскурсия по Кавказу. Л.-М.: ОНТИ-НКТП-СССР. С. 69-110.
- Ренгартен В.П. (1940). Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги // Зап. Всерос. минер. об-ва. Ч. 69. Вып. 2-3. С. 296-302.
- Ренгартен В.П. (1941). Тектоника Большого Кавказа. // Геология СССР. Т. 10. Закавказье. Ч. 1. Геол. описание. М.-Л.: ГЛКДГ СНК СССР. С. 460-479.
- Романов Н.Т. (1968а). Мезозойский магматизм. Дагестан // Геология СССР. Т. 9. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра. С. 520-526.
- Романов Н.Т. (1968б). Тектоника. Восточный Кавказ // Геология СССР. Т. 9. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра. С. 634-644.
- Русанов Н.К. (1938). Краткий геологический очерк верховьев р. Ахты-чай в Южном Дагестане // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 2. Ростов-Дон. С. 119-131.
- Соловкин А.Н. (1952). Интрузии юго-восточной части Кавказского хребта // Изв. АН АзССР. № 2. С. 39-47.
- Филимонов И.Д. (1938). Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане // Тр. по геол. полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки. Вып. 1. С. 129-152.
- Хуцишвили О.Д. (1991). Структурные особенности нижне- и среднеюрских отложений р. Асса и проблема возраста диабазовых даек // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 102. С. 102-117.

- Чихрадзе Г.А. (1979). Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 62. 189 с.
- Чихрадзе Г.А. (1980). Посторогенные дайки основных пород в Дарьяльском ущелье // Тез. докл. I симп. 5-го Всес. вулк. совещ. Тбилиси. С. 227.
- Чихрадзе Г.А. (1987). О дайках базальтовых пород в ущ. р. Терек // Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси: Мецниереба. С. 146-151.
- Чихрадзе Г.А. (1988). О диабазовых (долеритовых) дайковых породах верховьев р. Асса // Сообщ. АН ГССР. Т. 129. № 2. С. 365-368.
- Шихалибейли Э.Ш. (1956). Геологическое строение и развитие азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР. 223 с.

**ДЕЙСТВИТЕЛЬНО ЛИ ВСЕ ДИАБАЗЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА  
ПОЗДНЕТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА?**

(По поводу статьи Т.В.Гиоргобиани и Д.П.Закарая)

**И.П.Гамкрелидзе, М.С.Квиникадзе, Г.Ш.Надареишвили, Д.М.Шенгелиа**

**Действительно ли все диабазы Большого Кавказа поздне-третичного возраста? И.П. Гамкрелидзе<sup>1</sup>, М.С.Квиникадзе<sup>2</sup>, Г.Ш.Надареишвили<sup>1</sup>, Д.М.Шенгелиа<sup>1</sup>.** <sup>1</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси; <sup>2</sup>Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

В статье критикуется мнение Т.В.Гиоргобиани и Д.П.Закарая о поздне-третичном возрасте всех диабазовых тел Центрального и Восточного Кавказа, высказанное ими в статье, публикуемой в настоящем сборнике.

*yese rfdrcbjybc 'dtkf lbf,fpb vfhskf udbfyvtcfvtekb fcfrcbff' t\ufv'htkb-t'= v\rdbybrf-t<sup>2</sup>= u\yaff  
htbidbkb'= Nityutkb'\<sup>1</sup>cfmfsdtkjc vtwybtht,fsf frftvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb-bc  
m\ 1\$9= 380093 s,bkcb+<sup>2</sup>rfdrcbbc vbythfkehb ytlktekb bycnbnenb= P\afkbfidbkb m\ 85=  
380062 s,bkcb\*

*cnfnbfib ufrhbnbrt,ekbf s\ubjhuj,bfybcf lf \pfmfhfbc vjcfpht,f wtynhfkehb lf fqvcfdkts  
rfdrcbjybc 'dtkf lbf,fpheh c[tekb udbfyvtcfvtekb fcfrcb itcf]t,= hjvtkbw vfs vbth ufjismvekb  
obyvlt,ht rht,ekib ufjmdt'yt,ek cnfnbfib\*

**Indeed all diabases of the Greater Caucasus have Late Tertiary age? I.Gamkrelidze<sup>1</sup>, M.Kvinikadze<sup>2</sup>, G.Nadareishvili<sup>1</sup>, D.Shengelia<sup>1</sup>.** <sup>1</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi; <sup>2</sup>Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi.

In the paper is criticized the opinion about Late Tertiary age of all diabase bodies of Central and Eastern Caucasus, that is expressed in the article of T.Giorgobiani and D.Zakaraia, published in the present volume.

Основной вывод авторов рассматриваемой статьи о позднемиоцен-раннеплиоценовом возрасте всех диабазовых тел Центрального и Восточного Кавказа базируется, главным образом, на двух постулатах: на интрузивной природе всех без исключения диабазов этого региона и на внедрении их в постскладчатую и посткливажную структуру вмещающих толщ.

В первую очередь вызывает недоумение отнесение расположенных в нижнеюрской аспидносланцевой толще пиллоу-лав к интрузивным образованиям. Авторы рассматриваемой статьи подушечную текстуру этих пород интерпретируют как шаровую отдельность интрузивных пород. Однако если бы авторы провели специальные петрографические исследования этих своеобразных и хорошо изученных во многих регионах мира геологических образований, то убедились бы в том, что каждое подушечное тело концентрического строения и имеет стекловатую корку закалки или пузыристую корку, при одновременном изменении внутренней структуры от вариолитовой или гиалокластической в периферийной части до кристаллической в центре (рис. 1, 2, 3). Кроме того, им присуща сильно измененная (хлоритизированная, карбонатизированная, силицитизированная и т. д.) межподушечная дресва, местами с включениями глинистых пород вмещающей толщи, свидетельствующими об излиянии лавы на дно морского водоема. Примечательно, что спилитовые по составу пиллоу-лавы, а также силлы и дайки колотанского типа претерпели альбитизацию, создав при этом спилитовый тип натрий-базальтовой формации. Особо следует подчеркнуть, что на всем Кавказе нет случая спилитизации пород более молодых, чем ранне-среднеюрские и это вполне естественно, так как мел-палеогеновые и тем более неогеновые породы Кавказа не погружались на столь значительную глубину, где начинали бы проявляться процессы низкой ступени регионального метаморфизма (анхиметаморфизма), при котором глины превращались бы в аспидные сланцы, а сопутствующие им натрий-базальтовые вулканы, в том числе диабазовые силлы и дайки, в зеленокаменно измененные спилиты и спилитовые диабазы с присущим им парагенезисом вторичных минералов. Как известно, для развития этих процессов, кроме погружения пород до уровня анхиметаморфизма, обязательно

присутствие гидротерм, в формировании которых, наряду с ювенильной и поровыми водами, необходимо участие и морской воды. Таких условий на Большом Кавказе в позднем миоцене-плиоцене не могло существовать, т.к в это время этот регион представлял собой интенсивно размываемую сушу (начиная с чокрака размывается даже кристаллическое ядро Центрального Кавказа).



Рис.1. Нижнеюрская спилитовая пиллоу-лава ущ. р.Цирцлованицкали (левый приток р.Ассы). Фото И.Нарозаули

Рис.2. Вариоли в стекловатой основной массе краевой, вариолитовой зоны лавовой подушки (ник.+, ув.-90). (Нижнеюрская спилитовая пиллоу лава ущ. р.Стори)

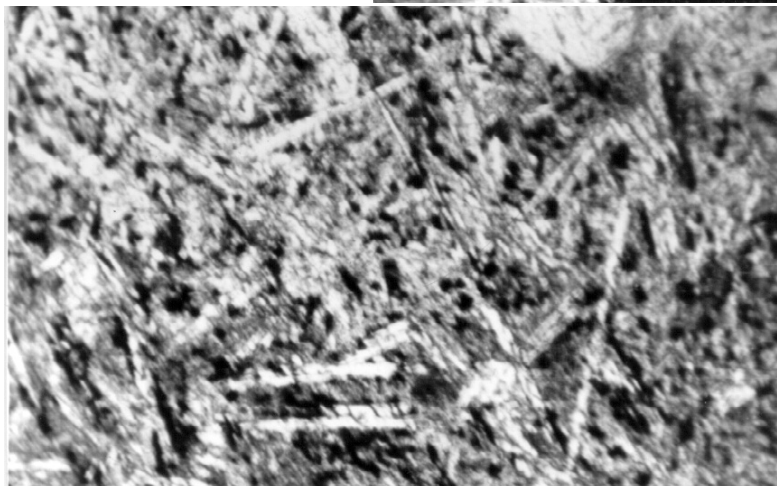
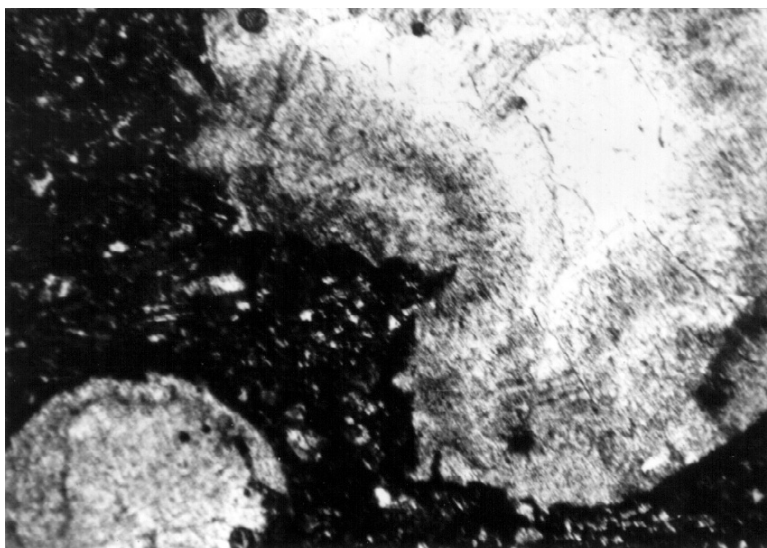


Рис.3. Центральная кристаллическая часть той же лавовой подушки, что и на рис. 2 (ник.+, ув. – 30)

Таким образом, не может быть сомнений в том, что описанные выше образования представляют собой типичные излившиеся под водой пиллоу-лавы, механизм формирования которых в настоящее время воочию можно наблюдать на острове Гавайи, в Красном море и др. Эти образования на Большом Кавказе формировались в подводных условиях синхронно с ранне-среднеюрским осадконакоплением, на что в свое время справедливо указывали известные исследователи Кавказа Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, Д.С.Белянкин, Л.А.Варданыц, Г.С.Дзоценидзе, Г.Д.Афанасьев, а в сравнительно недавнее время - А.М.Борсук, М.А.Беридзе, М.П.Пруидзе, М.С.Квиникадзе и др. Некоторыми исследователями, в частности Г.С.Дзоценидзе, М.А.Беридзе, А.Г.Долгих, А.Г.Писменским, Е.А.Снежко и др., неоднократно отмечалось также присутствие среди пород ниже-среднеюрской аспидно-сланцевой толщи слоев и линз туфов и вулканических брекчий. В аален-нижнебайосской части этой толщи (Чаухи и Архон, Чутхаро), наряду с пиллоу-лавами и туфами, присутствуют также лавовые покровы мандельштейновых диабазовых порфиритов. Все это указывает на интенсивное проявление подводного вулканизма на Большом Кавказе в ранне-среднеюрское время в процессе синхронного внедрения базальтоидного расплава, давшего серию даек и межпластовых интрузий.

Игнорирование вышеотмеченных фактов привело авторов рассматриваемой статьи к ошибочным заключениям. Возникает также вопрос: на каком основании эти ошибочные, на наш взгляд, выводы, полученные авторами по наблюдениям лишь на двух пересечениях Казбегского (ущелья рр.Терека и Ассы) и на одном - Кахетинского (ущ. р.Стори) диабазового поясов распространены на всю их огромную протяженность, а также на Джермут-Ахтычайский пояс, где авторами геологические наблюдения вообще не проводились.

В доказательство интрузивной природы описанных выше пиллоу-лав авторами рассматриваемой статьи приводится "секущее соотношение кливажа и этих тел". Однако то, что секущий кливаж не затрагивает массивные тела пиллоу-лав и расположен под углом к ним, явление вполне естественное. К тому же, этот угол мог изменяться из-за последующих тектонических срывов на границе массивных лав и вмещающих их сланцев.

Утверждение авторов о контактовом воздействии "диабазовых массивов" (пиллоу-лав) с двух сторон на вмещающие породы требует более веских доказательств, полученных на основании детального петрографического изучения приконтактовых зон. Однако даже при допущении двухстороннего контактового воздействия пиллоу-лав на вмещающие их глинистые породы, объяснение этому явлению можно найти в хорошо известных фактах не только излияния, но и внедрения подушечных лав в неконсолидированные илистые осадки морского дна.

Что же касается отмечаемого авторами "секущего" расположения жильных диабазов по отношению к слоистости и кливажным плоскостям, то некоторые из них, как отмечалось рядом предыдущих исследователей (Г.А.Чихрадзе, М.А.Маркус и др.), действительно молодого возраста и секут, видимо, относительно глубокие горизонты уже дислоцированных толщ. Наряду с этим, подавляющее их большинство представлено дайками - подводящими каналами ранне-среднеюрских эффузивов, которые с самого же начала занимали секущее положение по отношению к напластованию и при последующей складчатости изменяли лишь угол наклона и естественно сохраняли секущее расположение по отношению к слоистости. Вместе с тем, как отмечают сами авторы рассматриваемой статьи, "диабазы, в основном, расположены согласно кливажным поверхностям" (с. 385), которые часто параллельны напластованию (послойный кливаж). В таких случаях диабазы, которые часто будинированы, несомненно представляют собой синхронные осадконакоплению пластовые интрузии (силлы). Весьма важно, что ранне-среднеюрский возраст большинства жильных диабазов, наряду с геологическими данными, указывают и К-Аг определения абсолютного возраста этих пород. В частности, Г.Д.Афанасьевым еще в 1958 г. для жильных диабазов Дарьяльского массива были получены большей частью ниже-среднеюрские цифры. В единичных случаях отмечались меловые (возможно омоложенные) и даже среднепалеозойские значения, что, видимо, указывает на присутствие включений древних диабазов в теле Дарьяльского гранитоидного массива.

Теперь о некоторых других упущениях. Рассматривая условия формирования диабазового комплекса, авторы статьи отмечают расположение диабазовых тел в трещинах растяжения как в Дарьяльском и Гвелетском массивах, так и вмещающих их сланцах, которые, по их мнению, могли возникнуть только при скальвании и поэтому именуется "раздвиговыми трещинами скальвания"(с.389). Далее (с.402) также утверждается, что трещины скальвания возникают во

время растяжения. Однако, как известно, и продольные (потенциальные надвиги), и диагональные (потенциальные сдвиги) трещины скалывания образуются исключительно во время сжатия по направлению касательных напряжений.

Авторы предполагают существование двух близких во времени фаз образования диабазового интрузивного комплекса (поздний миоцен- начало раннего плиоцена и конец раннего плиоцена). В более раннюю фазу авторы вынуждены допустить отсутствие интенсивного регионального сжатия и "возникновение горст-антиклинорий в осевых зонах Большого Кавказа", где "очевидно происходила переориентировка тектонических направлений и смена положения оси тангенциального сжатия с горизонтального на вертикальное" (с.402). Однако остаются совершенно невыясненными причины такой смены положения этих осей. Представляется абсолютно необоснованным и неоправданным допущение возникновения локальных, вертикально направленных сил в очень узком интервале времени (поздний миоцен- конец раннего плиоцена) в осевой зоне Большого Кавказа, испытывающем интенсивнейшее горизонтальное сжатие на всем орогенном этапе его развития, к тому же почему-то в условиях отсутствия корня гор и наличия сводового поднятия как в консолидированной земной коре, так и в верхней мантии (см. рис. 10, с.403). Что это: возвращение к "гипотезе поднятия" А.Гумбольдта и Л.Буха начала XIX века? Однако, даже при допущении такого невероятного механизма, возможные масштабы возникшего при этом растяжения не могут объяснить образования огромной массы диабазовых тел, наблюдаемых на Большом Кавказе. По всем данным большинство из них формировалось в ранней-средней юре в раздвиговой осевой зоне окраинного моря Большого Кавказа. Примеры существования таких раздвиговых зон хорошо известны как в современных океанских и морских бассейнах, так и в их палеоаналогах многих регионов мира.

Таким образом, сказанное выше вряд ли оставляет сомнения в том, что основная масса диабазов Центрального и Восточного Кавказа имеет синхронный с вмещающей их осадочной толщей раннеюрский, а местами аален-раннебайосский возраст.

## КОРОВЫЕ И МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА И СУЛЬФИДНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В БОЛНИССКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

В.И.Гугушвили, М.А.Кекелия, Ч.Мун

**Коровые и мантийные источники мелового вулканизма и сульфидного рудообразования в Болнисском рудном районе.** <sup>1</sup>В.И.Гугушвили, <sup>1</sup>М.А.Кекелия, <sup>2</sup>Ч.Мун. <sup>1</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси; <sup>2</sup>Лейцестерский университет, Лейцестер, Великобритания.

Исследованы верхнемеловые вулканы (составляющие рудно-магматической системы) Болнисского рудного района. На основании геохимических критериев установлены геодинамические условия их образования. Показано, что риолиты и дациты характеризуются различными содержаниями редкоземельных (РЗЭ), крупноионных литофильных (LILE), некоторых высокозарядных (HFSE) элементов, а также значениями Eu-аномалий и степенью фракционирования РЗЭ. Это может указывать на различный глубинный источник их образования. Распределения Rb, Nb и Y в риолитах отражает вероятность участия в их генезисе деплетированного (ORG) и внутриплитного источника. Характер распределения РЗЭ и других крупноионных литофильных элементов в базальтах и андезито-базальтах показывает, что они отличаются от проявлений надсубдукционного вулканизма и их можно рассматривать как самостоятельную вулканическую ассоциацию. Высказано предположение об источнике цветных металлов (Cu, Pb и Zn) в процессе рудообразования.

*,jkybcb vflybfyb hfbjybc wfhwkeb dekrfybpbvc mthmekb lf vfynehb o'fhjt,bl d\ueueidbkb= 1\trtrtkbf= 2x\veybl 1cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnen= v\fkmtcb.bc m\ 1\$9= 380093 s,bkcb+ ktbwcnthbc eybdthcbntnb= ktbwcnthbc lblb ,hbnfytsb\*

*itcofdkbbf ,jkybcb vflybfyb hfbjybc vfly\_vfuehb cbcntvbc itvflutytkb ptlfwfhwkeb dekrfybnt,bl utjmbvbehb rhbntbhevt,bc fae.dtkpt ufycfpqdhekb vfsb ajhvbt,bc utjlbyfbrehb gbh,t,bl yfxdtyt,bf= hjv hbjknt,b= buybv,hbnt,b lf lfwnt,b [fcbfslt,bfy bidbfsb= lblb bjehb hflbect,bc vmjyt kbjabkeh (LILE) lf vfqkdfktybnfyb (HFSE) tktvtynt,bc ufyc[dfdt,ekb itv-wdtkj,bs\ bcyb ufyc[dfdt,bfy fuhtsdt Eu-c fyjvfkbt,bc c[dfdfc[df vybiditytj,t,bs lf bidbfsb vb of tktvtynt,bc ahfmwbybht,bc [fhbc[bs\ tc itcf:kjf vbesbst,ltc= hjv vfsb ofhvjj,f lfrfdibht,ekbf c[dfdfc[df cbqhvbc rthfcsfy\ Rb, Nb lf Y-bc ufyfobkt,f hbjknt,ib udbxdtyt,c= hjv vfs utytpbcib itcf:kjf ufhrdtekl vjyfobktj,lf ufqhb,t,ekb (ORG) lf iblfabkfmyehb (WPG) o'fhjt,bl fylt-pbn\_,fpfnt,ib pjubthsb ksjabkeh tktvtynt,bc ufyfobkt,bc [fcbfsb udbxdtyt,c= hjv bcyb ufyc-[dfdt,bfy ce,lemwbbcptlf ofhvjymvty,bcfufy lf fvbnyv ofhvjlutyty lfverbl,tk dekrfyeh fcj-wbfbwbf\ ufvjsmekbf vjcfpht,f cgbkty.bc vfynehb o'fhjpt= vfiby hjltcfw n'dbbcf lf sesbbc o'fhj gjkbvtnfkeh ufvytyt,fb mthmekb eylf b'jc\ ufvjsmekbf vjcfpht,f athflb kbsjyt,bc o'fhjpt vflyofhvjj,bc ghjwctib\*

**Crustal and mantle sources of Cretaceous volcanism and sulfide mineralization in the Bolnisi mining district.** <sup>1</sup>V.Gugushvili, <sup>1</sup>M.Kekelia, <sup>2</sup>Ch.Moon. <sup>1</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Aleksidze str., 1/9, 380093 Tbilisi; University of Leicester, Leicester, UK.

The Upper Cretaceous volcanics (represented of ore-magmatic systems) of Bolnisi mining district consist of rhyolites, ignimbrite, dacite, andesite-basalts and basalts. Geodynamic conditions of their origine are determined. The rhyolites, ignimbrites and dacites of the region are characterized by various content of REE, LILE and of HFSE elements, as well as significant Eu-anomalies and extent of REE fractionation. It may be shown on the different depth of sources of their origine. The degree of participation of Rb, Nb and Y in the rhyolites reflect the possibilities in their genesis of depleted (ORG) and within plate (WPG) sources. Character of distribution of REE and other large in lithophil elements in the basalts and andesite-basalts of the region shown that they are distinguish from typical products of subduction volcanism and may be regarded as discern volcanic type. The mantle source of copper in the nonferrous mineralization is supposed, whereas the source lead and zinc sources would be crustal.



Болнисский рудный район расположен в Артвинско-Болнисской зоне. Он содержит ряд медно-полиметаллических месторождений, приуроченных к верхнемеловой вулканической толще. Среди них наиболее значительны Маднеули и Цителисопели.

Верхнемеловая вулканическая толща, состоящая из вулканитов известково-щелочного и субщелочного состава, сформировалась над зоной субдукции северовергентного замыкания океана Тетис, реликтом которого является Измир-Анкара-Ерзинджан-Севанский офиолитовый шов.

Верхнемеловая вулканическая толща от Артвинско-Болнисской зоны тянется во Внешние Понтиды и продолжается в Болгарское Среднегорье и Внутренние Карпаты. С ней связан известный металлогенический пояс, представленный целым рядом крупных медно-полиметаллических и медно-порфировых месторождений: Лаханос, Маденкой, Мургул, Чератепе (Внешние Понтиды), Медет, Асарел, Елшица, Челопеч (Болгарское Среднегорье), Бор, Майданпек, Байемаре (Внутренние Карпаты).

Маднеули и Цителисопели, а также ряд других месторождений Болнисского рудного района, Квемо Болниси, Сакдриси, Давид-Гареджи, Питарети, Бектакари являются звеном этого металлогенического пояса. Кроме того во Внешних Понтидах известен Триас-Среднеюрский офиолитовый комплекс (Комплекс Кюре), содержащий медно-колчеданные месторождения кипрского типа - Ашикой и Бакибаба (Üstaomer, Robertson, 1997). Другой реликтовой зоной Неотетиса является эоценовый офиолитовый комплекс в Кизилдаге (Южные Анатолиды), состоящий из гарцбургитов, дунитов, габбро-дунитов, чередующихся с пироксенитами и верлитами, которые перекрыты дайковым комплексом, пиллоу-лавами и глубоководными осадками (Engin, 1994). С ним связаны два медно-колчеданных месторождения - Маден (Едазиг) и Маденкой (Сиирт). Они являются составной частью юго-восточного меднорудного пояса Турции, продолжающегося в восточном направлении в Трудосский пояс кипрских офиолитов с известными медно-колчеданными месторождениями.

Островодужная природа мезозойских вулканических образований Понтид, Среднегорья и Внутренних Карпат подтверждена геохимическими индикаторами: соотношением изотопов стронция, содержанием и поведением редкоземельных элементов, крупноионных литофилов и др. (Alamia et al., 1977; Akinci, 1985; Bektaş, 1984; Boccaletti et al., 1978; Peccerillo, Taylor, 1976; Lordkipanidze et al., 1988) Лишь геохимия позднемеловых вулканитов Артвино-Болнисской зоны Малого Кавказа, с которыми связаны значительные сульфидные месторождения, была изучена недостаточно. Мы попытались восполнить этот пробел на основании геохимического анализа позднемеловых продуктивных вулканитов Болнисского рудного района.

В позднемеловой вулканогенно-осадочной толще сеноман-сантонского возраста выделяются все разновидности от базальтов до риолитов, отвечающих по своим петрохимическим характеристикам нормальным и субщелочным сериям магматических пород (Рубинштейн и др., 1983; Гугушвили и др., 1984; Дудаури и др., 1990; Надареишвили, 2000). Она представлена чередованием кислых риолит-дацитовых игнимбритов и туфов с андезит-базальтами и базальтами. Вулканизм характеризуется двумя циклами игнимбритовых эксплозий, чередующихся с андезит-базальтовыми и базальтовыми извержениями. Игнимбритовые пароксизмы завершались кальдеропроседанием и внедрением риолитовых экструзий вокруг кольцевых структур проседания. Циклы игнимбритового извержения и риолитовые экструзии датируются К/Аг методом: I цикл - 92,7 млн.лет, соответственно I группа экструзий - 87-89 млн.лет; II цикл - 77,6 млн.лет, соответственно II группа экструзий - 71-73 млн.лет (Гугушвили, 2000).

В Болнисском рудном районе месторождения цветных и благородных металлов проявляют парагенные связи с определенными типами пород.

Нами предпринята попытка на основании данных по РЗЭ и некоторым другим редким элементам дать геохимическую характеристику магматитов Болнисского рудного района с целью их геохимической типизации и реконструкции геодинамической обстановки их образования.

Среди магматических образований Болнисского рудного района, входящих в состав рудно-магматической системы, т.е. проявляющих пространственно-временные связи с рудными накоплениями, являются базальты, андезито-базальты, риолиты, игнимбриты, дациты. Образцы этих пород проанализированы в Лейстерском Университете (Англия) на содержание главных петрогенных элементов, РЗЭ, а также ряда редких элементов, определенных рентгено-флюоресцентным методом и ИСП спектрометрического анализа. Аналитические данные сведены в таблицу.

На диаграмме Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (рис.1) риолиты группируются, в основном, в верхней части диаграммы. Это породы, обогащенные калишпатом, серицит-мусковитом, в которых отсутствует альбит. Ближе к вершине Na<sub>2</sub>O около тронджемитового тренда расположены фигуративные точки дацитов, не содержащих калиевый полевой шпат (или содержащих его в незначительном количестве) и риолиты, в которых преобладает альбитовая составляющая.

На классификационной диаграмме Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (рис.2) (Магматические горные породы, 1983) нанесены составы распространенных в пределах Болнисского рудного района риолитов, дацитов, игнимбриков, базальтов, андезито-базальтов. Как видим, фигуративные точки базальтов и андезито-базальтов располагаются в поле субщелочных пород и различаются по щелочности и кремнекислотности. В поле пород нормального ряда (I) ложатся кислые магматиты, при этом низкой щелочностью характеризуются риолиты (кроме одного образца). Более высоким содержанием щелочей при одинаковых значениях кремнекислотности характеризуются игнимбрики и дациты.

Таблица

Химический состав магматитов Болнисского рудного района (окислы, масс%, редкие, г/т)

№ обр	1-99	2-99	12-99	32-99	34-99	35-99	7-99	8-99	14-99	15-99	6-99	27-99	18-99	22-99
Порода	Риолиты						Базальты		Андезито-базальты	Игнимбрики		Дациты		
SiO <sub>2</sub>	69.79	72.58	73.58	74.36	79.46	82.86	49.76	48.56	56.31	55.02	78.64	73.82	68.47	67.07
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.53	0.44	0.40	0.18	0.16	1.13	0.99	1.00	1.01	0.13	0.32	0.23	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.48	11.88	12.71	11.61	8.52	7.63	20.31	20.59	18.06	17.65	11.33	13.45	16.03	15.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.44	6.02	3.62	3.82	3.88	2.80	8.06	7.85	4.55	4.38	1.13	2.80	2.13	2.07
MnO	0.115	0.090	0.039	0.113	0.018	0.017	0.187	0.18	0.086	0.085	0.035	0.095	0.051	0.057
MgO	4.13	1.93	0.86	2.85	0.33	0.86	3.30	3.58	1.94	1.84	0.31	1.78	0.87	0.89
CaO	0.45	0.08	0.63	0.23	0.01	0.04	9.85	9.56	7.37	7.75	0.13	0.27	2.66	3.12
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.23	5.36	2.05	0.22	0.29	4.05	4.57	3.57	3.58	3.27	5.63	5.80	5.84
K <sub>2</sub> O	1.57	2.83	1.48	1.24	2.17	1.39	1.05	0.86	3.32	3.81	3.93	0.61	0.77	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.120	0.080	0.063	0.077	0.024	0.027	0.322	0.291	0.345	0.345	0.030	0.052	0.082	0.076
ппп	4.16	3.04	1.46	2.92	4.33	4.06	1.70	2.92	3.50	3.51	1.00	1.54	3.18	3.04
Σ	99.10	98.81	100.24	99.67	99.15	99.53	99.72	100.01	100.05	98.99	99.93	100.37	100.27	99.06
Ba	929	475	495	344	400	374	330	526	398	395	533	207	327	372
Ce	23	25	31	51	69	12	36	34	87	87	23	49	<4	<4
Co	10	16	8	9	9	4	32	30	17	15	<2	7	5	5
Cr	74	233	83	231	266	95	142	84	266	209	133	120	57	6
Cu	<2	352	<2	<2	1406	1342	132	57	501	436	<2	<2	8	8
Ga	17	16	15	13	16	16	20	19	17	18	11	13	18	17
La	17	12	17	26	36	14	18	18	44	45	24	30	9	8
Nb	11	10	9	11	8	7	8	6	21	21	9	13	3	4
Nd	18	17	26	2	39	15	23	19	44	43	10	29	6	5
Ni	<2	3	2	<1	4	<2	13	10	30	28	<2	<2	<2	2
Pb	<1	2	1	<1	3	1	1	2	9	12	6	1	3	2
Rb	32	45	15	17	41	26	7	8	80	79	64	13	16	18
Sc	19	12	13	16	9	5	33	31	23	25	<2	12	6	6
Sr	15	7	96	28	17	27	590	507	484	472	32	67	408	416
Th	6	6	5	7	7	5	5	4	22	24	10	11	5	3
U	1	1	1	<1	1	1	1	<1	4	3	2	1	<1	<1
V	11	11	10	13	8	7	322	216	141	145	5	20	35	33
Y	44	49	52	58	36	34	24	22	36	35	14	44	5	6
Zn	133	57	75	61	9	6	80	75	46	41	15	38	30	30
Zr	224	190	226	222	162	138	90	82	388	383	111	201	56	57
La	17.97	14.12	19.11	26.71	32.74	12.70	18.50	19.04	43.42	46.54	23.06	29.41	8.72	8.59
Ce	38.45	31.20	39.79	57.25	71.72	27.95	40.06	39.34	88.68	92.61	42.05	62.02	15.47	15.29
Pr	4.54	4.03	5.19	7.01	8.72	3.28	5.30	5.04	10.01	11.02	4.54	7.57	1.80	1.89
Nd	17.86	11.75	18.61	28.31	34.59	10.97	18.63	14.87	37.19	40.65	15.92	27.71	5.91	6.79
Sm	4.19	3.46	4.97	5.58	6.39	2.51	4.34	4.05	8.20	7.00	3.42	6.08	1.42	1.55
Eu	1.01	0.87	1.32	1.35	1.15	0.53	1.43	1.39	1.62	1.74	0.54	0.71	0.42	0.41
Gd	3.64	3.99	5.39	4.66	4.68	2.15	4.14	3.96	5.72	6.32	1.96	3.13	1.01	1.06
Dy	3.57	4.12	6.24	3.96	3.03	2.15	3.63	3.52	4.81	5.02	1.97	3.00	0.92	0.98
Er	2.47	2.52	4.19	4.39	1.88	1.43	2.02	2.11	2.91	2.95	1.48	2.32	0.62	0.56
Yb	2.33	2.19	4.40	2.31	1.78	1.42	1.71	1.59	2.32	2.38	1.24	2.22	0.41	0.42
Lu	0.37	0.34	0.66	0.36	0.29	0.23	0.28	0.24	0.35	0.36	0.21	0.36	0.07	0.08

ΣTR	96.4	78.59	109.83	139.89	166.97	65.32	99.84	95.14	205.23	216.59	95.39	144.23	36.77	34.18
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	5.2	4.6	2.9	7.8	11.6	5.8	7.5	7.6	12.7	13.6	12.3	8.5	14	13.5
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	2.7	2.5	2.3	2.9	3.1	3.1	2.7	2.9	3.3	4.1	4.1	3.0	3.5	3.3
Eu*/Eu	0.80	0.74	0.77	0.78	0.65	0.68	1.01	1.07	0.72	0.81	0.58	0.52	0.88	0.88

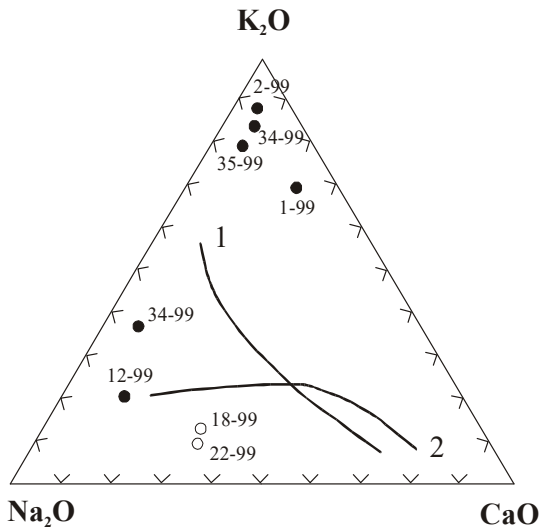


Рис.1. Диаграмма Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO для магматических пород Болнисского рудного района

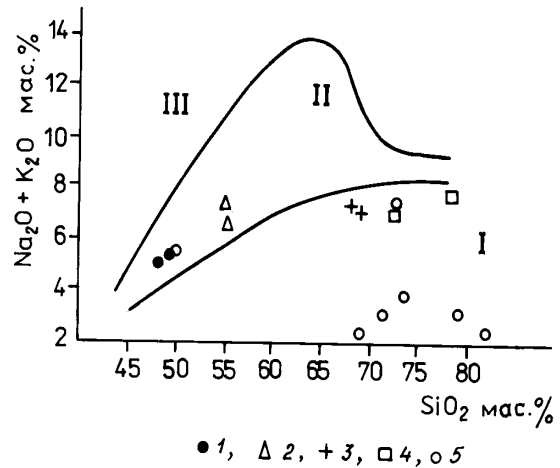


Рис.2. Размещение составов магматических пород Болнисского рудного района на классификационной диаграмме (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>. I, II, III соответственно поля нормальных, субщелочных и щелочных рядов (Магматические горные породы..., 1983)  
1 – базальты; 2 - андезито-базальты; 3 – дациты;  
4 – игнимбриты; 5 - риолиты

На рис 3,4,5 приводятся графики нормализованных к хондриту (William V. Bounton, 1984) значений РЗЭ для средне- и позднемеловых образований Болнисского рудного района. Это риолиты, игнимбриты, дациты, базальты и андезито-базальты. Для всех исследованных пород характерны наклонные кривые распределения РЗЭ со слабовыраженным Eu-минимумом в риолитах (6 обр.) и игнимбритах (2 обр.) и отсутствующим в базальтах, андезито-базальтах и дацитах.

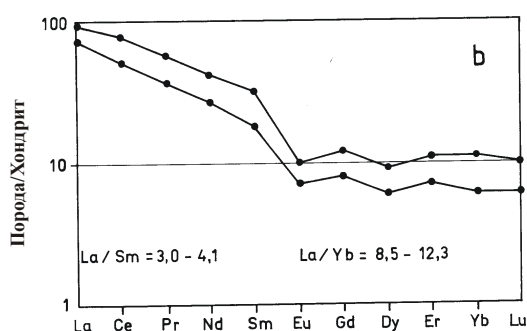
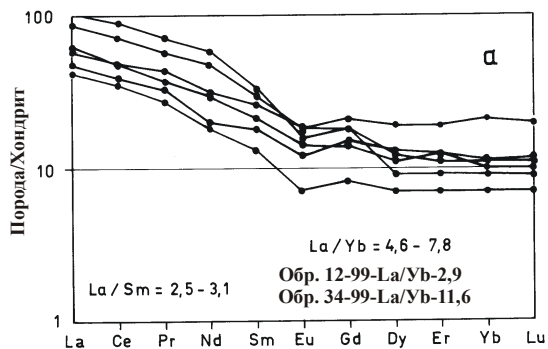


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в риолитах (а) и игнимбритах (б) Болнисского рудного района. Содержание РЗЭ в породах нормированы по хондриту (William V. Bounton, 1984)

На графике распределения РЗЭ (см. рис.3а) для риолитов Болнисского рудного р-на отмечается обогащение в легкой части спектра ( $La_N/Sm_N=2,3-3,1$ ;  $La_N/Yb_N=2,9-11,6$ ; см. табл.) Дисперсия в легкой части спектра РЗЭ более значительна ( $La_N=41-105$ ), нежели в тяжелой ( $Lu_N=7-20$ ). Для риолитов характерна отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*=0,74-0,80$ ; в двух образцах, взятых в пределах самого месторождения, на карьере,  $Eu/Eu^*=0,65-0,68$ ).

Примерно такой же характер распределения РЗЭ проявляют игнимбиты, однако от риолитов они отличаются более низкими значениями тяжелых лантаноидов (см. рис.3б)  $La_N/Sm_N=3,0-4,1$ ;  $La_N/Yb_N=8,5-12,3$ ; Eu - аномалия проявлена более ясно ( $Eu/Eu^*=0,52-0,58$ ).

Дациты исследованного района в целом отличаются более низкими содержаниями РЗЭ и отсутствием Eu минимума по сравнению с риолитами и игнимбритами (см. рис.4) Дациты обогащены легкими РЗЭ  $La_N/Sm_N=3,3-3,5$ ;  $La_N/Yb_N=13,5-14$ .  $Eu/Eu^*=0,72-0,77$ .

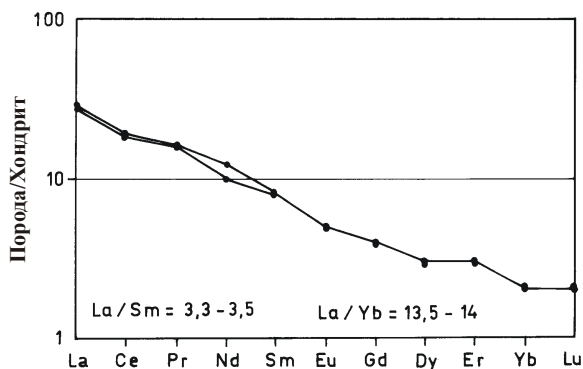


Рис. 4. Распределение РЗЭ в дацитах Болнисского рудного района

Базальты и андезито-базальты исследованного района являются умеренно-титанистыми ( $TiO_2 \geq 1$ ), по соотношению кремнезем-щелочи они относятся к субщелочным породам. Распределение РЗЭ фракционированное (рис. 5 - а, б) ( $La_N/Sm_N=2,7; 2,9; 3,3; 4,1$ ;  $La_N/Yb_N=7,5; 7,6; 12,7; 13,6$ ) в них отсутствует Eu-минимум, что, по-видимому, указывает на их близость к вулканитам

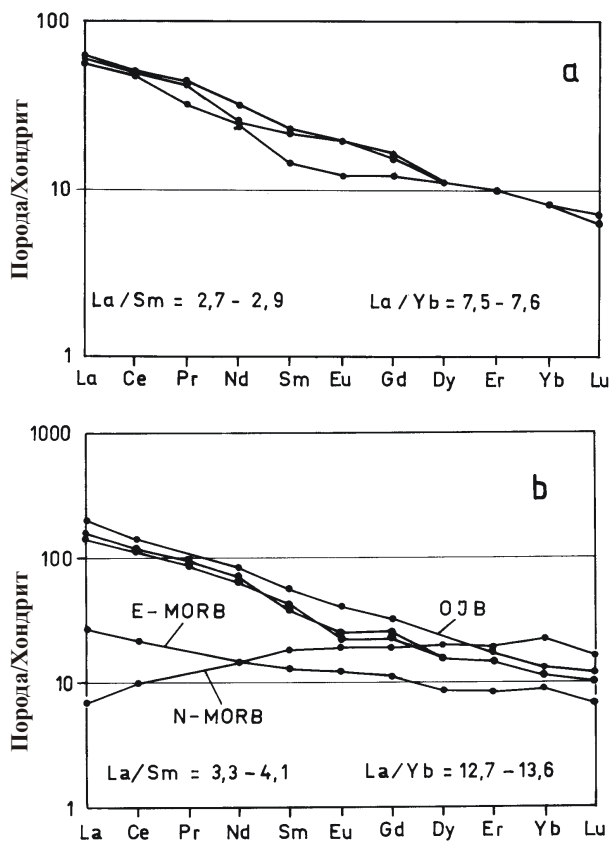


Рис. 5. Распределение РЗЭ в базальтах (а) и андезито-базальтах (б) Болнисского рудного района

внутриплитных серий. Базальты и андезито-базальты характеризуются наклонными кривыми распределения РЗЭ, в последних Eu-минимум выражен очень слабо (см. рис. 5). В целом, в андезито-базальтах содержание РЗЭ выше, чем в базальтах, степень фракционирования выше в андезито-базальтах.  $La_N/Sm_N=3,3-4,1$ ;  $3,3; 4,1$ ;  $La_N/Yb_N=12,7-13,6$ , тогда как в базальтах эти отношения равны:  $La_N/Sm_N=2,7-2,9$ , а  $La_N/Yb_N=7,5-7,6$ . Главной отличительной чертой является обогащение базальтов европием;  $Eu/Eu^*=1,01-1,07$ , тогда как в андезито-базальтах  $Eu/Eu^*=0,72-0,81$ .

На дискриминантные диаграммы (рис. 6) нанесены составы риолитов и дацитов Болнисского рудного района. На диаграмме Nb-Y риолиты попадают в основном на границу полей внутриплитных, срединноокеанических хребтов и островодужных гранитов. Точнее можно сказать, что риолиты распространенные за пределами месторождения (участки Сакдриси, Бектакари), ложатся в поле ORG, тогда как риолиты, обнажающиеся непосредственно в районе карьера (обр. 34-99, 35-99), попадают в поле syn-COLG+VAG. Сюда же относятся дациты (обр. 18-99, 22-99). На диаграмме Rb-(Y+Nb) фигуративные точки риолитов попадают в поле WPG и частично (вместе с дацитами) в область гранитов вулканических дуг (VAG).

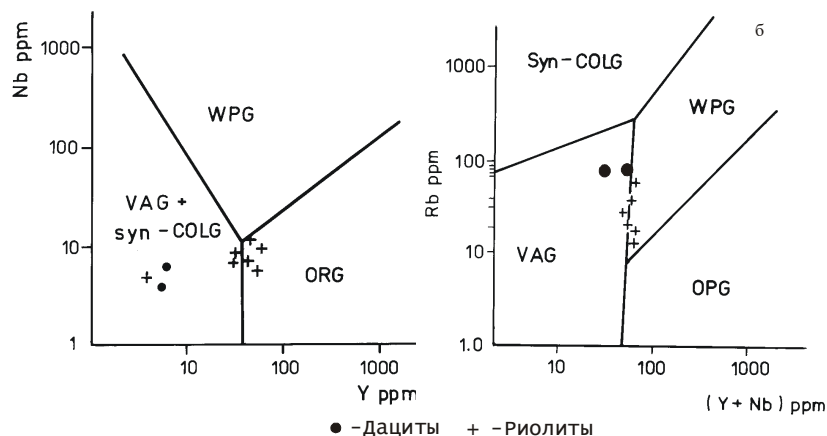


Рис. 6. Положение состава риолитов и дацитов Болнисского рудного района на дискриминантных диаграммах Nb - Y и Rb - (Y+Nb) по (Pearce et.al., 1984).

Геохимическая специфика исследованных риолитов Болнисского рудного района иллюстрируется на поликомпонентной диаграмме, предложенной Дж.Пирсом с соавторами (Pearce et al., 1984). На рис.7 нанесены данные для риолитов, нормированные к граниту океанических хребтов (DRG) (Pearce et.al., 1984). Из рисунка видно, что для риолитов характерны дисперсия концентрации элементов, обогащение K, Rb, Ba, Th и частично Ce и обеднение высокозарядными элементами, в частности Nb, Zn, Sm, Y и особенно Yb.

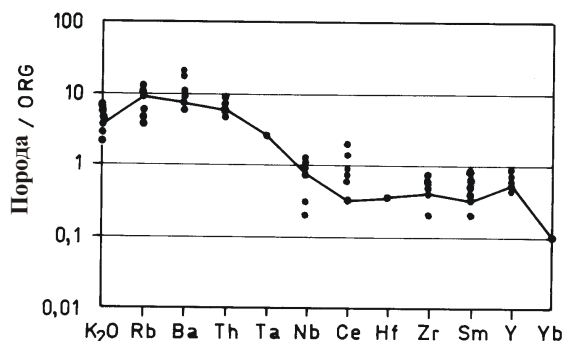


Рис.7. График значений позднемеловых риолитов Болнисского рудного района, нормированных к граниту океанических хребтов

Таким образом риолиты, игнимбриты и дациты характеризуются различными содержаниями РЗЭ, крупноионных литофильных - LILE - (K, Rb, Ba, Sr), некоторых высокозарядных - HFSE - (Zr, Y) - элементов, а также значениями Eu - аномалий и степенью фракционирования РЗЭ. Это может указывать на различный глубинный источник их образования. Распределение Rb, Nb, и Y в риолитах отражает вероятность участия в их генезисе деплетированного (ORG) и внутриплитного источника (WPG).

Базальты и андезито-базальты характеризуются высокими значениями содержаний РЗЭ по сравнению с N и E - MORB, распределение носит дифференцированный характер при обогащении элементами цериевой группы -  $La_N/Sm_N=2,5-2,7$ ;  $La_N/Yb_N=7,5-7,6$  - в базальтах и  $La_N/Sm_N=3,3-4,1$ ;  $La_N/Yb_N=12,7-13,6$  в андезито-базальтах. Это, по-видимому, указывает на их близость к внутриплитным образованиям. На участие в их генезисе внутриплитного компонента указывают также (согласно Sun, McDonough, 1989) значения K/La и  $La_N/Yb_N$  отношений, равные  $\approx 500$  и  $\approx 7,5$  для базальтов и  $\approx 700$  и  $\approx 14$  для андезито-базальтов (рис.8.).

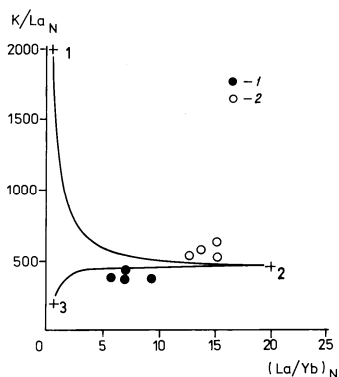


Рис.8. Положение составов базальтов и андезито-базальтов Болнисского рудного района на диаграмме  $K/La - (La/Yb)_N$ . 1-базальты; 2-андезито-базальты (объяснения в тексте).

Как видно из рис. 8, верхнемеловые базальты и андезито-базальты Болнисского рудного района различаются по соотношению трех компонентов. Фигуративные точки с низкими  $K/La$  и  $(La/Yb)_N$  отношениями для базальтов расположены в области продуктов деплетированного источника (+3) - близкими MORB (Sun, McDonough, 1989). С другой стороны, андезито-базальты с низкими  $K/La$  и сравнительно высокими  $(La/Yb)_N$  отношениями проявляется сходство с продуктами внутриплитного магматизма (Dixon et.al., 1984; Федоров, Филатова, 1999). Приведенные геохимические данные, а именно характер распределения РЗЭ и других крупноионных литофильных элементов показывают, что они отличаются от проявлений надсубдукционного вулканизма, и их можно рассматривать как самостоятельную вулканическую ассоциацию.

Итак геохимический индикаторный анализ свидетельствует о существовании в верхнемеловой толще наряду с островодужными индикаторами и мантийных (деплетированные ORG), а также глубинных внутриплитных индикаторов. Как показал анализ вулканитов океанических ситуаций и связанных с ними сульфидных полиметаллических месторождений здесь образуются медно-пиритовые месторождения кипрского типа. Примером тому могут служить месторождения, связанные с океанической пластиной (Комплекс Кюре, Внешние Понтиды, Ашикой и Бакибаба), а также с офиолитовой сутурой Неотетиса в Кизилдаге (Южные Анатолиды) - Маден (Елазиг) и Маденкой (Сиирт), месторождениями тродосских офиолитов и многие другие. Исследования П.Рона (1986) и Ю.А.Богданова (2000) в областях спрединга современных океанов рудоносные растворы (черные курильщики) формируют рудные медно-колчеданные залежи, с участием сульфидов цинка, без участия свинца. Интрадуговые и задуговые рифты с бимодальным, контрастным толеит-риолитовым вулканизмом характеризуются медно-цинковыми сульфидными месторождениями. Таковыми являются месторождения Худесской группы передового хребта Большого Кавказа (интрадуговой рифт) и месторождения окраинного моря Южного склона - Филизчайская группа и Аденге. Свинец играет значительную роль и имеет экономическое значение лишь в островодужных, коллизионных и постколлизионных геодинамических обстановках с участием гранитного слоя коры и известково-щелочных вулканитов, каковыми являются месторождения Болнисского рудного района. Здесь, как и во всем металлогеническом поясе, тянущемся от Артвино-Болнисской глыбы, через Понтиды до Балкан и Внутренних Карпат, все полиметаллические сульфидные месторождения являются медно-свинцово-цинковыми. Из вышесказанного следует, что концентрация меди и цинка имеет мантийный и базальтово-коровый источник, тогда как источник свинца находится в гранитной (сиалической) коре. Результаты индикаторного геохимического анализа вулканитов верхнемеловой вулканической серии Болнисского рудного района, показавшие наряду с островодужным, мантийное (ORG) и внутриплитные глубинные геохимические индикаторы, свидетельствуют о том, что в данной (надсубдукционной) обстановке вулканизм и сульфидное рудообразование вместе с островодужным, имели также мантийные и глубинный внутриплитный источники.

Работа выполнена при финансовой поддержке научного фонда ИНТАС - Грузия (проект № 1416).

### Литература

- Богданов Ю.А. (2000). Систематика современных сульфидных железей дна океана //ГРМ. Т. 42. №6. С.499-513.
- Гугушвили В.И., Апхазова М.А., Багдасарян Г.П. (1984). Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии //Сов. геология. №11. С. 48-56.
- Гугушвили В.И. (2000). Рудообразование и вулканизм на фоне геодинамической активности океана Тетис в пределах Кавказа и Турции //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 387-401.
- Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Г., Гоголадзе Д.П. (1990). К-Аг возраст некоторых субвулканических тел и других месторождений Квемо-Картли (Юго-Восточная Грузия) // Сообщ. АН Грузии. 140. №3. С. 553-556.
- Магматические горные породы. (1983). (Под ред. Богатикова О.А.) //Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука. Т.1.767 с.

- Надареишвили Г.Ш. (2000). Меловые вулканические формации Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. С.179-194.
- Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Багдасарян Г.П., Гугушвили В.И. (1983). О генетической связи медно-молибден-колчаданно-полиметаллических месторождений Болнисского рудного района с поздне меловым вулканизмом //Сообщ. АН ГССР. 109. №3. С. 573-576.
- Рона П. (1986). Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир. 159 с.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. (1999). Геохимия и петрология поздне меловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине северо-востока Азии //Геохимия. №2. С. 115-132.
- Adamia Sh., Lordkipanidze M., Zakariadze G. (1977). Evolution of an active continental margin as exemplified by the alpine history of the Caucasus //Tectonophysics. V. 40. P. 183-199.
- Akinci O. (1985). The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits //The Geological Evolution of the Eastern Mediteranean. Geol. Soc. London. Spec. Pub. No 17. 848 p.
- Bektaş O. (1984). Upper Cretaceous shoshonitic volcanism and its geotectonic significance in the Eastern Pontides (Northern Turkey). Black Sea Univ. Bull. Geol. 3. P. 53-63.
- Boccaletti H., Stanisheva-Basileva G., Maneti P., Peccerilo A. (1978). Late Cretaceous high potassium volcanism in Eastern Srednegorie, Bulgaria //Bull. Geol. Soc. America. 89. P.1076-1086.
- Dixon T., Batiza K., Futak et al. (1984). Petrochemistry, age, and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western pacific //Chem. Geol. V.43. P. 1.
- Engin Tandogan. (1994). Metallic minerals //Geology and Mineral resources of Turkey. Mineral Research and Exploration Department, Ankara. P. 1-48.
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Džrbashian R. (1988). Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region //Mem. de la Soc. Geol. de France. Nouv. ser. Paris. 154 (II). P. 103-124.
- Pearce J., Harris N., Tindle A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journ. of Petrology. V.25. Pt.4. P. 956-983.
- Peccerilo A., Taylor S. (1976). Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the pontic chain, Northern Turkey //Bull. volcanol. 39. P. 557-569.
- Sun S., Macdonough W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. I. Eds. Saunders B.D., Norry M.J. Magmatism in the Ocean Basin //Geol. Soc. Spec. Publ. B. 42. P. 313-345.
- Üstaomer J., Robertson A. (1997). Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in Central Pontides of Northern Turkey //Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Published by the American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, USA 74101. P.255-290.
- William V. Bounten (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies //Rare Earth's elements Geochemistry. Amsterdam. P. 63-114.



## К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕДНО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕРИССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ)

И.Д.Долидзе

**К вопросу об эволюции постмагматических растворов при формировании медно-полиметаллических месторождений Мерисского рудного поля (Западная Грузия).** И.Д.Долидзе. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Исследована эволюция химического состава минералообразующих растворов медно-полиметаллических месторождений Мерисского рудного поля на основе микрохимического анализа водных вытяжек. Установлена близость химических составов гидротерм согласно стадиям минерализации без выявления четко выраженной зональности по отношению к интрузивному массиву.

*gjc n v f u e h b [ c y f h t , b c t d j k e w b b c c f r b s [ b c f s d b c v t h b c b c v f l y t e k b d t k b c c g b k t y - g j k b v t n f k e h b c f , f l j t , b c a j h v b h t , b c g h j w t c i b ( l f c f d k t s b c f m f h s d t k j ) \ b \ l j k b \cdot t \ c f m f h s d t k j c v t w y b t h t , f s f f r f l t v b b c u t j k j u b e h b b y c n b n e n b = \ f k t m c b \cdot b c m \ 1 \ 9 = 3 8 0 0 9 3 s , b k b c b \*

*i t c o f d k b k b f v t h b c b c v f l y t e k b d t k b c c g b k t y - g j k b v t n f k e h b v f l y t , b c v b y t h f k o f h v j m v m y t k b [ c y f h t , b c m b v b e h b i t v f l u t y k j , b c t d j k e w b f = v l f y v f i t y b v b y t h f k t , b c u f v j y f n e n t , b c v b r h j m b v b e h b i t v f l u t y k j , b c r d k t d b c c f a e \cdot d t k p t \ l f l u t y b k b f v l f y o f h v j j , b c w f k r t e k b c n f l b t , b c v b y t h f k s f o f h v j m v m y t k b ] b l h j s t h v t , b c m b v b e h b i t v f l u t y k j , b c v c u f d c t , f = b y n h e p e k b v f c b d t , b c v b v f h s v r d t s - h f l u f v j [ f n e k b p j y f k j , b c u f h t i t \*

**About evolution of postmagmatic solutions during formation of copper-polymetallic deposits of the Merisi ore field (West Georgia).** I.Dolidze. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

On the basis of the microchemical analysis of aqueous extractions the evolution of the chemical composition of mineralforming solutions of the copper-polymetallic deposits of Merisi ore-field is studied. Similarity of the chemical compositions of hydrotherms at different stages of mineralization is established. Hydrotherms do not reveal clear zoning in relation to the intrusive massif.

Реконструкция физико-химических условий формирования месторождений полезных ископаемых различных генетических типов на основании изучения главных параметров природных процессов в их эволюционном развитии является одной из основных проблем современной теории эндогенного рудообразования. Накопление данных о химизме и температуре рудообразующих растворов способствует созданию моделей формирования месторождений и имеет важное значение для разработки минералого-геохимических критериев поисков, оценки и прогнозирования минерального сырья.

Автором в указанном аспекте в течение ряда лет исследовались медно-полиметаллические месторождения Мерисского рудного поля, занимающие особо важное место в Аджарском рудном районе. Эти исследования в настоящее время актуальны, так как после длительного перерыва на аджарских месторождениях возобновлены геолого-разведочные работы в связи с обнаружением в рудах и вмещающих породах месторождений и рудопроявлений повышенного содержания золота.

Аджарский рудный район, согласно принятой геотектонической схеме Грузии (Гамкрелидзе, 1964), охватывает центральную и южную зоны западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, которая по последним данным отнесена к складчатой системе Малого Кавказа (И.Гамкрелидзе, 2000).

Рудный район сложен вулканогенно-осадочными отложениями эоцена с двумя сравнительно крупными выходами интрузивных пород габбро-сиенит-диоритовой формации: Мерисский и Намонастреви-Чалатский, формировавшихся в двух различных интрузивных фазах (Надирадзе, 1957; Надирадзе, Хмаладзе, 1969; Магалашвили, 1991).

Некоторые исследователи (Надирадзе, 1957; Саркисян, 1957; Твалчрелидзе, 1958) на месторождениях Мерисского рудного поля по отношению к интрузивному массиву отмечают вертикальную и горизонтальную зональность, в том числе и ритмическую (Твалчрелидзе, Магала-

швили, 1988), хотя ряд авторов (Банделиани, 1956; Иваницкий, 1961) или отрицают ее наличие, или же отмечают только нечетко выраженную вертикальную зональность (Иваницкий, 1961, 1963; Купарадзе, 1971).

Аджарский рудный район отличается многообразием рудных формаций. В первую очередь надо отметить Мерисское рудное поле, включающее в себя ряд медно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений: Вараза, Оболю-Канлыккая, Цхалбокела (Верхняя и Нижняя), Верхнала, Велибури, Сакени и другие.

На основании критического разбора данных предыдущих исследователей и наших исследований мы считаем возможным выделить три основные стадии процесса минералообразования в формировании месторождений Мерисского рудного поля: кварц-пиритовую (безрудную с интервалом температур 300-250°; сульфидную – 260-155° и сульфидную с баритом – 230-60°.

Вещественный состав руд Мерисского рудного поля является объектом многолетних исследований ряда авторов, однако химизм минералообразующих гидротерм ранее специально никем не изучался.

Для ориентировочного представления о возможном составе рудообразующих растворов методом химического анализа тройных водных вытяжек (Хитаров, 1968) нами был определен химический состав растворов включений в наиболее распространенных минералах каждой стадии минерализации на отмеченных месторождениях.

Минеральный состав руд месторождений весьма сходен. Последовательность развития стадий минерализации на отдельных месторождениях достаточно однообразна, а количественные соотношения между минералами и парагенетическими ассоциациями варьируют незначительно. Следовательно, можно предполагать, что все перечисленные месторождения характеризуются определенным (сходным) комплексом парагенетических ассоциаций минералов, изучение которых, как с точки зрения температуры, так и химизма среды минералообразования, представляет несомненный интерес для реставрации термодинамических условий переноса и осаждения рудного вещества, характерного в целом для Мерисского рудного поля.

Анализы водных вытяжек проводились по основным минералам парагенетических ассоциаций всех стадий минералообразования, однако химическому исследованию был подвергнут главным образом кварц, т.к. только он присутствует во всех стадиях минералообразования.

Для того чтобы более четко показать эволюцию химического состава минералообразующих гидротерм в процессе формирования месторождений Мерисского рудного поля, нами были построены графики зависимости между относительными содержаниями анионов и катионов от температуры образования кварцев, в соответствии с тремя стадиями минерализации (рис.1 и 2). По оси абсцисс даны месторождения с учетом стадий и температуры минералообразования, а по оси ординат – эквивалентные проценты анионов и катионов.

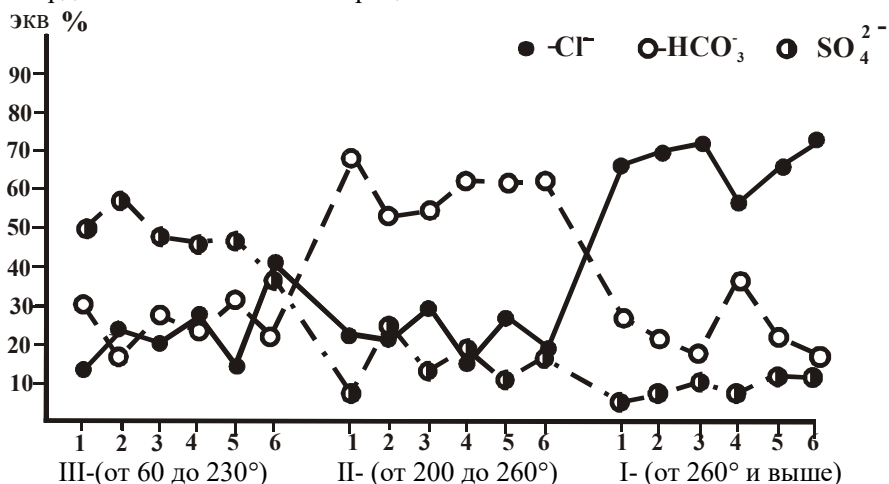


Рис.1.График зависимости относительных содержаний анионов Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> от температуры образования кварцев  
1 - Вараза; 2 - Оболю-Канлыккая; 3 - Нижняя Цхалбокела-Сакени; 4 - Верхняя Цхалбокела; 5 - Верхнала; 6 - Велибури. I - стадия; II - стадия; III - стадия;

Исходя из графика можно утверждать, что содержание Cl-иона в минералообразующих растворах закономерно уменьшается с падением температуры (от первой к третьей стадии), а

содержание  $\text{SO}_4^{2-}$ -иона соответственно увеличивается. Такое поведение этих ионов, по-видимому, целиком зависит от химических свойств этих элементов и в меньшей степени – от среды минералообразования.

Изменение содержания  $\text{HCO}_3^-$ -иона коренным образом отличается от поведения хлор и сульфат-ионов. Увеличение содержания бикарбонат-иона в кварцах второй стадии, при одинаковом низком содержании его в кварцах первой и третьей стадий, находит свое отражение в минеральной ассоциации этой же стадии, где карбонат присутствует в более значительных количествах, чем в третьей и особенно в первой стадии.

Что же касается изменения содержания катионов в зависимости от температуры, то из графика (рис.2) видно, что резкое увеличение содержания щелочных ионов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) с одновременным резким уменьшением щелочно-земельных ионов ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) в минералообразующих растворах наблюдается при температуре выше  $260^\circ$  (первая стадия). Следовательно, с увеличением температуры наблюдается тенденция к увеличению содержания щелочных ионов и уменьшению щелочно-земельных.

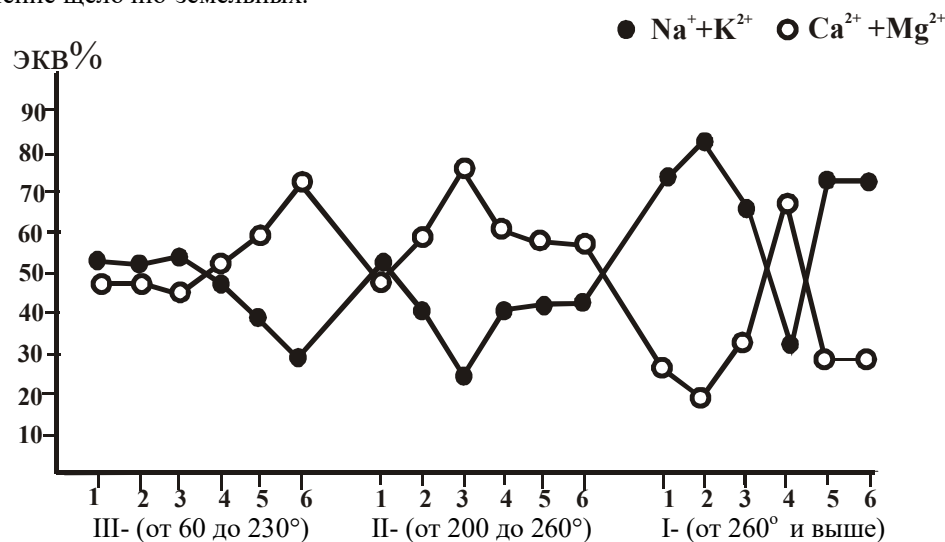


Рис.2. График зависимости относительных содержаний щелочных и щелочно-земельных катионов  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  и  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  от температуры образования кварцев  
1 - Вараза; 2 - Оболо-Канлыккая; 3 - Нижняя Цхалбокела-Сакени; 4 - Верхняя Цхалбокела; 5 - Верхнала; 6 - Велибури. I - стадия; II - стадия; III - стадия;

Таким образом, в гидротермальных растворах, формировавших минералы первой стадии, щелочные ионы преобладают над щелочно-земельными, а для минералообразующих растворов второй и третьей стадий характерно обогащение щелочно-земельными ионами при понижении в них содержания натрия и калия.

Изложенные данные позволяют сделать некоторые выводы об эволюции состава минералообразующих гидротерм, формировавших месторождения Мерисского рудного поля и его изменении в течение трех стадий минерализации.

1. В ранней (безрудной) стадии процесса во время формирования жил тонкокристаллического кварца (с пиритизацией) минералообразующие растворы с температурным интервалом в  $300-250^\circ$ , имели бикарбонатно-хлоридный состав, в котором главным образом принимали участие хлориды и бикарбонаты щелочных и щелочно-земельных металлов.

2. В сульфидную стадию температура минералообразующих растворов становилась ниже  $260-155^\circ$ , а состав – хлоридно-бикарбонатным, где содержание хлор-иона превалирует над содержанием сульфат-иона, а сумма щелочно-земельных металлов преобладает над суммой щелочных.

3. Минералообразующие растворы последующей (сульфидной с баритом) стадии минерализации характеризуются еще более низкой температурой  $230-60^\circ$ , примерно одинаковым содержанием щелочных и щелочно-земельных металлов или резким преобладанием последних на некоторых месторождениях (Верхнала, Велибури), а также близкими содержаниями ионов би-

карбоната и хлора с преобладанием сульфат-иона, что приводит к образованию барита, характерного только для третьей стадии минерализации.

На основании вышеизложенного, а также пересчитав анионно-катионные составы на наиболее вероятные соединения, можно сделать вывод, что водные растворы включений могли содержать следующие легкорастворимые соединения:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , а тяжелые элементы ( $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ) скорее всего присутствовали в растворах в виде хорошо растворимых хлоридов, что вполне правомерно для наших условий.

В заключение следует отметить, что минералообразующие растворы, принимавшие участие в формировании месторождений Мерисского рудного поля, близки между собой не только по химическому составу, но и имеют общие черты закономерного изменения состава гидротерм согласно стадиям минерализации, не выявляя тем самым четко выраженной зональности по отношению к интрузивному массиву.

Если к этому добавим тот факт, что все эти месторождения расположены в одной тектонической зоне, а вмещающие породы однотипны, то очевидно, что мы должны иметь один и тот же вещественный состав руд (что действительно подтверждается на практике), а количественные соотношения минералов должны быть вызваны конкретными условиями рудообразования, из чего несомненно следует, что все исследованные нами месторождения связаны с одним интрузивным очагом и генетически взаимосвязаны.

### Литература

- Бенделиани А.Е. (1956). Первичная зональность в гидротермальных рудных месторождениях Грузии //Тр.ГПИ. Геологич. сб. №3. С.32–37.
- Гамкрелидзе П.Д. (1964). Тектоника //Геология СССР. Т.Х (ГССР). М.: Недра. С.453–491.
- Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.115. С.204–208.
- Иваницкий Т.В. (1961). Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Д-р. дисс. 647 с.
- Иваницкий Т.В. (1963). Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии //Монографии. №12. 369 с.
- Купарадзе М.Д. (1971). К вопросу о первичной рудной зональности в эндогенных месторождениях Аджарского рудного района //Сообщ.АН ГССР. 64. №3. С.617–620.
- Магалашвили А.Г. (1991). Геологические особенности условия образования и зональность Мерисского медно-полиметаллического рудного поля //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.106. Тбилиси: Мецниереба. 75с.
- Надирадзе В.Р. (1957). К металлогенической характеристике Аджаро-Триалетской складчатой системы //Тр. ГПИ. №8(56). С.23–30.
- Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. (1969). Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района //Сообщ.АН ГССР. 54. №3. С.630–636.
- Саркисян С.Ш. (1957). К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Тбилиси. 93 с.
- Твалчрелидзе Г.А. (1958). Основные черты эндогенной металлогении Грузии. М.: Госгеолтехиздат. С.96.
- Твалчрелидзе А.Г., Магалашвили А.Г. (1988). Зональность полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля //Сообщ. АН ГССР. Т. 129. №2. С.361–363.
- Хитаров Д.Н. (1968). Некоторые методические вопросы определения химического состава газожидких включений в минералах с помощью водных вытяжек //Минералогическая термометрия и барометрия. Т.П. М.: Наука. С.76–79.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Cu, Zn, Mo и Fe В СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГРУЗИНСКОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ

В.Г.Гвахария, Н.О.Мачитадзе, А.Г.Твалчрелидзе

Распределение Cu, Zn, Mo и Fe в современных донных отложениях грузинского сектора Черного моря. В.Г.Гвахария, Н.О.Мачитадзе, А.Г.Твалчрелидзе. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

В донных осадках грузинского сектора Черного моря химические элементы распределены согласно логнормальному закону распределения. На основе статистической обработки аналитического материала и химического анализа гранулометрических фракций донных осадков установлен общий генезис данной группы элементов в южной части шельфа.

*Cu, Zn, Mo and Fe in modern marine sediments of the Georgian sector of the Black Sea. V.Gvakharia, N.O.Machitadze, A.G.Tvalchrelidze. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.*

*In the bottom sediments of the Georgian sector of the Black Sea, chemical elements are distributed according to the lognormal law. On the basis of statistical processing of analytical material and chemical analysis of granulometric fractions of bottom sediments, a common genesis of this group of elements in the southern part of the shelf is established.*

**Distribution Cu, Zn, Mo and Fe in contemporary marine sediments of the Georgian sector of Black Sea. V.Gvakharia, N.Machitadze, A.Tvalchrelidze. Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.**

The chemical elements in marine sediments of the Georgian sector of the Black sea are distributed according to the lognormal law. On the basis of statistical treatment of an analytical material and chemical analyse of granulometric fractions of sediments common genesis of the given group of elements in a southern part of a shelf sector is established.

С целью установления закономерностей содержания и распространения химических элементов в шельфовых отложениях был обработан аналитический материал, полученный нами при исследовании современных осадков участка шельфа от мыса Гонио до устья р.Хоби. Методика отбора проб и химических анализов описана в работе Н.О.Мачитадзе и др. (Machitadze et al., 2001). Расположение профилей пробоотбора показано на рис 1.

Для обобщения большого числа аналитических данных изучен закон распределения с применением методов математической статистики. Закон распределения установлен с расчетом асимметрии и эксцесса (Руководство..., 1965). В табл. 1 приведены статистические параметры для генеральной выборки.

Таблица 1

Статистические параметры содержания элементов в донных осадках

Элемент	$\bar{X}$ %	$\bar{X}$ lg	$X_{\min}$ lg	$X_{\max}$ lg	S lg	V lg	$\lambda$ lg	A lg	E lg	A' lg	E' lg
Cu	0.015	-2.038	-2.301	-0.886	0.353	0.577	0.063	0.22	0.43	0.98	0.96
Fe	5.890	0.745	0.387	1.086	0.151	0.232	0.025	-0.14	-0.82	0.69	-2.00
Zn	0.013	-1.892	-2.222	-0.523	0.148	0.226	0.021	0.02	-0.36	0.11	-1.00
Pb	18*	-2.795	-3.481	-2.319	0.211	0.328	0.030	-0.19	-0.02	1.09	-0.05
Mo	1.8*	0.206	-0.301	0.613	0.228	0.278	0.037	-0.80	-0.04	-3.91	-0.09

Примечание:  $\bar{X}$  – среднее арифметическое содержаний;  $\bar{X}$  lg – среднее арифметическое логарифмов содержаний;  $X_{\min}$  lg – логарифм минимального содержания;  $X_{\max}$  lg – логарифм аксимального содержания; S lg – средне-квадратическое отклонение логарифмов содержаний; V lg – коэффициент вариации логарифмов содержаний; A lg – асимметрия логарифмов содержаний; E lg – эксцесс логарифмов содержаний; A' lg и E' lg – стандартные отклонения асимметрии и эксцесса логарифмов содержаний;  $\lambda$  lg – доверительный интервал логарифмов содержаний

\*-10<sup>-4</sup> %.

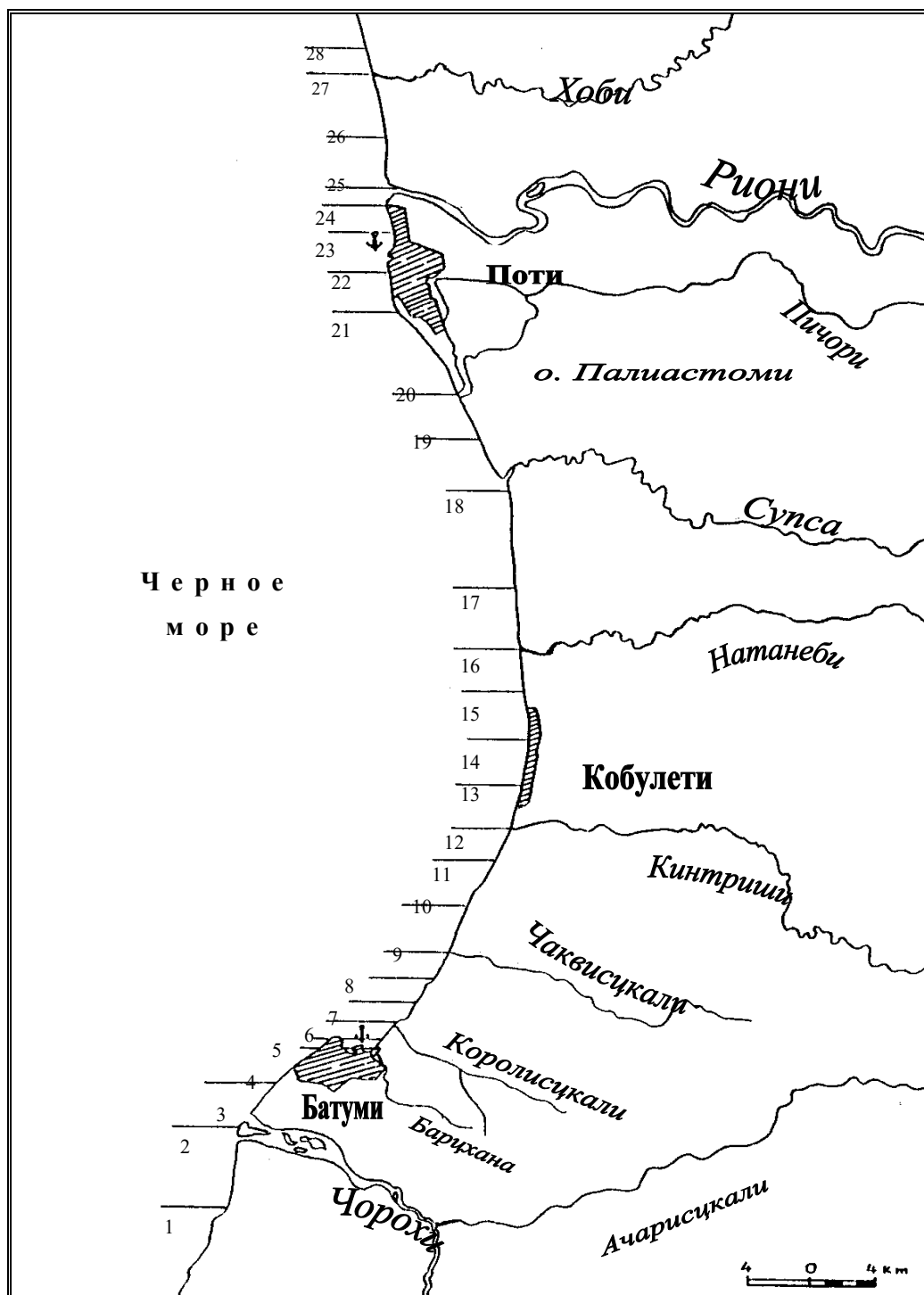


Рис. 1. Расположение профилей пробоотбора  
1 -28 - номера профилей

По полученным данным исследуемые элементы распределены вдоль подводного склона, согласно логнормальному закону. Дальнейшие вычисления и построение диаграмм проводились на основе логарифмов содержаний.

На диаграмме логарифмов средних, максимальных и минимальных содержаний по профилям (рис.2-6) видно, что содержание железа в образцах шельфа южной части региона превышает среднее значение выборки. Резкий спад концентрации железа наблюдается на профиле 18 (устье р. Супса), к северу же его концентрация значительно ниже среднего значения выборки.

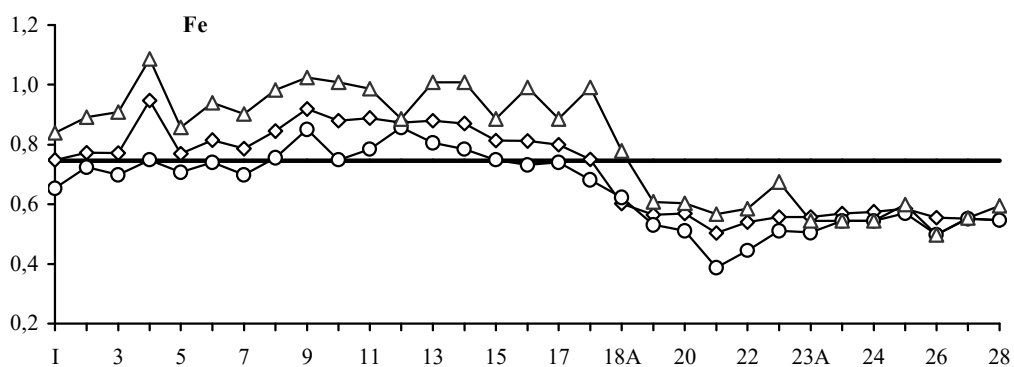


Рис. 2. Распределение логарифмов содержаний железа

Усл. обозн. к рис. 2-6:  $\diamond$  -среднее арифметическое логарифмов содержаний данного профиля;  
 $\circ$  - логарифм минимального содержания данного профиля  $X_{\text{мин}} \lg$ ;  
 $\Delta$  - логарифм максимального содержания данного профиля  $X_{\text{макс}} \lg$ ;  
 — среднее арифметическое логарифмов содержаний генеральной выборки  $\bar{X} \lg$

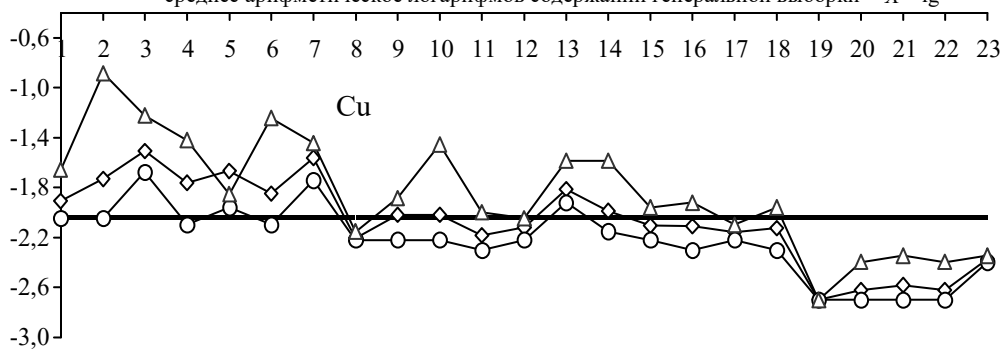


Рис. 3 . Распределение логарифмов содержаний меди

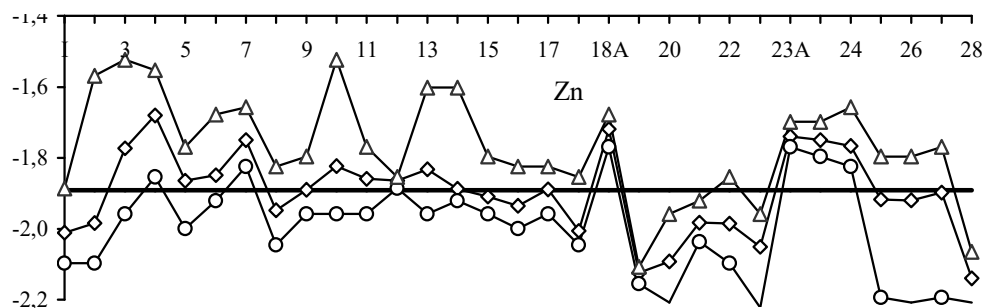


Рис. 4. Распределение логарифмов содержаний цинка

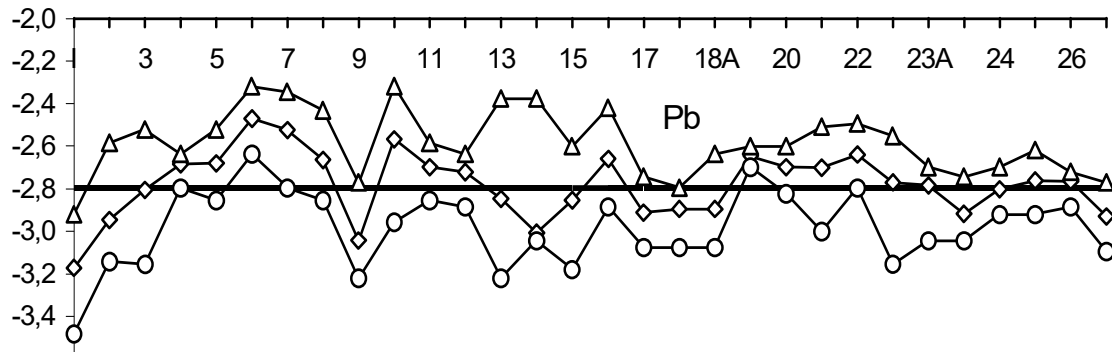


Рис. 5. Распределение логарифмов содержаний свинца

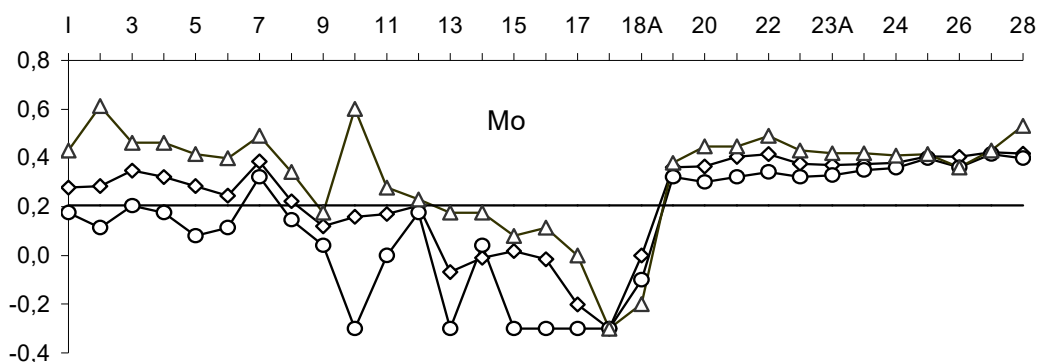


Рис. 6. Распределение логарифмов содержаний молибдена

Содержание цинка в осадках изучаемого сектора почти равномерное, за исключением пространства между профилями 18-23, где наблюдается снижение концентрации.

Содержание меди равномерно снижается с юга на север, а на профиле 18 отмечается резкий спад.

В распределении молибдена четко прослеживается разница содержаний в двух частях подводного склона, и граница между ними проходит вдоль профиля 18.

Свинец распределен почти равномерно по всему исследованному сектору, хотя отмечается более монотонное содержание в осадках северной части сектора.

Закономерность распространения этих элементов в осадках обусловлена характером прибрежных ландшафтных зон и морфодинамики морской среды.

Повышенное содержание халькофильных элементов в донных осадках, как нам представляется, является прямым следствием металлогенической специализации байкут-севанского вулканогенно-плутонического пояса (Г.Твалчрелидзе, 1977). Согласно современным представлениям (I.Gamkrelidze, 1997), отмеченный вулканогенно-плутонический пояс в течение всей мезо-кайнозойской геологической истории развития региона трассировался по активной континентальной окраине Афро-Аравийского континента. На современной стадии развития черноморские терригенные донные осадки образуются в основном за счет денудации основных и щелочных пород этого пояса халькофильной специализации. Следует также отметить поступление в речные наносы богатого сульфидными минералами терригенного материала, образующегося при размыве сульфидных месторождений и рудопроявлений металлогенной провинции Южной Грузии, находящихся в водосборах рр.Чорохи и Ачарисцкали как на территории Грузии (месторождения группы Мериси), так и на территории Турции (Кварцхана, Базгирети, Мургули) (Ю.Назаров, 1966). Содержание сульфидных минералов во взвесах р.Чорохи и их связь с медно-сульфидными месторождениями отмечены в исследованиях, проведенных в 50-х годах (Глаголева, 1959).

Твердый материал, поступающий в устье р.Чорохи, интенсивно передвигается на север. Максимальные содержания Cu, Zn и Mo наблюдаются в осадках приустьевой зоны р.Чорохи (профиль 2, рис. 3, 4, 6). К северу, до профиля 7, сохраняются сравнительно высокие содержания этих элементов; далее содержания равномерны, а начиная с профиля 18 резко снижаются. Следует отметить совпадение максимумов концентраций Cu, Zn и Mo на профилях 2, 7 и 10. Что касается железа, то кроме сульфидных минералов оно в большом количестве содержится в продуктах выветривания красноземов, развитых на южных склонах Аджаро-Триалетской горной системы, примыкающих к морскому берегу, в силу чего его содержание в донных отложениях между профилями 7-18 равномерно высокое в отличие от Cu и Mo.

Особенности поведения элементов четко прослеживаются в корреляционном анализе. В табл. 2 приведены значимые коэффициенты корреляции на основе логарифмов содержаний раздельно для двух частей подводного склона (Руководство..., 1965).

Существование единого источника, из которого происходят высокие концентрации исследованных элементов в южной части исследуемого сектора, подтверждается также химическим составом гранулометрических фракций донных осадков. Пробы были отобраны с разных



глубин 3-х профилей: в устьевой зоне р.Чорохи (профиль 2), в акватории г.Батуми (профиль 3) и в устьевой зоне р.Барцхана (профиль 4).

Таблица 2

Коэффициенты корреляций элементов

Элемент	Южная часть, профили 1-17 n=94, r <sub>k</sub> =0.205					Северная часть, профили 1-17 n=94, r <sub>k</sub> =0.205				
	Fe	Cu	Zn	Pb	Mo	Fe	Cu	Zn	Pb	Mo
Fe	1.000	-	0.536	0.220	-	1.000	-	-	-	-
Cu		1.000	0.542	-	0.569		1.000	-	-	-
Zn			1.000	0.467	0.419			1.000	-0.315	-
Pb				1.000	0.214				1.000	-
Mo					1.000					1.000

Из полученных результатов (рис. 7-9) следует, что на профилях 2 и 3 медью, цинком и свинцом наиболее обогащена фракция 0,1-0,06 мм. С увеличением глубины содержание элементов в этой фракции постепенно уменьшается и соответственно увеличивается их содержание в тонкой фракции с размером частиц <0,06 мм. Установленная закономерность не наблюдается в осадках профиля 4: здесь на глубинах 3–7 м содержание Cu находится на одном уровне (100-200 ppm), а на глубине 9 м наблюдается увеличение его содержания одновременно в 3-х фракциях до 600 ppm (рис. 7). Содержание Zn одинаковое во фракции <0.06 мм на глубинах 5-7 м (410-420 ppm), а на глубине 9 м во фракции 0,1-0,06 мм оно увеличивается до 400ppm. Характер распределения Pb больше походит на характер распределения Zn. Вышесказанное можно объяснить особенностями морфодинамики береговой зоны-т.н. эффектом “литодинамической тени”, имеющим место в Батумской бухте, куда впадает р.Барцхана (Machitadze et al., 2001). Здесь, на глубинах 3-7 м сохраняется характерное для твердого материала р.Барцхана сравнительно низкое содержание меди, а на больших глубинах отмечается влияние перенесенных с юга речных наносов р.Чорохи, которые, как уже отмечалось, обогащены рудными минералами.

Полученные данные корреляционного анализа и состава гранулометрических фракций осадков дали возможность установить единый источник и одинаковые миграционные свойства меди, цинка, свинца и молибдена в морских осадках грузинского сектора Черного моря.

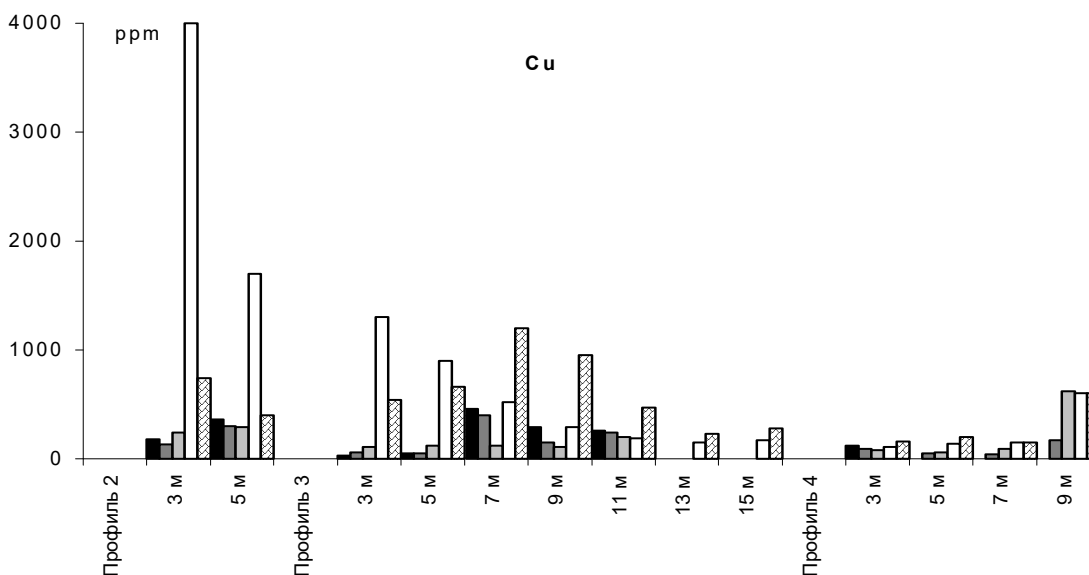


Рис. 7. Содержание меди в гранулометрических фракциях

Услов. обознач. рис. 7-9: - фракция 1-0,5 мм. - фракция 0,5-0,25 мм  
 - фракция 0,25-0,10 мм. - фракция 0,1-0,06 мм. - фракция <0,06 мм.

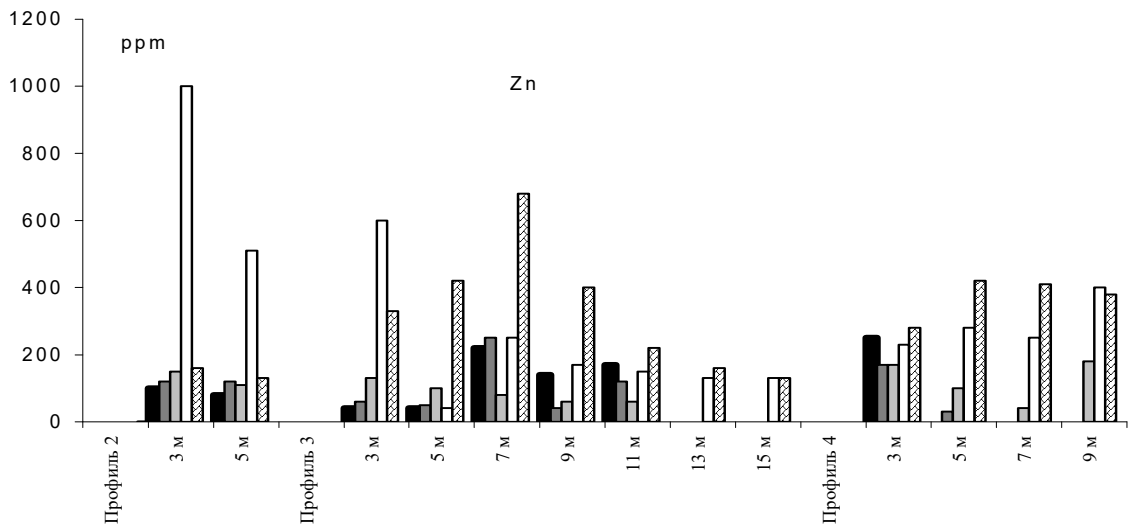


Рис. 8. Содержание цинка в гранулометрических фракциях

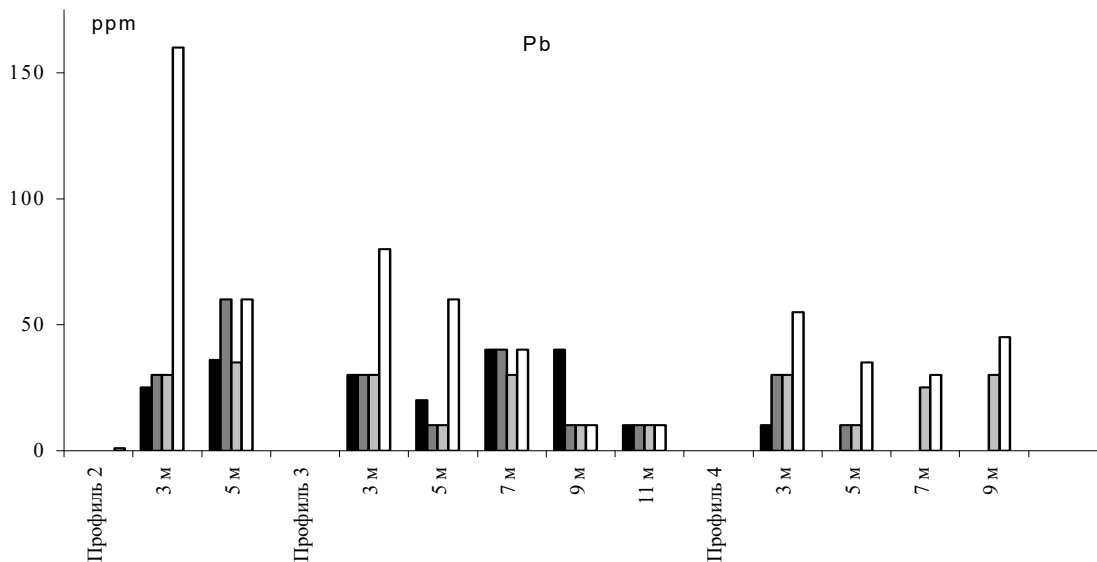


Рис. 9. Содержание свинца в гранулометрических фракциях

### Литература

- Глаголева М.А. (1959). Формы миграции элементов в речных водах //К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР. С. 5-28.
- Назаров Ю.И. (1966). Особенности формирования месторождений медно-колчеданной формации Южной Грузии. М.: Недра. 227с.
- Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. (1965). Сост. А.А. Беус, С.В. Григорян и др. М.: Недра. 119с.
- Твалчрелидзе Г.А. (1977). Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра. 108 с.
- Machitadze N., Tvalchrelidze M., Gvakharia V. (2001). Particularities of geochemical zones formation in the sediments of South-Eastern sector of the Black Sea Georgia // Bull. Acad. of Sci. of Georgia. 163. P.297-300.
- Gamkrelidze I. (1997). Terranes of the Caucasus and adjacent areas // Bull. Acad. of Sci. of Georgia. 155. P.391-394.

## ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬПИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ПОНТИД И КАВКАЗА

С.А.Кекелия, М.А.Кекелия

**Геология и условия формирования альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Понтид и Кавказа. С.А.Кекелия,<sup>1</sup> М.А.Кекелия<sup>2</sup>.** <sup>1</sup>Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси; <sup>2</sup>Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Гидротермальные системы вулканогенных месторождений закономерно возникают на разных этапах развития активной палеоокраины Евразийского континента: на дивергентном этапе формируются гидротермально-осадочные залежи медных и полиметаллических руд; на конвергентном - в начале эпигенетические медные и в малом объеме барит-полиметаллические, а позднее – как комбинированные (гидротермально-осадочные и штокверковые), так и эпигенетические руды, в основном, медь-цинк-содержащие. На переходной стадии к коллизионному этапу образуются эпигенетические полиформационные месторождения. Несмотря на различие в способах рудоотложения месторождения обладают сходными чертами минеральной зональности. Это объясняется однотипностью их гидротерм, а также стандартными РТ условиями и гидрохимическими обстановками рудонакопления.

*gjnblt, bc lf rfdrcbbc fkgheh dekrfyjutyehb athflb kbsjyt, bc cf, fljt, bc utjkjubf lf ajhvbht, bc gbhj, t, b\ c\trtrtkbf= v\trtrtkbf\ 'rfdrcbbc vbythfkeh ytlktekc bycnbnenb= p\afkbfidbkkbc m\ 85= 380062 s, bkbcb+ <sup>2</sup>cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\fkmtcb·bc m\1/9= 380093 s, bkbcb\*

*dekrfyjutyehb cf, fljt, bc ]blhjsthvekb cbcntvt, bc xfvj'fkb, t, f [lt, f tdhfpbbc rjnbytyncb fmnbehb rblbc ufydbsfht, bc c[dflfc[df tnfqpt\ lbdthutynek tnfqpt [lt, f cgbkty·bc lf gjkbvtnfkeh vflyt, bc ]blhjsthvek-lfyfktmb cf, fljt, bc ajhvbht, f+ rjydhutynekb tnfqbc cfo'bc cnflbfpt-tgbutytnehb cgbkty·bc lf vwbht vfcinf, bc , fhn-gjkbvtnfkeh vflyt, b+ [kj udbfytk cnflbfpt-rjv, bybht, ekb (]blhjsthvek-lfyfktmb lf injrdthrekb) lf tgbutytnehb= ·bhbsfls sesbbc lf cgbkty·bc itvwdtkb cf, fljt, b\ rjkbpbbc uhlvfdfk tnfqpt 'fkb, lt, f tgbutytnehb gjkbajhvfwbekb cf, fljt, b\ vbe[tlfdfl bvbcf= hjv ptvjs xfvjsdkbkb cf, fljt, bc ydsbtht, bc lfuhjdt, f [lt, jlf ufyc[dfdt, ek utjlbyfvbreh gbhj, t, ib= vfssdbc lfvf[fcbfst, tkbf vcufdcb vbythfkeh pjyfkj, f\ tc fb[cyt, f cf, fljt, bc ofhvjvij, b ]blhjstht, bc itlutybkj, bs lf fuhtsdv vlyfuhjdt, bc cnfylhnekb PT lf ]blhjmbvbehb gbhj, t, bs\*

**Geology and forming conditions of volcanogenic deposits of nonferrous metals of Pontides and the Caucasus. S.Kekelia,<sup>1</sup> M.Kekelia<sup>2</sup>.** <sup>1</sup>Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi; <sup>2</sup>Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Hydrothermal systems of volcanogenic deposits occur in conformity with natural phenomenon at different stages of Eurasian continent paleomargin development: at the divergence stage hydrothermal-sedimentary deposits of copper and complex ores are formed; at the convergence stage first appear epigenetic copper and then barite-complex ores in little amounts; later on combined (hydrothermal-sedimentary and stockwork) ores as well as copper-zinc bearing ores evolve. At the transition (stage) to collisional one, epigenetic polyformational deposits are formed. In spite of differences in ore deposition, the deposits have features similar to mineral zonality. It can be explained by monotypy of hydrotherms, also by standard PT- conditions and hydrochemical ore-accumulation conditions.

### Вступление

Академик Георгий Самсонович Дзоценидзе в своих исследованиях особое внимание уделял вулканогенному рудогенезу (Дзоценидзе, 1965). Он на многочисленных примерах месторождений Испании, Кипра, Японии, Филиппин, России и США обосновал гидротермально-осадочную природу большинства колчеданных залежей, в том числе и в метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах. Его представления о трех типах рудогенеза, связанного с явле-

ниями вулканизма, - наземно-вулканогенном, подводно-вулканогенном и вулканогенно-осадочном – не потеряли своей актуальности и сегодня. Подтверждением этому, как нам кажется, является изложенный в настоящем сообщении материал по вулканогенным месторождениям цветных металлов центральной части Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса. Можно утверждать, с учетом современных представлений о развитии гидротермальных систем, что вулканогенные месторождения цветных металлов формируются в связи со становлением вулканогенно-интрузивных комплексов палеоостроводужных сооружений, окраинных морей, коллизионных вулканоструктур и срединно-океанических хребтов. Области массового рудоотложения могут служить морское дно, приповерхностные и малоглубинные уровни земной коры. Временной интервал функционирования гидротермальных систем взаимосвязан с началом внедрения и концом застывания интрузий – комагматов поздних вулканических извержений. Источниками металлов могли быть как вулканические среды окolorудного пространства, так и осадочные толщи солеродных бассейнов с захороненными в них рассолами. В рудогенезе участвует сероводород как магматогенной природы, так и образованный биогенным путем. Воды гидросистем, в основном, метаморфизованные морские.

### **Основные историко-геологические вехи развития региона и пространственно-временные позиции вулканогенных месторождений**

На примере центральной части альпийского Средиземноморско-Гималайского горно-складчатого сооружения видно, что вулканогенные месторождения типичны для активной палеоокраины Евразийского континента, точнее его “обломков” – микроплит (Скифской, Закавказско-Понтийской), сложно взаимодействовавших с пассивной Гондванской палеоокраиной (представленной Киршехирским, Таврским и Даралагезским континентальными блоками). Континентальные блоки разделены шовными зонами, большая часть которых маркируется ультрабазитовым “меланжем” (см. схему). Пассивные континентальные блоки, как представляется исследователям (Vielinck, 1994), дрейфовали в составе океанических плит.

Внутри основных мегаструктур региона выделяются фрагменты палеогеоморфоструктур в форме литогеодинамических комплексов. Последние слагаются ассоциациями геологических формаций, которые свидетельствуют о меняющихся геодинамических режимах в процессе становления горно-складчатого сооружения.

Из многочисленных публикаций (История..., 1987; Yilmaz et al., 1997; Okay, Sahintürk, 1997 и многие другие) следует, что к числу важнейших тектонических событий, предопределявших геологический облик региона, относятся: 1) отторжение Иранской микроплиты в перм-триасе от края Гондваны и ее присоединение к активной Евразийской окраине; 2) раскрытие в конце триаса – начале юры Неотетиса, возможно его двух ветвей (Biju-Duval et al., 1977) в связи с заложением рифтовых систем; 3) обдукция в сеноне океанических комплексов, как образно выразился А.Книппер (История..., 1987), обозначающая “смерть” океана. В связи с отмеченными событиями были обозначены и основные вехи историко-геологического развития в альпийском цикле: в начале дивергенция микроплит (триас-ранний байос), спровоцировавшая заложение ветвей Неотетиса и активизацию мантийного диапиризма; затем их конвергенция (поздний байос-начало раннего мела), сопровождаемая островодужным андезитоидным вулканизмом на краю и рифтогенным в центральной части Закавказско-Понтийской микроплиты. Причем максимум активизации островодужного вулканизма приходится в Закавказье на байос-позднюю юру, в то время как в Понтидах – на турон-сантон. Недавно на основании сравнительного структурно-фациального анализа А.Илмаз и др. (Yilmaz et al., 2000) убедительно обосновали различие в геодинамическом развитии отдельных сегментов Понтийско-Закавказской системы. Начало коллизии (или начало столкновения континентальных выступов микроплит) в западной и восточной частях было разновременным: если соприкосновение Закавказского и Даралагезского блоков произошло в коньяке (История..., 1987), то Понтид с Карбонатными платформами позднее – в кампане (Dixon, Pereira, 1974).

На коллизионном этапе (поздний мел-эоцен) проявлялась вулканическая активность в начале в остаточных задуговых морских бассейнах, а позднее – в наложенных на ранее сформированные тектонические структуры депрессиях (эоценовые вулканиты).

Коллизия – время интенсивной тектонической перестройки ранее сформированных геоморфоструктур, когда произошло наложение флишоидов окраинно-морского происхождения на соседние блоки, обдукция океанической коры, проявился “пестрый” вулканизм – наряду с

андезитоидным, субщелочной и щелочной, а также были активизированы коровые магматические источники. Не останавливаясь на постколлизии этапе, поскольку он не представляет интереса в отношении вулканических месторождений цветных металлов, отметим лишь, что в это время продолжалось разрушение макроструктур (деструкция на севере и заложение Паратетиса, а затем и бурный рост горно-складчатого сооружения).



Схема размещения литогеодинамических комплексов и ведущих типов металлических месторождений центральной части Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса (Восточная Турция и Кавказ).

Литогеодинамические комплексы: **Герцинские:** активной окраины Восточноевропейского палеоконтинента: 1 – шельфовых зон и склона континента (андезито-базальты, углистые глинистые сланцы, известняки, девон-карбон, зеленокаменные изменения, Большой Кавказ); 2 – шельфовых зон континента (песчаники, конгломераты, углистые сланцы, андезито-базальты, карбон-триас, зеленокаменные изменения, Понтиды); 3 – энсиматической островной дуги (базальты, риолиты, кремнистые сланцы, карбонатные песчаники, девон-ранний карбон, Большой Кавказ); 4 – энсиалической островной дуги (габбро, гранодиориты, параметаморфиты зеленосланцевой и амфиболитовой фации, блоки докембрийских кристаллических сланцев, Большой Кавказ); 5 – приподнятых активизированных блоков энсиалической дуги (коллизийные граниты, ставролитовые и биотит-мусковитовые сланцы, Большой Кавказ); 6 – континентальных депрессий (глины, песчаники, андезито-базальты, риолиты, пермь-триас, Большой Кавказ); 7- палео-окраинного моря (углеродистые глинистые сланцы, песчаники, андезито-базальты, олистостромовые горизонты, известняки, девон-триас, зеленокаменное изменение, Южный склон Большого Кавказа); 8 – ложа океана (карбонатные и кремнистые сланцы, базальты, перидотиты, дуниты, риолиты, в аллохтонном залегании, Большой Кавказ): Пассивной окраины Гондванского, а затем, начиная с мезозоя, Афро-Аравийского палеоконтинента: 9 – шельфовых зон (глины, карбонатные глины и песчаники, известняки, места андезито-базальты, туффиты, палеозой-мел, Киршехирский, Таврский и Даралагезский блоки); 10 – шельфовых зон Аравийского выступа (песчаники, глины, известняки, конгломераты, палеозой-эоцен). **Альпийские:** активной окраины Евро-Азиатского палеоконтинента: 11 – склона и подножья Закавказского микроконтинента (андезито-базальты, трахиандезиты, терригенно-карбонатный флиш, углеродистые глинистые сланцы, гранодиориты, юра-ранний мел, Южный склон Большого Кавказа); 12 – шельфовых зон и склона микроконтинентов – Скифского и Закавказского (андезиты, андезито-базальты, глинистые сланцы, песчаники, пестроцветные глины с сульфатами, известняки и доломиты, мергели, туффиты, юра-палеоген, Большой Кавказ); 13 – шельфовых зон и склона Понтийского микроконтинента (андезито-базальты, песчаники, известняки, глинистые сланцы, ранняя юра; конгломераты, известняки, базальты, коралловые известняки, мергели – поздняя юра-мел; терригенно-карбонатный флиш – верхний мел, Понтиды); 14 – Малокавказской энсиматической островной дуги (андезито-базальты, риодациты, туффиты, песчаники, глинистые сланцы, тоналиты, диориты, байос-ранний мел, южный борт Закавказского микроконтинента); 15 – Понтийской энсиматической островной дуги (андезито-базальты, риодациты, мергели, песчаники, глинистые сланцы, поздний мел-турон-сантон); 16 – котловина окраинного палеоморя (глинистые сланцы, базальты, риолиты, габбро-диабазы, ранняя-средняя юра, Большой Кавказ); 17 – океанических зон в аллохтонном залегании (в составе сутур и обдущированных деформированных надвиговых пластин – ультрабазитовый "меланж", гарцбургиты, серпентиниты, габбро, толеитовые и щелочные базальты, флиши с горизонтами офиокластовых олистостром, радиоляриты; Понтиды, Тавриды, Малый Кавказ); 18 – остаточных Малокавказских задуговых палеодепрессий (андезиты, риодацитовые игнимбриты, риолиты, трахириолиты, известняки, базальты, гранодиориты, сенон-дат); 19 – остаточных Понтийских задуговых палеодепрессий (базальты, риодациты, трахириолиты, коралловые известняки, кампан-дат); 20 – внутриплитных наложенных рифтогенных депрессий (трахиандезиты, трахибазальты, флиш вулканогенно-терригенный с олистостромовыми горизонтами, габбро-диориты, монзониты, сиениты, щелочные габброиды и сиениты); 21 – наложенных морских вулканодепрессий (андезиты, трахиандезиты, терригенно-карбонатный флиш, песчаники, глины, эоцен); 22 – флишевых прогибов (южный борт Таврской карбонатной платформы), возникших в начале столкновения Тавра с Евразией (песчаники, мергели, глины, обломки ультрабазитов, сенон-эоцен-олигоцен); 23 – вулканических плато – активизированных блоков горно-складчатых сооружений (андезиты, андезито-базальты, базальты, их пирокластиты, неоген-квартер); 24 – межгорных и передовых прогибов горно-складчатых сооружений (морская и континентальная молассы, олигоцен-квартер); 25 – кристаллический фундамент Афро-Аравийского континента (докембрий ?); 27 – гранитоиды (доколлизийные: а – раннемеловые, б – позднемеловые, в – коллизийные эоцен-олигоценные); 28 – постколлизийные монзониты, сиениты, гранодиориты; 29 – сутурные швы (а – установленные, в – предполагаемые под молодыми отложениями); 30 – разрывные нарушения: а – надвиги и взбросо-надвиги, б – близвертикальные разломы; 31 – Кавказские линияменты по результатам дешифрирования космических снимков; 32 – предполагаемая граница между Скифской и Закавказской микроплитами.

Генетические типы месторождений: 33 – магматогенный (хромовое сырье); 34 – скарновый (а – железорудные, б – вольфрам-молибденовые месторождения); 35 – гидротермально-плутогенный (а – полиметаллические, б – меднопорфиновые, в – медномолибденовые, г – золоторудные); 36 – гидротермально-осадочный в вулканических толщах (медные с цинком); 37 – комбинированный гидротермально-осадочный и штокверковый в вулканических толщах (а – медные, б – медно-цинковые); 38 – гидротермально-осадочный в сланцевых толщах (а – полиметаллический, б – медный метаморфогенный); 39 – гидротермально-вулканогенный эпигенетический (а – медные, б – полиметаллические с баритом, в – полиформационные: медные, баритовые, барит-полиметаллические, золоторудные во вторичных кварцитах, г – золоторудные); 40 – гидротермальный "амагматогенный" – телетермальный (а – ртутные, б – мышьяковые (реальгар-аурипигментные с золотом), в – мышьяковые (арсенипиритовые с золотом), г – золото-сурьмяные, д – свинцово-цинковые в карбонатных толщах, е – баритовые); 41 – гидротермально-метаморфогенный (вольфрамовые); 42 – осадочный и вулканогенно-осадочный (?) (марганцевые); 43 – осадочный (целестиновые). Главнейшие месторождения Евразийской активной палеоокраины: 1 – Ашикей (Cu); 2 – Лаханос (Cu, Zn, Pb); 3 – Чаели-Маденкой (Cu, Zn); 4 – Мургул (Cu, Zn); 5 – Чиатурское (Mn); 6 – Филизчай (Zn, Pb, Cu); 7 – Кизил-Дере (Cu); 8 – Маднеульское (Cu, Pb, Zn, Ba, Au); 9 – Алавердское (Cu); 10 – Шамлугское (Cu); 11 – Техутское (Cu); 12 – Меградзорское (Au); 13 – Дашкесанское (Fe, Co); 14 – Зотское (Au); 15 – Кафанское (Cu); 16 – Каджаранское (Mo, Cu);

Активная в альпийском цикле палеоокраина Евразийского континента: микроплиты: А – Скифская, В – Понтийско-Закавказская (В<sub>1</sub> – Западные Понтиды, В<sub>2</sub> – Восточные Понтиды, В<sub>3</sub> – Закавказье).

Пассивная палеоокраина Афро-Аравийского континента: микроплиты: С<sub>1</sub> – Киршехирская, С<sub>2</sub> – Таврская, С<sub>3</sub> – Даралагезская (Североиранская).

Микроплиты разделены шовными зонами: D – Аравийский выступ (граница с Тавром обозначена системой надвигов).

Западная часть схемы составлена на основании изданных геологической службой Турции карт: геологических – м-бов 1:500 000 (1961г) и 1:2 000 000 (1989г), металлогенических – м-бов 1:2 500 000 (1977г) и 1:1 000 000 (2000г). Кроме того, была использована неизданная геологическая карта Восточных Понтид м-ба 1:250 000.

Наиболее продуктивными в отношении формирования вулканогенных месторождений цветных металлов оказались доколлизийный и коллизийный этапы. Подмечена тенденция, в связи с омоложением вулканоструктур, усложнения компонентного состава руд, а также возникновения полиформационных месторождений. Общей чертой для всех месторождений является их четкая пространственно-временная связь с блоками земной коры, которые испытали наибольшие тектонические напряжения и где возникали термоаномалии. Эти блоки, на наш взгляд, были ограничены зонами влияния консервативных трансформных структур.

Из приведенной схемы видно, что вулканогенные месторождения ассоциируют с литогеодинимическими комплексами, сформированными в условиях:

1) котловин окраинного моря (гидротермально-осадочное медное и колчеданно-полиметаллическое оруденение дивергентного этапа, медное в Дагестане и Турции, полиметаллическое в Азербайджане);

2) разновозрастных интрадуговых морских бассейнов (гидротермально-осадочные и эпигенетические медные и медно-цинковые Понтид и Малого Кавказа. В приподнятых блоках последних известны и золото-полиметаллические месторождения – Шаумяновское Армении и Черкесии Турции);

3) остаточных задуговых меловых вулканоструктур (эпигенетические приповерхностные медные, баритовые, барит-полиметаллические и золоторудные месторождения Болнисского района Грузии);

4) внутриплитных и трансплитных коллизийных эоценовых вулканических депрессий (эпигенетические полиметаллические с серебром и золотом и баритовые месторождения Грузии, Армении и Турции).

Наиболее масштабные месторождения сосредоточены в первых трех типах вулканоструктур. В одних случаях они образуют единые пространственно-временные ассоциации с составными частями литогеодинимических комплексов (гидротермально-осадочные и сопровождающие их штокверковые месторождения), в других – месторождения формируются позже становления вулканоструктур в связи с внедрением в основание последних интрузивных тел (эпигенетические месторождения коллизийных образований).

### **Примеры вулканогенных месторождений и условия их формирования**

Гидротермально-осадочные месторождения дивергентного этапа были обнаружены на востоке Большого Кавказа в сланцевых толщах и в западной части Понтид в вулканогенно-осадочном комплексе Кюре. Рудные залежи входят в состав аллохтонов, некоторые из них интенсивно деформированы и первичная минерализация в их пределах претерпела метаморфизацию, как, например, на месторождении Кизил-Дере (Дагестан).

Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере размещено на стыке Скифской и Закавказской микроплит, в палеокотловине окраинного моря, интенсивно деформированной последующими тектоническими напряжениями. Рудовмещающие раннеюрские глинистые сланцы вместе с сингенетическими колчеданными залежами смяты в сложные складки. В сланцах, в некотором удалении от месторождения, зафиксированы зеленокаменноизмененные толеитовые базальты и среднекислые интрузии (Колчеданные..., 1983). Колчеданные тела, образующие две крупные линзы, приурочены к синклинальной складке, состоят из сингенетических серноколчеданных и эпигенетических цинково-колчеданных и более поздних медно-пирротинных руд.

Филизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение образует единую крупную залежь (Колчеданные..., 1983), размещенную на границе глинистых сланцев с перекрывающими их флишоидами. Пластообразная залежь сингенетических руд слагается отдельными пирит-карбонатными, сфалерит-галениновыми, халькопирит-пиритовыми и глинистыми “ритмами”. На флангах залежи зафиксирован рудный “флиш”, а в подстилающих глинистых сланцах – прожилково-вкрапленная минерализация. Характерными составляющими рудовмещающих сланцев вблизи залежи являются конкреции пирита, а в некотором удалении – сидерита. В восточной части залежи проявлены крупнозернистые пятнистые пирит-сфалерит-галениновые руды, образованные за счет перекристаллизации первичных руд. Висячем боку пятнистых руд известны секущие жилообразные медно-пирротинные тела. В некотором удалении от подводных котловин с застойными водами, куда поступали гидротермы, размещались локальные вулкани-



ческие центры с базальт-андезит-дацитовыми накоплениями. Допускается, что в случае с Физчайским месторождением, фундаментом рудовмещающих толщ служили жесткие сиалические блоки, в то время как медно-пирротиновые руды типа Кизил-Дере были сформированы в осевых зонах рифтогенных структур с проявлениями толеитовых базальтов.

Одним из примеров дивергентных месторождений является Ашикой в аллохтонном комплексе Кюре Понтид. Исследователями (Ustaömer, Robertson, 1993) комплекс Кюре, сложенный триас-раннеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями, воспринимается как аккреционная структура с южнонаправленной полярностью, выжатая из окраинного бассейна Палеотетиса. По их мнению в комплексе Кюре реконструируется стандартная последовательность образований осевых частей рифтов: серпентинизированные перидотиты, куммулятивное и обычное габбро, дайковый диабазовый комплекс, зеленокаменноизмененные пиллоу-лавы толеитовых базальтов. Последние перекрыты глинистыми сланцами, на контакте которых с подстилающими вулканитами и расположены медьсодержащие серноколчеданные залежи, сходные с Кипрскими месторождениями (Güner, 1980). На Ашикойском карьере (западные уступы) нами зафиксирована следующая сложная картина: серпентинизированные перидотиты надвинуты на базальт-глинистый-сланцевый комплекс. Сам же комплекс запрокинут к югу: пиллоу-лавы надвинуты на глинистые сланцы, внутри которых отмечена залежь мелкозернистых серноколчеданных руд. Залежь также запрокинута к югу, поскольку не над ней, как обычно в случае ее нормального залегания, а в ее “подошве” проявлены скопления железистых яшмовидных кварцитов. Покровы базальтов осложнены тектонитами, внутри которых обломки пород серноколчеданных руд залечены халькопирит-пирротиновым крупнозернистым агрегатом.

Внутри вулканитов островодужных систем известны как гидротермально-осадочные, так и эпигенетические руды. В Понтидах они размещены в основном среди сантонских дацитов и их пирокластолитов.

На месторождении Маденкой (Чаели) массивные и брекчиевые пирит-сфалерит-халькопиритовые руды слагают крупную залежь, перекрытую окремненными и ожелезненными туффитами. В подстилающих залежь дацитах отмечены и прожилково-вкрапленные руды. Перекрывающая толща состоит из переслаивающихся туфов, туффитов и базальтовых покровов. Размеры залежи внушительны: она прослежена по простиранию на 920 м, по падению – на 600 м, мощность ее достигает 100 м. Геологи, изучавшие месторождение и любезно предоставившие нам материал, не без основания находят сходство между Чаели и Куроко. Внутри залежи выделяются в верхней ее части полиметаллические брекчиевые руды, в состав которых входят пирит, халькопирит, сфалерит, в небольшом количестве галенит, борнит и сульфосоли. Из жильных встречены барит, доломит, кварц, серицит и каолинит. Кластические руды подстилаются массивными черными сфалеритовыми рудами с примесью халькопирита, а также желтыми пирит-халькопиритовыми. На месторождении также выделены брекчиевые типы руд: в одних случаях (черные руды) новообразования представлены крупнозернистыми пиритом и халькопиритом, погруженными в мелкозернистую сфалерит-пиритовую матрицу, в случае же желтых руд – в матрице халькопирит преобладает над сфалеритом.

Примерами комбинированных (гидротермально-осадочных и штокверковых) месторождений являются Лаханос и Мургул Восточных Понтид.

На Лаханосе штокверк сфалерит-пирит-халькопиритового состава проявлен в дацитовом штоке. Прожилково-вкрапленная минерализация сосредоточена в ареале развития кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов.

Сходную с Лаханосом геологическую позицию занимает месторождение Мургул. Штокверк пирит-халькопиритовых руд ограничен сверху кварцево-железистыми (яшмовидными) осадками, на уровне которых развиты гипсовые линзы. Рудовмещающие лавы дацитов эродированы и несогласно перекрываются кампан-маастрихтскими вулканитами.

На Кизил-Кая (Lethch Graig, 1981) в гидротермально-осадочных залежах выделены черные и желтые руды с характерными реликтовыми коломорфными, полосчатыми и фрамбоидальными текстурами. Рудовмещающие породы с угловым несогласием перекрыты неизменными андезито-дацитовыми лавами. По мнению Н.Озгюра (Ozgür, 1993), месторождения восточной части Понтид очень напоминают японские миоценовые (тип Куроко).

Месторождения доколлизийного (или конвергентного) этапа на Малом Кавказе представлены эпигенетическими рудами, сформированными в позднем байосе-бате (Алаверди, Кафан) и поздней юре (Шамлуг).

В Алавердском рудном узле руды сосредоточены в андезито-дацитовый толще байоса, перекрытой вулканогенно-осадочными отложениями келловей. На Алаверди медные руды (линзы, штокверки и жилы) сосредоточены под покрывкой осадочных позднебайосских пород; на Шамлуге экраном для руд служат келловейские риодациты; на Ахтальском – барит-полиметаллическая минерализация не выходит за рамки риодацитового штока. На Кафане размещение штокверка и жил медных руд контролируется субвулканическим телом дацитов. Рудовмещающие породы перекрыты туфопесчаниками с линзами серноколчеданных руд и гипсов с пиритовыми вкраплениями. Надрудными являются покровы неизмененных андезитовых лав.

На всех месторождениях рудная минерализация сопровождается кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, локально проявленными на фоне площадных пропилитов.

В Болнисском районе Грузии вулканогенно-тектоническая депрессия сложена андезито-дацитовыми эффузивно-пирокластическими накоплениями, мелководными терригенными осадками турон-раннего сантона, а также позднесантонскими лавами риодацитов и игнимбритов. Нижняя осадочно-вулканогенная толща осложнена калинатовыми гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами.

На эксплуатируемом Маднеульском месторождении, локализованном на склоне крупной вулканической постройки под экраном риодацитовых экструзий и игнимбритов, выделены разобщенные в пространстве медные штокверковые, барит-полиметаллические, баритовые и золотые (во вторичных кварцитах) руды. Рудовмещающие разнообломочные туффиты здесь подверглись интенсивному эксплозивному брекчированию и преобразованию. На верхнем уровне во вторичных кварцитах размещены баритовые и барит-полиметаллические пологие и жильные тела, ниже – в основном в кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах – пирит-халькопиритовые штокверки и жилы. Граница между кварцитами-брекчиями и кварц-серицитовыми метасоматитами обозначена тектонической зоной, которая местами огипсована и ожелезнена. Здесь же на этом уровне были зафиксированы линзообразные скопления пирита, “облагороженного” халькопиритом и сфалеритом. На глубине медный штокверк вдоль узких зон сменяется убогой халькопирит-пирит-молибденовой вкрапленностью с ангидритом. Вторичные кварциты пронизаны голубоватым халцедоновидным кварцем с золотом.

Вулканогенные месторождения, несмотря на различие в способах рудоотложения (гидротермально-осадочные и эпигенетические) обладают рядом сходных черт. Их гидросистемы функционировали в вулканодепрессиях, основания которых осложнены интрузиями. Кровли последних в современных активных зонах океана (Гринберг и др., 1990) размещены на глубинах 1-2 км от морского дна; на эпигенетических месторождениях (например в Болнисском районе) они подсечены бурением в 1-1,5 км от палеоповерхности. На компонентный состав залежей существенное влияние оказывает геологическая среда. В современных рифтовых зонах, а также в древних структурах, медноколчеданные залежи (с цинком) непосредственно налегают на базальты (сходные с Кипрским типом), а при наличии мощного осадочного слоя с эвапоритами, как на хребте Горда (Koski et al., 1985), руды становятся полиметалльными. Отметим также, что с точки зрения господствующей генетической модели (Франклин и др., 1984; Кривцов, 1989), подразумевающей экстракцию металлов перегретыми морскими водами из вулканических толщ, трудно представить механизм накопления огромных полиметаллических масс (месторождение Филизчай) или барита (Маднеули). Авторы склонны поддержать мысль о том, что источниками металлов барит-полиметалльных залежей могли быть высокоминерализованные хлоридные рассолы, захороненные в эвапоритовых заполнениях вулканических депрессий. На Кавказе, как и в других областях Средиземноморского пояса, геодинамические (обмеление Палеотетиса в конце герцинского цикла) и климатические условия триасового времени не исключают возможности формирования в зонах шельфа на обширных территориях остаточных терригенных соленосных сероцветных толщ с захороненными в них рассолами, такими какие мы наблюдаем во многих регионах Мира (Лебедев, 1975; Вайсберг и др., 1982; Голева, 1993; Кисляков, Щегочкин, 2000).

В медьсодержащих гидротермально-осадочных залежах преобладают массивные серноколчеданные скопления, “облагороженные” медью и цинком. Залежи, в большинстве случаев, перекрыты микрокварцитами или кремнисто-гематитовыми яшмами. На этом уровне, а иногда на флангах между штокверковыми и пластообразными рудами (тип Куроко; Мацукама, Хорикоси, 1973) проявлены гипсовые скопления. Эпигенетические месторождения (Маднеули, Ка-

фан, Мургул) не являются исключением. Здесь над штокверковыми рудами отмечены зоны яшмовидных кварцитов, а также гипсовые и серноколчеданные линзы малых размеров.

Микроритмы на Филизчайском полиметаллическом месторождении проявляют определенное сходство с минеральной зональностью на эпигенетических месторождениях (Маднеули). Барит-полиметаллические крупнозернистые массивные скопления на Маднеули сменяются книзу прожилками, на нижних уровнях которых галенит-сфалеритовая ассоциация уступает место сфалерит-пиритовой с медью. Поражает также сходство барит-полиметаллической части месторождения Маднеули с месторождениями типа Куроко (Мацукама, Хорикоси, 1973). РТ условия рудонакопления на эпигенетических и гидротермально-осадочных месторождениях были близкими. На эпигенетических, да и некоторых гидротермально-осадочных (данные по штокверкам), вслед за вскипанием раствора с выпадением рудного вещества в форме геля и взвесей, следует период медленного истечения раствора и кристаллизации минеральных масс. Обычно “подошвы” вскипания гидротерм с температурами более 270°C в областях современного вулканизма размещены на уровнях 300-400 м от поверхности (Синяков, 1986). Что касается “спокойного” периода рудонакопления, то на эпигенетических месторождениях его РТ условиям (С.Кекелия и др., 1993) отвечали давления около 20 МПа и следующие температуры: для медных руд – 370-260°C, барит-полиметаллических – 280-180°C. Баритовые залежи формировались в условиях низких температур ( $\approx 100^\circ\text{C}$ ) и давлений ( $\approx 5$  МПа). На Филизчае серно-колчеданные скопления были “облагорожены” минерализацией второго полиметаллического этапа, который протекал в интервале температур 250-100°C, а наложенной затем медно-пирротиновой ассоциации соответствовала температура 370-400°C (Сульфидные..., 1983).

Отметим также, что наиболее благоприятные РТ условия для стабильного накопления гидротермально-осадочных залежей создавались на дне морских бассейнов, глубина которых приближалась к 2 км (Stackelberg, 1985).

“Рудные” холмы растут и на больших глубинах океана (около 3000 м; Габлина и др., 2000). Меньшие глубины моря не являются, особенно для баритовых и барит-полиметаллических руд, запретными, но они не благоприятствуют стабильному протеканию процесса в связи с апвеллингом и беспокойной обстановкой шельфовых зон.

В доколлизийных депрессиях (независимо от способа рудоотложения) гидротермальная деятельность носила предпочтительно одноэтапный характер, в то время как в коллизийных вулканоструктурах рудонакопление было многоэтапным в связи с прерывистым и антидромным проявлением вулканизма.

Мы уже отметили разительное сходство Маднеульского месторождения с японскими миоценовыми месторождениями (наличие изолированных баритовых залежей и барит-полиметаллических скоплений, на нижних уровнях которых отмечаются и гипсовые образования). Существенное различие, на наш взгляд, заключается в том, что на Маднеули рудонакопление осуществлялось в закрытой вулканоструктуре, окончательное становление которой произошло в субэвральном условиях. В ранее разработанной мысленно-логической модели (С.Кекелия и др., 1991) допускалось участие в рудообразовании пластовых захороненных вод морского происхождения: одни из них, вероятнее всего, были изначально рудоносными (рассольными); другие, занимающие более высокие уровни и удаленные от вулканоструктуры, были вовлечены в рудогенез на позднем этапе, претерпели метаморфизацию и приобрели способность к экстрагированию рудных компонентов.

На первом этапе в связи с выжиманием экструзий риолитов вдоль кольцевых структур на склоне вулкана была образована замкнутая купольная рудовмещающая структура; затем произошло “засасывание” разогретых и насыщенных магматическими (легколетучими) компонентами пластовых вод, претерпевших на уровне 400-500 м от поверхности коллапс. В связи с этим под непроницаемым экраном (лавовые купола) были образованы взрывные брекчии, в основном, за счет туффигов и эффузивов. Под воздействием гидротерм они подверглись предрудным преобразованиям, и внутри них обозначились две палеогидрохимические зоны: верхняя сульфат-аммонийная (уровень вторичных кварцитов) и нижняя хлоридно-натриевая (кварц-серцит-хлоритовых метасоматитов), след между которыми зафиксирован гипсовыми скоплениями и яшмовидными кварцитами. Формированию предрудной обстановки способствовали: 1) вскипание раствора, его ошелачивание в связи с отделением кислотных компонентов, выпадение сульфидов, самородных металлов (золота), кварца, карбоната, адуляра; 2) окисление на вер-

хнем уровне  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $CO_2$ ,  $NH_4$ ; 3) обменные реакции с вмещающей средой с буферными свойствами.

Баритовое и барит-полиметаллическое рудонакопление (руды наложены на раздробленные вторичные кварциты) протекало на фоне ранее сформированной палеогидрохимической обстановки с одновременным отложением сульфатов и сульфидов в пограничной зоне. Под последней в запрудах, насыщенных сероводородом, скапливались серно-колчеданные руды, размеры тел которых незначительны.

Поздние медные прожилково-вкрапленные руды нами воспринимаются как образования самостоятельного рудного этапа. Они были сформированы в связи с новыми тектоническими осложнениями вулканоструктуры и внедрением кварцево-диоритовой интрузии, проявляют некоторое сходство с медно-порфировыми, отличаясь от последних тем, что размещены на более высоком (субвулканическом) уровне и при их формировании инфильтрационные процессы преобладали над диффузионными. На медно-порфировых месторождениях наиболее вероятным механизмом перемещения рудного вещества в водно-поровом пространстве являлся диффузионный, поскольку рудоносные флюиды отличаются высокой соленостью.

Для эпигенетических медных, как и для гидротермально-осадочных медно-цинковых колчеданных месторождений, наиболее логичной является конвективная модель. При этом, как это следует из наблюдений за “черными курильщиками” (“дамы” которых состоят из пирротиновых и сфалеритовых взвесей), металлы транспортировались в форме гидросульфидных комплексов, а выпадали, по общепринятому мнению, в результате падения температуры и окисления раствора.

Режим накопления вулканогенно-осадочных полиметалльных (с баритом) залежей был иным. В гидротермальную систему вовлекаются рассолы, в которых практически отсутствуют сероводородсодержащие компоненты (Лебедев, 1975; Вайсберг и др., 1982; Крайнов и др., 1988). Здесь уместно вспомнить о наблюдениях, выполненных на полуострове Челекен (Лебедев, 1975): в резервуаре смешивались металлосодержащие и сероводородсодержащие рассолы, вскрытые на разных уровнях разреза скважинами. В результате смешения рассолов в осадок выпадали сульфиды свинца и цинка. Рассолы Челекена весьма сходны по температуре и солености с рассолами Красного моря (Современное., 1974).

Вышесказанное позволяет думать об особых условиях зон разгрузок: излианию рассолов предшествовало накопление в морских депрессиях сероводородсодержащих илов. Обогащение последних сероводородом, как известно, возможно: 1) за счет биогенной редукции сульфата морских вод, 2) при поступлении сероводорода из глубинных катагенных зон, где он генерируется абиогенным путем, 3) в результате дегазации неглубоко залегающего магматического очага. С учетом данных об изотопных соотношениях серы сульфидов (Колчеданные., 1983), нами отдается предпочтение третьему варианту. Поэтому массовый сброс рудного вещества осуществлялся, скорее всего, в результате смешения сероводородсодержащих вод с истекающими рассолами.

### Дискуссия

Большинство исследователей придерживается мнения о том, что гидросистемы вулканогенных месторождений развивались по принципу конвективной модели, подразумевающей вовлечение в гидротермальный процесс экзогенных вод (Франклин и др., 1984; Овчинников, 1986; Кривцов, 1989). Сложной остается проблема “специализации” геологического пространства. Недавно в океанических базальтах были установлены окиснорудные выделения, отличающиеся высокими содержаниями металлов (Г.Прокопцев, Н.Прокопцев, 1990), а также рудные ликваты в полево-шпатовом и клинопироксено-щелочных базальтах (Акимцев, Шарапов, 1993). В литературе (Рехарский и др., 1983; Бернэм, 1983) было обращено внимание на то, что медь, обладающая сопоставимыми энергиями разрыва химических связей с закисным железом, магнием и кальцием, может входить в состав Mg-Fe-силикатов, а при наличии достаточного количества серы и обособляться в виде сульфидов. В.Шарапов и др. (1999) отметили, что засоление порового пространства изверженных пород происходит в интервале температур 950–650°C. В изверженных породах каплевидные обособления представлены твердыми растворами FeS-NiS-CuS, троилитом, пирротином, пентландитом, кубанитом, халькопиритом, сфалеритом. Исходя из вышеотмеченного и поддерживая конвективную модель развития гидросистем медно-цинково-колчеданных месторождений можно допустить, что концентрированию рудогенных элементов способствовали следующие последовательные природные процессы: кристаллизация и лик-

вационная дифференциация основных магм, а затем и взаимодействие перегретых поверхностных вод со “специализированными” магматитами.

В случае же с баритовыми и барит-полиметаллическими месторождениями, с учетом их связей с геологическим пространством, не исключается участие в рудогенезе рассольных вод эвапоритовых толщ с высокой степенью минерализации (>350 г/л). Рассолы отличаются высокими содержаниями Ba, Ca, Sr, Zn, Pb, Cu и Mn (Вайсберг и др., 1982; Холодов, Кикнадзе, 1989; Голева, 1993).

Гидротермальные растворы, формирующие гидротермально-осадочные залежи (с учетом данных по “черным” и “белым” курильщикам; Бутузова, 1989), воспринимаются как метаморфизованные морские. По солености они близки к морской воде, но отличаются от последней низкими содержаниями Mg и  $SO_4^{2-}$ , высокими K, Ca, Si, а также на несколько порядков обогащены Fe, Ag, Pb, Cu и Zn. О масштабах гидросистем, конвектирующих вокруг интрузий (энергоисточника) можно судить по их следу – воздействию на породы, так называемому пропилютому ареалу. Данные по изотопному составу водорода флюидных включений и кислорода в кварце, барите и кальците эпигенетических барит-полиметаллических руд (Болнисский район Грузии) интерпретируется в пользу высокой доли участия метеорных вод в рудообразовательном процессе, а по медным штокверковым свидетельствам свидетельствуют о том, что метеорная вода в гидросистемах уступала по значению магматогенной (С.Кекелия и др., 1991).

Зональность неметаморфизованных гидротермально-осадочных руд исследователи (Nappington et al., 1986; Ельянова, 1999) склонны объяснять перераспределением рудообразующих компонентов с нижней уровней рудоотложения на верхние диффундирующими через рудные скопления растворами. В качестве примера приводится минерализация на хребте Эксплуарер (Тихий океан), где высокотемпературные сульфиды меди и железа подстилают слой более низкотемпературных железцинковых сульфидов, барита и кремнезема. Г.Д.Гричук (1999), которым предложена термодинамическая модель конвективной гидросистемы, весьма приближающейся к природной (Кипрский тип), допускает эволюцию гидротермального раствора и “замещение минералов внутри рудного тела.” Эмбриональная ангидрит-пиритовая постройка со временем замещается кремнеземно-сульфидным веществом; на периферии отлагается сфалерит, в центральных частях – пирит замещается магнетитом, появляются и сульфиды меди.

Отложение ангидрита в подповерхностной зоне рудных холмов объясняется также вовлеченным высокотемпературным флюидом (> 300°C) придонных вод в зоны разгрузки. Придонные морские воды нагреваются до 160°C, в результате чего и отлагается ангидрит (Черкашев и др., 1999).

Эти представления касаются процессов, происходящих в “рудных” холмах. Их палеоаналогами являются, вероятнее всего, месторождения типа Куроко.

Во впадинах, выполненных илами и зараженных сероводородом, механизм рудонакопления, скорее всего, был иным: судя по закономерным ритмам, устанавливаемым внутри рудных залежей, сброс рудного вещества осуществлялся прерывисто на обширных по площади окислительно-восстановительных и геохимических барьерах. Примером этой обстановки может служить месторождение Филизчай, а из современных аналогов – рудоносные илы и руды Красного моря, осевая зона которого выполнена эвапоритами и пирокластолитами (Современное., 1974). На дне впадины Атлансис II Красного моря (Лебедев и др., 1988), на глубине 2170 м обнаружены выходы гидротерм с температурой 280°C, минерализацией 255 мг/л и pH=5-6. Это хлоридно-натриевые воды с отрицательным окислительно-восстановительным потенциалом и высокими содержаниями металлов.

На эпигенетических и гидротермально-осадочных месторождениях типа Куроко, на начальном этапе в сольфатарные зоны поступали барий- и кальцийсодержащие рассолы, в результате чего были сформированы разобщенные в пространстве баритовые и ангидритовые залежи. Последние со временем превращаются в гипсовые. Разобщенность сульфатов кальция и бария (последние занимают более высокие низкотемпературные уровни), объясняются разнотемпературными условиями их выпадения из растворов, а также ретроградной растворимостью ангидрита (Холланд, Малинин, 1982). Одновременное осаждение сульфидов и сульфатов, зафиксированное в более поздних барит-полиметаллических скоплениях, становится возможным (расчетные данные; Франклин и др., 1984) при минимальной активности  $PO_2$ , совпадающей с нижней границей поля устойчивости барита при равных активностях  $H_2S - SO_4^{2-}$ . Зональность в распределении сульфидов меди, свинца и цинка в полиметаллических телах определялась, вероятнее

всего, активностью  $S^{2-}$  в зонах разгрузки. Допускается (Крайнов и др., 1988), что эффективность сероводородного барьера определяется малыми концентрациями  $S^{2-}$ . Возможно, в зонах разгрузки  $\Sigma S$  оказывалась достаточной для выпадения меди, а свинец и цинк проявляли тенденцию прохождения барьера со сменой хлоридного лиганда на сульфидный. В этом случае анион-осадитель выступает в роли растворителя – комплексообразователя.

В заключение несколько слов о золотоносных кварцитах, характерных для полиформационных коллизионных месторождений (Маднеули). Образование кварцевых прожилков с золотом, на наш взгляд, совпадает во времени с формированием эксплозивных брекчий и отмеченной выше гидрохимической закономерности в пределах вулканоструктуры. Ссадка золота, кварца и малого количества сульфидов, воспринимаются как одноактный процесс, связанный с дестабилизацией флюида магматогенной природы в условиях высокого окислительного потенциала уровня развития вторичных кварцитов.

### Заключение

На примере центральной части Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса мы видим, что вулканогенные месторождения цветных металлов являются естественным завершением вулканогенных явлений, проявляющихся на разных этапах развития активных палеоокеанов континентов. На этапе дивергенции микроплит на их границах (осевые зоны окраинных морей) функционировали медьсодержащие гидросистемы. Вулканизм этого времени был контрастным (толеитовые базальты и в малом объеме плагиограниты). В это же время в некотором удалении от осевых зон в иловых впадинах над континентальными блоками функционировали полиметалльные гидросистемы. Для этапа дивергенции характерны исключительно гидротермально-осадочные руды. На этапе конвергенции проявляется гомодромный андезитовидный островодужный вулканизм. В начале предпочтительно формируются медьсодержащие месторождения эпигенетической природы (Малый Кавказ), а позднее и медь-цинксодержащие (местами со свинцом) гидротермально-осадочные и эпигенетические руды (Понтиды). В коллизионных вулканоструктурах (Болнисский район) вулканизм носит явно антидромный характер. Конечные члены вулканических толщ накапливаются в субэвральных условиях, в их пределах месторождения отличаются большим разнообразием, некоторые из них полиформационные: на Маднеули, наряду с медными, баритовыми и барит-полиметаллическими, сосредоточены и золотые руды.

Гидросистемы возникают в связи с преобразованием морских и метеорных вод под воздействием теплового поля интрузий и при участии магматических эксгаляций. Для месторождений первично-аномальными средами являлись основные и среднекислые вулканы (моно- и биметалльные месторождения), а также солеродные осадочные толщи с захороненными в них рассолами (полиметалльные месторождения). Металлоносные среды вовлекаются в гидросистемы в случае наличия достаточного количества растворителя, стабильного энергообеспечения и наличия физических и геохимических барьеров. Эти условия, как мы увидели, реализуются на ранних этапах – в зонах влияния рифтов, а на поздних – в поперечных разломах – глубинных структурах, по-видимому, имеющих первоначально трансформную природу. В начале тектономагматическая активизация ограничивалась узкими пограничными зонами микроплит, а затем ею были охвачены и более обширные площади в связи с общей тенденцией гетерогенизации и деструкции мегаструктур на коллизионном этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке научного фонда ИНТАС-Грузия (проект N 1416).

### Литература

- Акимцев В.А., Шарапов В.Н. (1993). “Рудные” эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта // ДАН России. 331. №3. С. 329-331.
- Бернэм К.У. (1983). Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир. С.425-467.
- Вайсберг Г.Д., Браун Патрик Р.Л., Стюард Т.М. (1982). Рудные элементы в активных геотермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. С.578-609.

- Бутузова Г.Ю. (1989). Роль экзогенных и эндогенных факторов в формировании гидротермально-осадочных отложений дна Мирового океана // Литогенез и рудообразование. М.: Наука. С. 176-193.
- Габлина М.И. (2000). Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет, 14° 45' С.Ш.) // Геология рудных месторождений. Т.42. №4. С.329-349.
- Голева Г.А. (1993). Гидрогеологическое моделирование в осадочных бассейнах // Отечественная геология. №7. С.58-69.
- Гринберг И.С., Краснов С.Г., Айнимер А.И., Поршина И.М., Степанова Т.В. (1990). Гидротермальное сульфидное оруденение в океане // Советская геология. №12. С.81-91.
- Гричук Д.В. (1999). Модель образования колчеданного рудного тела в субмаринной гидротермальной системе // Тез. докл. Междун. конф. "Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем". С.-Пб. С. 19-21.
- Дзоценидзе Г.С. (1965). Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра. 154 с.
- Ельянова Е.А. (1999). Формирование современных и древних субмаринных колчеданных руд: состав и строение // Тез. докл. Междун. конф. "Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем." С.-Пб. С.26-27.
- История Океана Тетис. (1987). (Под редакцией А.С.Монина, Л.П.Зоненшайна). М.: Институт океанологии. 155 с.
- Кекеля С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. (1993). Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси: Мецниереба. 96 с.
- Кекеля С.А., Ярошевич В.З., Ратман И.П. (1991). Геолого-генетические модели альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Средиземноморского металлогенического пояса // Геология и геофизика. №8. С.71-79.
- Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. (2000). Гидрогенные рудообразующие системы // Геология рудных месторождений. Т. 42. №5. С.409-439.
- Колчеданные месторождения СССР. (1983). М.: Наука. 222 с.
- Крайнов С.Р., Матвеев Л.И., Соломин Г.А. (1988). Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере // Геохимия. №2. С.1708-1719.
- Кривцов А.И. (1989). Прикладная металлогения. М.: Недра. 288 с.
- Лебедев Л.М. (1975). Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра. 261 с.
- Лебедев Л.М., Черкашев Г.А., Цепин А.И., Никитина Н.Б. (1988). Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука. С.110-123.
- Мацукама Т., Хорикоси Е. (1973). Обзор месторождений Куроко в Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир. С. 129-151.
- Овчинников Л.Н. (1988). Образование рудных месторождений. М.: Недра. 255 с.
- Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. (1990). Образование металлоносных гидротерм на дне океана // Изв. АН СССР. Сер. геологич. №4. С.34-44.
- Рехарский В.И., Варьяш Л.Н., Капсамун В.П., Кудрин В.А., Носик Л.П., Пашков Ю.Н. (1983). О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. Новороссийск: Наука. С. 135-143.
- Синяков В.И. (1986). Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. Новосибирск: Наука. 243 с.
- Современное гидротермальное рудоотложение. (1974). (Под редакцией Э.Дегенса, Д.Росса). М.: Мир. 280 с.
- Сульфидные месторождения СССР. (1983). М.: Наука. 222 с.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. (1984). Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. Т.2. М.: Мир. С. 39-252.
- Холланд Г.Д., Малинин С.Д. (1982). Растворимость и распространение нерудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. С.370-404.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. (1989). Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра. 189 с.

- Черкашев Г.А., Жирнов Е.А., Степанова Т.В., Мозгова Н.Н. (1999). Зональность и модель формирования океанских сульфидных построек (по материалам глубоководного бурения) //Тез. докл. Междун. конф. "Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем." С.-Пб. С. 141-142.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Жмодик А.С., Жмодик С.М., Павлов Л.Л. (1999). Механизм разделения, переноса и отложений петрогенных и рудных элементов в рудно-магматических системах океанических зон спрединга //Тез. докл. Междун. конф. "Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем." С.-Пб. С.67-69.
- Aydin M., Sahintürk O., Serdar H., Ozcelik Y., Akarsu T., Ungör A., Cokugras R., Kacar S. (1986). The geology of the area between Ballidag and Cangaldag (Kastamonu) //Geol. Soc. Turkey Bull. 29. P. 1-16.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. (1977). From the Tethys ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system //Histoir structurale de Bassins Mediterraneens. Edition Technic. Paris. P.143-164.
- Dixon C., Pereira J. (1974). Plate tectonics and mineralization in the Tethyan Region //Mineral. Deposita (Berlin). 9. P.185-198.
- Güner M. (1980). Sulphide ores and geology of the Küre area/ Pontides (Turkey). Maden Tetkik ve Arama //Enstitüsü Bülteni. 93/94. P. 65-109.
- Hannington M., Peter J., Scott S. (1986). Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits //Econ. Geol. Vol.81. N8. P.1867-1883.
- Koski R., Lonsde P., Shanks W. (1985). Mineralogy and geochemistry of sediments-hosted hydrothermal sulfide deposits from southern Trough of Guayamas Basin, Gulf of California //J. Geophys. Res. 90. P.6695-6705.
- Lethch Graig H. (1981). Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya Massive sulfide deposits, North-Eastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores //Minerl. Deposita.16. P.241-257.
- Okay A., Sahintürk O. (1997). Geology of the Eastern Pontides //Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir.68. P.291-311.
- Ozgür N. (1993). Volcanogenic massive sulphide deposits in the east Pontic metallogeny. Resource Geology. N17. P.180-185.
- Stackelberg U. (1985). Von and the ship-board scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the southwest Pacific //BGK Circ. N27. P.3-14.
- Ustaömer T., Robertson A. (1993). Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions //Geological Journal. 120. P. 1-20.
- Vrielinck B. (1994). Tethys – l'histoire d'un ocean disparu //Geochronique, N52, Bureau du recherches geologiques et minieres. Societe Geologique de France. P.14-18.
- Yilmaz Yü., Tüysüz O., Yigitbas E., Genc S., Sengör A. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides //Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir. 68. P.183-226.
- Yilmaz A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., Karabiyikoglu M. (2000). Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)- eastern Pontides (Turkey) //Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society. London. Special Publications. 173. P.171-182.



## ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В СВЕТЕ НАУЧНОГО НАСЛЕДИЯ АКАДЕМИКА ГЕОРГИЯ ДЗОЦЕНИДЗЕ

**В.И.Буадзе**

**Проблемы металлогении золота в свете научного наследия академика Георгия Дзоценидзе. В.И.Буадзе.** Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

В основу рассмотрения проблем металлогении золота автором положены интерпретации неравновесных систем, возникших при: сопряжении кислых силикатных расплавов и паро-гидротерм с базит-ультрабазитовыми ассоциациями; формировании полифазных интрузивных комплексов; смене напряжённого (сжатого) состояния флюида его расширением и вскипанием; смешивании восходящих магматогенных флюидов с метеорными водами нисходящей циркуляции и возникновении конвекционных динамических систем; метаморфической генерации флюидов из терригенных толщ и т.д. Перечисленными обстановками определены ступени накопления золота. В совокупности они олицетворяют модель золото-металлогенической эволюции Земли.

*jmhjc vtnfkjutybbc ghj,ktvt,b frftvbrjc ubjhub ·jotyb·bc vtwybthekb vtvrdblhtj,bc iempt\ d\,ef·t\ rfdrcbbc vbythfkehb ytlktekbc bycnbneb= p\afkbfidkbc m\ 85= 380062 s,bkbcbl*

*jmhjc vtnfkjutybbc ghj,ktvt,bc ufy[bkdfc fdnjhb cfae·dkfl elt,c fhfojyfcjohj,flb cbcntvt,bc bynthghtnfwbwt,c= rth·jl vfs ufygbhj,t,ekj,fc\ ,fpbn·eknhf,fpbneh fcjwbfwbt,pt v;fdt cbkbrfnehb vlyfht,bc lf jhsmk-]blhjsthvt,bc ptvjmvlt,t,bst gjkbafpehb bynhepbekb rjvgktmct,bc ajhvbht,bst akeblt,bc uflfcdkbs lf·f,ekb (itrekieb) vlujvfhtj,blfy ufafhsjt,ek (itleqt,bc tatmns) vlujvfhtj,fb+ vfuvehb akeblt,bc lfqvdfkb whhrekfwbbc vtntjhek o'kt,sfy ithtdbs lf rjydtmwbehb lbyfvbehb cbcntvt,bc ajhvbht,bst nthbutyekb mfyt,blfy akeblt,bc vtnfvjhaekb utythfwbbs lf fl\ fgybiyekb gbhj,t,bs ufjvbrdtsf jmhjc lfuhjdt,bc cfat[eht,b\ vskbfyj,fb bcbby fycf[btht,ty ltlfvbcb jmhj-vtnfkjutybehb tdjkewbbc vjtkc\*

**Metallogeny problems of gold in the light of Academician George Dzotsenidze's Scientific heritage. V.Buadze.** Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi.

Interpretation of unbalanced systems, stipulated by: conjugation of acid silicate melts and vapour thermal things with basite – ultrabasite associations, formation of poly-phase intrusive complexes, transition of fluids from the stressed state (compressed) into expanded one, (with boiling effect), mixing of uprising magmatogene fluids with meteoric waters of descending circulation and formation of convectional dynamic systems, metamorphic generation of fluids from terrigenous mass etc. has been taken by the author as a principle for discussing the gold metallogeny problems. The above-mentioned conditions have shown stages of gold accumulation. In common, they represent the model of gold-metallogenic evolution of the Earth.

### Предварительные замечания

Научным наследием академика Георгия Дзоценидзе создана обстоятельная база для совершенствования исследований по реставрации тектоно-петрологических факторов, обусловивших становление разнотипных вулканических и вулкано-плутонических комплексов; по реконструкции обстановок возникновения и функционирования разноимпульсных флюидных потоков; по выявлению механизмов зарождения и эволюции рудообразующих систем, в т.ч. планетарных, сформировавших минерагенические феномены Земли и т.д.

В соответствии с научными направлениями ученого (Дзоценидзе, 1969) ныне активизируются исследования во многих областях, в т.ч. в области теории рудообразования. К этому руслу относится и предлагаемая статья. Проблемы металлогении золота в ней рассмотрены на базе анализа неравновесных эндогенных режимов, характерных для всей истории Земли. Приведенные в статье интерпретации развивают более ранние исследования автора (Буадзе, 1991; Буадзе, 1994).

В модели общего латерально-вертикального рассредоточения золоторудных систем в объеме земной коры просматриваются:

- архейские золото-металлогенические сердцевины – планетарного масштаба золоторудные феномены выдержанного генетического профиля;

- постархейские (протерозой, фанерозой) металлогенические ступени с сопряжением в рудоносных системах пестрых наборов формационных типов руд и существенным обособлением в генетических их моделях золотометаллогенических явлений.

Крайне информативными являются генетические аспекты приповерхностных окончаний юных металлогенических рядов. Они представлены эпитермальными системами в районах недавней и (или) современной вулканоплутонической активности. Показателями же современного золотометаллогенического дыхания Земли служат особенности поведения золота в океанических пространствах – в областях функционирования подводных гидротермальных систем.

Предлагаемым обсуждением охватываются основные вехи золотосозидательной истории Земли от архея до наших дней. При этом возрастные уровни золотометаллогенических ступеней рассредоточены в рамках 3,8 млрд.лет. Более ранние временные отрезки (>3,8 млрд.лет) эволюции Земли для металлогенического анализа недоступны.

Анализ указанных золотометаллогенических ступеней ниже дается на фоне расшифровки золотосозидательной сути: зарождения и функционирования рудообразующих систем в базит-ультрабазитовых средах; неравновесных обстановок – "базиты-ультрабазиты ÷ кислые флюиды"; механизмов становления полифазных интрузивных комплексов; конвекционных систем – уровней сопряжения глубинных флюидов и метеорных вод; метаморфического перерождения терригенных толщ и возникновения метаморфогенных флюидных потоков и т.д.

### **Металлогенические аспекты архейской истории золоторудного дыхания Земли**

Архейская золотометаллогения по механизмам регулирования, вещественному обеспечению и интенсивности проявления резко отличается как от других металлогенических актов самого архейского периода, так и от последующих (протерозой, фанерозой) металлогенических явлений.

Автор склонен утверждать, что консервативность архейской золотометаллогении обусловлена развитием золотосозидательных процессов в обстановках разобщенности блоков континентальной коры и непосредственной связи рудообразующих систем с мантией.

Предложенный общий тезис правомерен для обширной возрастной вилки, ограниченной рубежами 3,8 и 2,4 млрд.лет. Принято считать, что за это время (1,4 млрд.лет) произошло формирование почти 50% коры Земли. В этот отрезок времени вписываются гнейс (гранит)–зеленокаменные пояса Земли (Южная и Западная Африка, Канада, Гренландия, Украина, Сибирь, Австралия), режимами становления которых регулировались и золотометаллогенические явления.

Из соответствующих тектоно-магматических интерпретаций автор в первую очередь привлекает разработанную А.В.Самсоновым и О.А.Богатиковым (1999) модель формирования Среднеприднепровской гнейс (гранит)–зеленокаменной области и считает её приемлемой и для других архейских зеленокаменных поясов Земли. При этом дальнейшее обсуждение находится в соответствии со следующей последовательностью явлений: формирование областей с базальтовой корой океанического типа - подготовка фоновых обстановок для заложения зеленокаменных поясов → внедрение в базальтовую кору мантийных потоков, растяжение областей внедрения → подъем в областях растяжения базальт-коматитовых расплавов, сформировавших мафические основания зеленокаменных разрезов → синхронный разогрев нижней части базальтовой коры, генерация дацитового расплава; образование базальт-дацитовых толщ гнейсовых комплексов (в обрамлениях поясов) → продолжение плавления базальтовой коры, подъем тоналит-трондьемитовых диапиров – становление тоналитовых куполов в обрамлениях поясов и комагматичных им кислых вулкаников в зеленокаменных сериях → всплывание сиалических куполов гнейсовых комплексов (в обрамлениях поясов) с формированием межкупольных депрессий, аккумуляровавших терригенные осадки → плавление низов сиалических куполов с образованием гранитных расплавов, охвативших области проявления перечисленных явлений. Приведенная последовательность, предложенная в качестве модели каскадной конвекции (Самсонов, Богатиков, 1999) и в определенной степени идентифицируемая с особенностями становления других зеленокаменных поясов Земли, служит основанием для металлогенического анализа.

Наиболее четко маркируемыми и убедительно интерпретируемыми золотометаллогеническими феноменами отличается Родезийская гнейс (гранит)–зеленокаменная область. Она построена последовательностью рудоносных структурно-вещественных групп (рис. 1.А):

1. Самая нижняя – группа Себакве. Состоит преимущественно из обогащенных магнием ультраосновных и основных вулканических пород, пакетов железистых кварцитов, прослоев раз-

нообразных терригенных осадков. В этой группе сосредоточены стратиформные месторождения золота, сформированные гидротермально-осадочным путём. Золотоносными при этом являются сульфидоносные (арсенопирит, пирротин, пирит) и карбонатоносные (сидерит) фации железистых кварцитов. В группе развиты также гидротермально-осадочные залежи сплошных серно-колчеданных руд. Они слабо специализированы на золото.

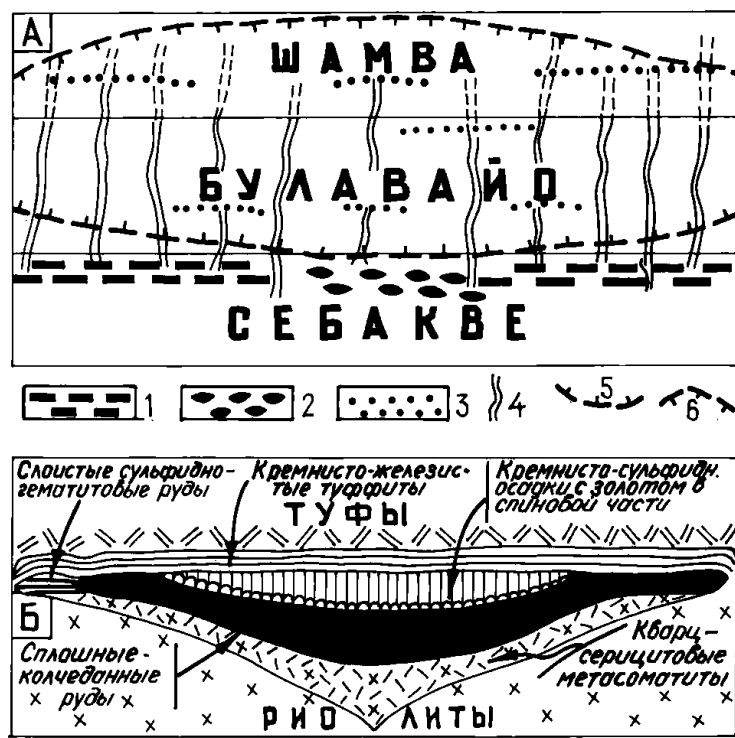


Рис. 1. А. Золотоносность архея Родезии. Составил В.И.Буадзе на основании публикации Р.Фриппа (1980).

Стратиграфический разрез (снизу вверх): группа Себакве – преимущественно ультраосновные и основные вулканические породы, полосчатые железистые кварциты; группа Булавайо – базальтовые и фельзические вулканические породы, прослой железистых кремнистых сланцев; группа Шамва – осадочные породы, в т.ч. конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы, кремнистые сланцы.

1 – золотоносная сульфидная фация железистых кварцитов; 2 – прослой серного колчедана с золотом; 3 – послойная рассеянная минерализация; 4 – золотоносные жилы кварца; 5-6 – интервал генерации (5) – аккумуляции (6) золота и вертикальный размах формирования жил.

Б. Урупское месторождение (Северный Кавказ).

Показана позиция подводного фумарольного поля, защитившего золото от перехода из обстановки формирования сульфидной залежи в морскую среду (масштаб искажен)

2. Промежуточная – группа Булавайо. Сложена мафическими (базальтовыми) и фельзическими вулканическими породами, железорудными кремнистыми осадками, терригенными и хемогенными отложениями. Данная группа сосредоточивает преобладающее большинство месторождений золота кварцево-жильного малосульфидного типа.
3. Верхняя – группа Шамва. В ней развиты вулканокластические породы, конгломераты, гравелиты, граувакки и рассредоточены кварцево-жильные золотоносные тела. Они являются продолжениями жильных систем, развитых в нижерасположенной группе.

Над выклиниваниями кварцево-жильных тел – в породах как Булавайо, так и Шамва – размещена послойная рассеянная минерализация пирита, арсенопирита и связанного с ними золота. Она, вероятно, сформирована флюидами, оставшимися после становления кварцево-жильных образований.

Согласно металлогенической модели, предложенной Р.Фриппом (1980), указанные типы оруденения объединены в одно возрастно-генетическое сообщество. При этом допускается сопряжение событий: гидротермально-осадочное рудообразование Себаквейского времени; кварцево-жильного типа золотое рудообразование до регионального метаморфизма – вскоре после захоронения комплексов Булавайо и Шамва; формирование послойной рассеянной минерализации над кварцево-жильными системами – синхронно с процессами их становления.

Автор приведенную схему разделяет лишь в части отнесения первичных Себаквейских руд (ныне существенно трансформированных метаморфическими процессами) к гидротермально-осадочному типу. Вместе с тем золоторудные месторождения кварцево-жильного малосульфидного типа, а также размещенную над жилами послейную рассеянную минерализацию, он считает син- и (или) постметаморфическими образованиями. Соответствующие доказательства автором собраны при обследовании аналогичных систем в регионах Канады и Северной Африки (Регибатский и Хоггарский щиты), а также при анализе материалов по многим зеленокаменным поясам Земли (Groves, Foster, 1996 и др.).

Доказывая оторванность формирования золотоносных малосульфидных кварцево-жильных систем от синвулканического этапа рудообразования, автор тем самым подчеркивает исключительную масштабность кварцевого профиля золотометаллогении<sup>1</sup>. Она выразилась функционированием рудообразующих систем неравновесного типа - "базиты-ультрабазиты ÷ кислые флюиды" (кислые расплавы, паро-гидротермы). Следовательно, "зеленокаменный отрезок" ранней истории Земли (3,8-2,4 млрд.лет) автор рассматривает в качестве периода планетарной неравновесности, обусловленной тотальными наступлениями на базит-ультрабазитовые ассоциации потоков гранитных расплавов поздних этапов становления зеленокаменных поясов. Следовательно, модель формирования золотоносных кварцево-жильных систем оказалась планетарно-универсальной. По всем данным она реализовывалась в син- и (или) постметаморфических обстановках зеленокаменных комплексов. Такой вывод, вопреки представлениям ряда исследователей (Фрипп, 1980 и др.), следует из анализа многочисленных публикаций (Groves, Foster, 1996 и др.), а также из наблюдений автора (неопубликованные материалы). Наиболее существенными при этом являются следующие положения:

- насыщенность золотоносными кварцево-жильными системами зон скалывания, вероятно, корнями уходящих в области флюидогенерирующих гранитоидов;
- тяготение крупных рудных объектов к областям влияния фельзитовых интрузий, возможно, представляющих собой рудно-силикатные отдушины, подпирающие зеленокаменные ассоциации гранитоидов;
- реставрируемость в рудоносных зеленокаменных блоках процессов формирования зон региональной карбонатизации, зарождения кислых флюидных потоков, экстрагирования ими из базитов-ультрабазитов золота, вовлечения последнего в процессы формирования кварцево-жильных систем;
- расщепленность рудообразующих систем по территориям с малой мощностью (или отсутствием) континентальной коры и, соответственно, обеспеченность условий полной реализации золото-металлогенических возможностей архейской верхней мантии;
- насыщенность рудообразующих систем веществами гранитного (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>) и мантийного (S, Au) происхождения;
- реализуемость эффекта очень высокого парциального давления двуокиси углерода, снижавшего количество серы в растворах и определившего условия переноса и отложения золота;
- регулируемость формирования рудообразующих систем "флюидотектоникой" – резкое возрастание гидростатического давления флюидов благодаря их перенасыщению двуокисью углерода и подъем зеленокаменных поясов, в последующем вместиливших кварцево-жильные системы.

Перечисленные положения аргументируют: формирование золотоносных кварцево-жильных систем на завершающих ступенях становления архейских гнейс (гранит)–зеленокаменных поясов; маркируемость в архейской истории Земли мощной (планетарно проявленной) ступени неравновесия, крайне плодотворной в металлогеническом отношении.

### **Аналоги архейских золотосозидательных неравновесий на постархейских ступенях эволюции земной коры**

Охарактеризованный режим золотометаллогении ("базит-ультрабазит ÷ кислый расплав"), колоссальный размах получивший в архее, несравненно слабо выразился на постархейских ступенях эволюции земной коры. В качестве примеров ниже приводятся обследованные автором сопряжения гранитоидов с шарьированными пластинами базитов-ультрабазитов.

<sup>1</sup> Только в Родезии более половины добытого из зеленокаменных поясов золота приходится на кварцево-жильные системы. Они сосредоточивают от 1 до 1500 т золота, с содержанием в рудах этого металла от 2 до 50 г/т (Фрипп, 1980).

**Юго-западная часть Хоггарского щита (Центральная Сахара).** Выделенные здесь (Шуберт, Фор-Мюре, 1973; Bertrand, Caby, 1978 и др.) аллохтонные пластины уззалийской базит-ультрабазитовой ассоциации (архей: 3,0-2,75 млрд.лет) и суггарийского комплекса гнейсов и мигматитов (условно относимые к древнему докембрию) послужили ареной повсеместного проникновения гранитов позднепротерозойского известково-щелочного цикла (граниты типа Таурит, 600-800 млн.лет). В созданной при этом неравновесной обстановке зародились рудообразующие системы, функционирование которых завершилось формированием месторождений золота (Тирек, Амесмеса и др.) кварцево-жильного малосульфидного типа.

**Дзирульский выступ Закавказского срединного массива.** Здесь выявлена и изучена золотоносность системы сопряжения шарьированных базитов-ультрабазитов и наложенных на них калиевых гранитов (Буадзе, неопубликованные данные). Первые (Чорчана-Уцлевская аллохтонная пластина) отвечают фрагментам палеоокеанической коры типа срединно-океанических хребтов (Закариадзе и др., 1993). Их шарьирование оказалось результатом позднепалеозойских напряжений (Адамия, 1984). Интенсивные деформации этого этапа определили условия генерации гранитного расплава в подаллохтонном сиалическом субстрате (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999). Высоким РТ градиентом при этом обусловилось пронизывание струями гранитогенного флюида мафической пластины и возникновение неравновесной термодинамической обстановки – "базит-ультрабазит - кислый флюид". В ней возникли масштабные кварцево-жильные и листовитовые зоны, сосредоточивающие золотое оруденение.

**Присеванский сегмент Севано-Акеринского офиолитового пояса.** Рудообразующая система здесь зародилась в интенсивно тектонизированной офиолитовой серии. Оруденение, детально изученное многочисленными исследователями (Мовсесян, 1979; Мкртчян, 1981; Амирян, 1984 и др.), по предложенной автором модели, спровоцировано неравновесной обстановкой, созданной в ходе широкого охвата офиолитов внедрениями кислой магмы. При этом возникла кварц-золото-сульфидно-теллуровая формация (Зодское месторождение), локализованная в раздробленных перидотитах и габбро. Образование золотоносных парагенезисов протекало прерывисто – вслед за импульсами погашения кислотности флюида.

Не продолжая перечень аналогов архейских неравновесных обстановок отметим, что они являются особыми маркерами мантийных штаммов в металлогении. В постархейское время, в связи с нарастанием мощности континентальной коры, возможности сохранения высокой золотоносности формировавшихся кварцево-жильных систем становились резко ограниченными. Их обнаружение предполагается в зонах переработки кислыми расплавнофлюидными потоками шарьированных блоков древних мантийных плюмов и пластин океанической коры.

### **Золото в месторождениях колчеданного семейства**

Особенностями золотоносности друг от друга отличаются как типы колчеданных месторождений (уральский, филизчайский, кипрский, куроко), так и месторождения внутри отдельных типов. Причины контрастности при этом полностью не расшифрованы.

Для сопоставления уральского и филизчайского типов приводятся данные по Урупскому (палеозойская островодужная вулканогенная формация, зона Передового хребта Северного Кавказа) и Филизчайскому (юрская черносланцевая терригенная формация области спрединга, зона Южного склона Большого Кавказа) гидротермально-осадочным месторождениям, генетические особенности которых охарактеризованы В.И.Смирновым (1967), Н.С.Скрипченко (1972), Г.А.Твалчрелидзе (1977), В.И.Буадзе, М.Ш.Кавиладзе (1977), А.И.Кривцовым (1990), О.А.Каросанидзе (1962) и другими исследователями. Что касается аспектов золотоносности, то попытка их расшифровки дается ниже (Буадзе, неопубликованные данные).

Урупское месторождение характеризуется вариациями содержания золота<sup>2</sup>: от следов до 3,5г/т (сульфидоносные кремнистые осадки висячего бока рудной залежи); от 4,1 до 18,2г/т (сплошные медно и медно-цинково-колчеданные руды). В подрудных вкрапленных рудах, развитых на фоне кислых вулканитов, золото не отмечается. Филизчайское месторождение, представленное телом слоистых и субслоистых колчеданно-полиметаллических руд, показывает равномерное распределение золота в объеме залежи. Среднее его содержание при этом составляет 0,5г/т.

Формированию урупских руд (рис. 1.Б) предшествовала длительная последовательность образования крупнообъемного накопления сульфидного геля. В этом процессе, благодаря его обеспеченности колоссальным количеством сероводорода, золото поддерживалось в растворе и

<sup>2</sup> Аналитические данные любезно предоставлены О.А.Каросанидзе.

не покидало гелесозидательную среду. Последняя сверху была ограничена обстановкой функционирования кремнекислотных флюидов, чем среда становления сульфидной залежи делалась бронированной (закрытой). Садка золота происходила синхронно со становлением сульфидного тела – последовательно, вслед за возникновением отдельных порций твердых минеральных фаз. В связи с полным освоением процессом рудообразования заданного баланса сероводорода? отложение золота в сульфидной среде прекратилось. Оставшийся после этого золотоносный флюид, вероятно, внедрился в обстановку надрудной кремнекислой фумарольной активности, где и было отложено перешедшее из области сульфидонакопления количество золота.

Иной представляется генетическая модель золотоносности сульфидной залежи Филизчайского месторождения. Ее образование, по-видимому, происходило по механизму прерывисто-последовательного возникновения сульфидных ритмов. Формирование каждого из них завершалось функционированием остаточного золотоносного раствора. Только часть его золота оставалась в сульфидной массе (в ритме). Остальная же часть, ввиду незащищенности (в отличие от Урупа) среды сульфидообразования от перекрывающей толщи морской воды, рассеивалась в ней. Изложенным объяснимы низкие содержания золота в ритмах и, как следствие этого, в рудной залежи в целом.

Иначе ведет себя золото на колчеданно-барит-золотополиметаллических месторождениях типа Куроко. Обособленная позиция золотоносности этого типа, по сравнению с золотоносностью упомянутых выше типов колчеданного семейства, обусловлена регулированием рудообразования контрастными кислотно-щелочными факторами.

Так, на Маднеульском колчеданно-барит-золотополиметаллическом месторождении (Болнисский рудный район, Южная Грузия), условно относимом к типу Куроко, на золото специализированы рудные образования (золотоносные кварциты, полиметаллические и медные штокверковые руды), занимающие подбаритовую позицию (рис. 2.А). Доказывается, что в единой последовательности рудообразования, после формирования сульфидных руд, золото оставалось в растворе до образования баритовых залежей. После возникновения последних, растворы, исчерпавшие кислотный потенциал, не были в состоянии удерживать золото и оно выпало в тыловых частях баритовых тел – на фоне всех добаритовых образований (кварцитов, полиметаллических и медно-сульфидных руд).

Аналогичными особенностями характеризуются и другие месторождения рассматриваемого типа в Болнисском рудном районе - Давид-Гареджинское, Сакдрисское и др. На Сакдрисском месторождении, наряду с мезозональной картиной (сверху вниз: баритовые руды → золотоносные метасоматиты), фиксируются вертикальные последовательности коротких (высотой до 30 см) золотоносных интервалов (рис. 2Б). Каждый интервал имеет халькопирит-пиритовый корень (с содержанием золота на уровне 0,01-0,03 г/т) и баритовый фронт. В тыловой части последнего, в малосульфидной кварцитовой массе, содержание золота доходит до 34 г/т. Таким образом, и в малых средах устанавливается регулирование золотоаккумуляции кислотностью флюида.

В свете изложенного крайне информативными являются показатели золотоносности месторождений типа Куроко Восточных Понтид (западного сегмента Артвино-Болнисской металлогенической зоны, Турция). Изучение автором некоторых из них (Мургули, Джерар-Тафа, Чанели, Кутлулар и др.) показало, что золотоносными являются руды, соответствующие последним импульсам рудообразования. Эти месторождения Восточных Понтид идентифицируемы с месторождениями Болнисского района. Вместе с тем в черных рудах месторождения Чанели установлен неизвестный до сих пор для подобных обстановок показатель - высокое содержание золота ( $\approx 14$  г/т) в марматитовых агрегатах черных руд. Марматит при этом отлагался после барита, в прилегающих к баритовым участкам позициях, чем и обусловлена его насыщенность золотом. Здесь же следует упомянуть о утяжелении серы ( $\delta^{34}\text{S} = +11-14\%$ ) золотоносного марматита, что указывает на кислую природу золотоаккумулирующего флюида.

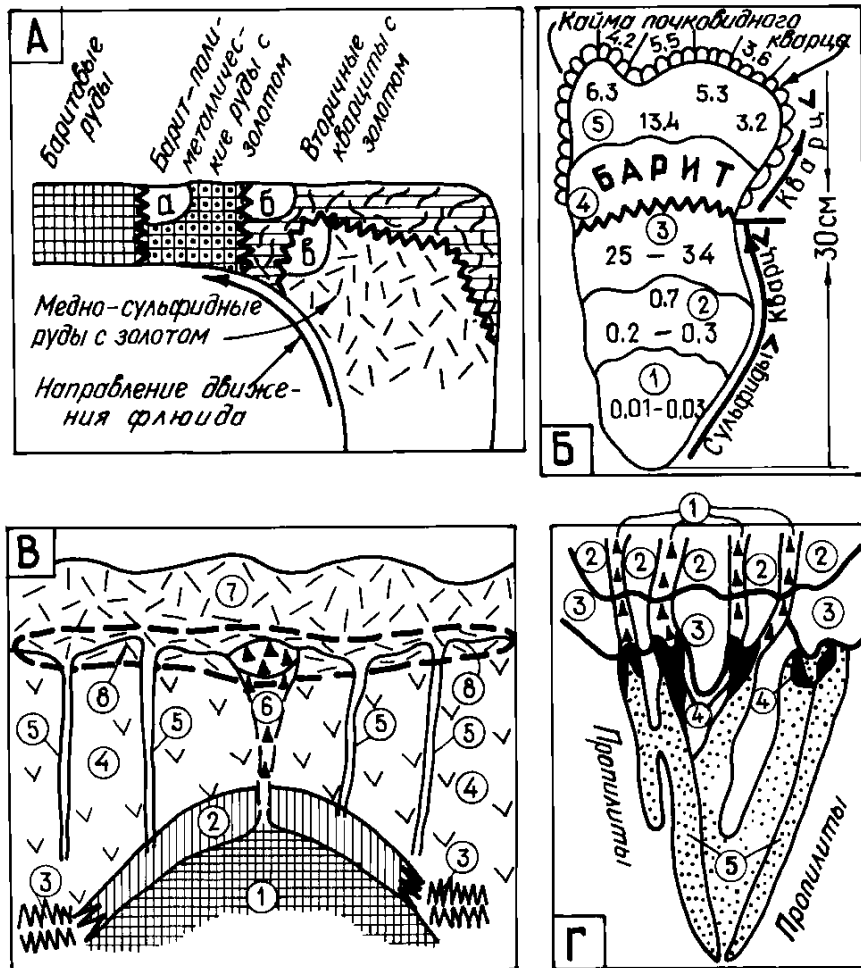
#### **Золотометаллогения обстановок становления интрузивных комплексов**

На фоне детальной изученности стержневых металлогенических показателей интрузивных комплексов (в первую очередь порфирирового профиля оруденения), особенности их золото-металлогении пока еще слабо исследованы.

В стандартном случае рудообразующая система указанного стиля представляет собой сопряжение стационарно функционировавшего магматического ядра с его окружающей средой.

Последняя представлена различными соотношениями объемов карбонатных, вулканогенно-осадочных и терригенных (в т.ч. углеродистых) толщ.

По сечениям названного сопряжения (ядро → среда) выстраиваются ряды различных рудо локализирующих барьеров и рудных образований. Среди них главными являются (от ядер к перифериям систем): рудные штокверки и прожилково-вкрапленная минерализация разной интенсивности; скарново-магнетитовые залежи; трубки взрыва и размещенные в их створах оруденения; медно-полиметаллические и свинцово-цинковые жилы кварцевого и кварц-карбонатного парагенезиса соответственно; малосульфидные кварцево-жильные образования. В последнее



время, на основании новых данных (в т.ч. по Грузии), убедительно расшифровываются обстановки завершения рядов – ядро → среда. В качестве завершающих при этом выступают кислотные метасоматиты аргиллизитового профиля. Они образуют широкие поля, часто стратифицированы и как бы закрывают сложный ансамбль рудно-метасоматических явлений.

Рис. 2.А. Маднеульское месторождение (Южная Грузия).

Идеализированная схема обстановки накопления золота: а – в тыловой части баритовых руд; б – в тыловой части барит-полиметаллических руд; в – в тыловой части вторичных кварцитов. Ломаная линия в каждом случае показывает запруживание золота в тыловой части кислотной обстановки. Схема составлена с использованием модельного разреза, предложенного М.И.Чохонелидзе (неопубликованные данные).

Б. Сакдрисское месторождение (Южная Грузия).

Рудный импульс, приведший к последовательности (цифры в кружочках): 1 – сплошной пирит-халькопиритовый агрегат; 2 – кварц-сульфидная зона (мало кварца); 3 – малосульфидный агрегат кварца (спина баритовой зоны); 4 – зона барита; 5 – малосульфидный агрегат кварца. Цифрами показаны содержания золота. Штуф (уменьш. в 4 раза).

В. Идеализированная схема золотоносности интрузивно-вулканической рудоносной системы (схема учитывает особенности Аджарского, Гурийского и многих других рудных районов).

Цифрами в кружочках показаны рудные и другие обстановки.

1 – медно-порфиоровое ядро; 2 – оболочка золотоносных метасоматитов; 3 – скарново-магнетитовые тела с золотом в экзоскарнах; 4 – вулканиты; 5 – золотоносные кварц-сульфидные и кварц-малосульфидные жилы; 6 –

трубка взрыва; 7 – кислотные (каолинит-алунитовые) метасоматиты; 8 – позиция золотого оруденения (в тыловой области кислотных метасоматитов).

Г. Алунит-каолинитовый стиль эпитермального оруденения (по Henley, 1996).

1 – гидротермальные брекчии; 2 – кислотное выщелачивание – окварцевание; 3 – аргиллизитовое изменение (каолинит, алунит, опал, пирит); 4 – рудные тела (золото, теллуриды золота, теннантит, энаргит), приуроченные к тыловой части кислотных метасоматитов; 5 – продвинутое вниз аргиллизитовое изменение (безрудное).

Показанная на рисунке структура во многих случаях продолжается кварц-сульфидной жилой, в свою очередь насаженной на интрузив.

В приведенном спектре рудных обстановок просматривается заранее заданный рудообразующей системой "золотометаллогенический код". Но каковы механизмы членения соответствующего потенциала в рамках последовательности рудообразования?

Главный тезис, предлагаемый в связи с поставленным вопросом, заключается в том, что в рассматриваемых случаях золотонакопление является следствием предшествующих ему процессов, большей частью дискретных – будь то отложение сульфидных, баритовых, магнетитовых и других типов руд, образование золотоносных жил, формирование метасоматических фаций или другие минералообразующие явления. Ими вытесняется золото, которому дальше предстоит отлагаться на подготовленные в ходе предшествующих событий ступенях (барьерах). Последние представляют собой оболочки рудоносных систем, их составных частей, типов руд, отдельных фаций метасоматитов и т.д. (Буадзе и др., 1996). В любом случае при этом дело имеем с "золотыми волнами", которые гасятся в рамках оболочек. Сама же волна готовится в обстановке дискретного характера предшествующего золотонакоплению минералообразующего процесса. Далее приведены подходы автора к расшифровке сути соответствующих механизмов<sup>3</sup> (рис. 2В).

1. Золотоносность медно-порфирирового (нередко с молибденом) ядра является следствием его синрудного членения на разноранговые по величине (от первых сантиметров до первых метров) участки и обволакивания их кварц-малосульфидными метасоматитами. Последние образуют оболочку и вокруг медно-порфирирового ядра в целом. Малосульфидностью отмеченных метасоматитов реставрируется кислая природа их формирующих флюидов. Следовательно, вслед за их формированием, на фоне или в тыловых их частях, произошло отложение золота – из остаточных флюидов, уже неспособных держать его в растворенном виде.

2. На золото-порфирировых месторождениях (Марта в Чили, Янг-Девид в Канаде, Боддингтон в Западной Австралии) золото часто приурочено к тыловым участкам мощных пиритовых струй. Надо полагать, что отложением пирита обусловилось погашение потенциала серы флюида. Следовательно, в последнем резко упала степень растворимости золота. Это и стало причиной его постпиритового накопления - в окружениях пиритовых масс.

3. Над медно-порфирировыми ядрами, на разных расстояниях от их верхних ограниченных, размещены золотоносные трубки взрыва. Они возникли после формирования порфирирового оруденения. Это подтверждается находением в них обломков медно-порфирировых руд (Кидстон и Маунт-Леичшон в Австралии) и др. данными. Механизмом образования трубок, вероятно, является спонтанное расширение флюидов, находившихся до этого в напряженном (сжатом) состоянии. Затем, в каждом конкретном случае, флюид затягивается в образовавшуюся трубку, проходит стадию вскипания и обуславливает формирование кислотных метасоматитов. Следовательно, резко падают кислотность флюида и растворимость в нем золота. Соответственно определилась обстановка накопления последнего в тыловых зонах названных метасоматитов.

4. Надпорфирировую (и постпорфирировую) позицию занимают золотоносные медно-полиметаллические и свинцово-цинковые жилы кварцевого парагенезиса, а также кварцево-жильные зоны малосульфидного типа. Накопление золота произошло после становления жильных тел – в результате изменения химизма остаточного флюида, - резкого падения в нем растворимости металла.

5. Золото закономерно приурочено к приподошвенным частям аргиллизитовых уровней медно-порфирировых систем. Позицией аргиллизитов при этом фиксируется завершение высокосульфидной среды и начало кислотной. Этот уровень и является благоприятным для интенсивного золотонакопления, происшедшего вслед за формированием кислотных метасоматитов и в связи с неспособностью оставшегося флюида держать золото в растворенном виде. Одним из многочисленных примеров при этом может служить месторождение Лепанто (Филлипины), где

<sup>3</sup> Необходимые сведения по месторождениям ряда рудных провинций Мира (кроме объектов бывшего СССР) заимствованы из обзорной работы Р.Силито (Sillitoe, 1996).



золото ассоциирует с энаргитом и добывается из хальцедон-пиритовых масс тыловой позиции кислотных метасоматитов.

6. Золотоносителями являются и скарново-магнетитовые залежи, часто сопровождающие медно-порфиновые системы. Золото в основном сосредоточено в экзоскарнах, преимущественно в кальциевых. К ним нередко приурочены ангидрит и пирит, образующие вместе с магнетитом равновесные ассоциации. В тыловых их частях развиты существенные концентрации золота. Во всех случаях золото в скарнах связывается с регрессивными событиями, трансформирующими минеральные ассоциации прогрессивной стадии. Именно к регрессивной стадии относится пиритизация с арсенопиритом, самородным висмутом и теллуридами. Последние нередко являются главными концентраторами золота.

7. Крайние (удаленные от ядер) позиции в медно-порфиновых системах могут занять обстановки золоторудных месторождений типа Карлин. Опираясь на предварительные результаты исследований, проведенных в Грузии (Буадзе, Икошвили и др., неопубликованные данные), автор поддерживает интерпретации, выполненные по этой проблеме Р.Силитое (Sillitoe, 1996).

### **Золотометаллогения конвекционных систем-уровней сопряжения глубинных флюидов и метеорных вод**

Здесь рассматриваются рудообразующие системы малоглубинных интрузивных – надинтрузивных (вулканических) обстановок функционирования. Ими сформированы рудно-метасоматические образования щелочной (сравнительно глубинного) и кислотной (приповерхностного, поверхностного) ступеней, а также связывающие их рудные жилы преимущественно кварцевого парагенезиса.

Внутренняя геодинамика гидротермального процесса регулировалась сменой напряженного (сжатого) состояния глубинного флюида его разуплотнением (расширением), что сопровождалось притоком метеорных вод. Последующие события разворачивались на фоне неоднократного вскипания флюида и образования кислотных метасоматитов, наиболее мощно представленных в верхах рудно-метасоматических рядов.

Основанием для предлагаемого обсуждения служит рассредоточение в рудоносных системах (снизу вверх): прикровлевых зон интрузивов, сложенных щелочными метасоматитами (кварц-серицитовыми, серицит-адуляровыми) и убогим медным оруденением; кварцево-сульфидных жил, часто насаженных на интрузивы; кислотных метасоматитов каолинит-алунитового профиля, преимущественно образующих мощные стратифицированные залежи над выклиниваниями кварцево-сульфидных жил.

Указанные ступени по-разному специализированы на золото, что подчеркивается приведенными ниже констатациями.

Процесс формирования кварцево-серицитовых и серицит-адуляровых метасоматитов и ассоциированного с ними убогого медного оруденения (прикровлевые зоны интрузивов) сопровождался вытеснением золота и перебрасыванием его в восходящие флюиды.

Образование кварцево-сульфидных жил сопровождалось: резким уменьшением баланса серы в флюиде, чем обусловилось снижение растворимости в нем золота; обезкремниванием флюида, сопровождавшегося падением его кислотного потенциала и, следовательно, степени растворимости золота. В связи с изложенным надо полагать, что отложение золота шло вслед за формированием жил. При этом оно сосредоточилось в жилах, но вместе с тем его осаждение оторвано от формирования фоновых масс кварца и сульфидов.

Формирование обширных полей кислотных метасоматитов было спровоцировано окислением сероводорода флюидов и приобретением ими кислой природы. В таком состоянии флюиды стали выполнять роль золотоаккумулирующих сред. Эта функция завершилась с образованием кислотных метасоматитов. Вслед за их возникновением флюиды стали сбрасывать золото. Это происходило преимущественно в тыловых областях массивов кислотных метасоматитов.

Таким образом, рудоносные системы интрузивно-надинтрузивного диапазона, сосредоточивающие упомянутые выше ступени рудообразования, имеют четко маркируемые нижние и верхние ограничения. Они представлены кварц-серицитовыми и серицит-адуляровыми метасоматитами в низах систем и кислотными метасоматитами (каолинит-алунитового профиля) в их верхах. Эта модель консервативна для эпитермальных рудоносных систем, на что обстоятельно указывает Р.Хенли (Henley, 1996).

Наиболее яркими примерами, подчеркивающими правомерность указанной модели, являются:

1. Недавно открытые крупные месторождения в позднепалеогеновых вулканоструктурах южных вулканических дуг – Хишикари в Южной Японии, Ладолам в Папуа Новой Гвинее и Килиан в Индонезии. Они обладают весьма существенными показателями золотометаллогении эпитермального профиля. Соответствующие интерпретации автором делаются с использованием данных Р.Хенли (Henley, 1996).

На Хишикари крупнообъемная вулканокластическая структура выступила в роли среды, обеспечившей затягивание глубинных флюидов, приток метеорных вод и создание обстановки для рудоотложения.

На Ладолам, над монцонитовой интрузией, сосредоточена крупнообъемная область гидротермальных брекчий. Она выполнила роль флюидовсасывающей среды, ставшей в последующем рудокализирующей.

На месторождении Килиан в крупнообъемной вулканокластической толще, в связи с проникновением в нее поздних порций расплавов, возникли напряженные паро-гидротермальные ячейки. Их взрывы привели к оформлению объемной флюидно-брекчиевой среды для рудообразования.

В данных случаях (так же как и в других сходных обстановках), реализовывалась модель температурных градиентов, щелочно-кислотной дифференциации флюида, оформления кислотных барьеров и накопления в тыловых их частях золота.

2. Аджарская рудоносная система (западный сегмент Аджаро-Триалетской тектоно-металлогенической зоны). Не разбирая сложные особенности данной системы, отметим, что генеральная направленность её становления так же, как и золото-металлогеническая природа, идентифицируются с указанными выше показателями эпитермальных обстановок рудообразования.

В частности – в системе отчетливо просматривается вертикально-растянутый рудно-метасоматический ряд, верхи которого представлены стратифицированными массивами кислотных метасоматитов (алунит-каолинитовый уровень превращений), а низы (прикровлевые зоны интрузивных тел, приподошвенные участки надинтрузивных вулканогенных толщ) - кварц-серицитовыми, нередко серицит-адуляровыми фациями измененных пород.

Интервал между указанными уровнями, опираясь на результаты выполненных автором (совместно с геологами департамента геологии Аджарии) в последнее время исследований и используя более ранние работы (Гугушвили, 1973; Твалчрелидзе, Магалашвили, 1988; Магалашвили, 1991), должен рассматриваться как среда рассредоточения ступеней кислотных метасоматитов и их золотоносных тыловых обстановок.

3. Тухманукское золотополиметаллическое месторождение (Памбак-Зангезурская металлогеническая зона Малого Кавказа). Здесь Ш.В.Хачатрян (2001) реставрируется динамика функционирования магматогенных флюидов и конвективно циркулировавших метеорных вод. Следствием их сопряженного действия является вертикальный ряд парагенетических минеральных ассоциаций (снизу вверх) – кварц-полевошпатовой, кварц-халькопирит-пиритовой, кварц-пиритовой, кварц-карбонат-золотополиметаллической, кварц-карбонат-золото-пирит-арсенипиритовой, карбонат-кварц-антимонит-буланжеритовой, кварц-карбонатной.

Приведенный ряд сосредоточен между ранними безрудными кварц-полевошпатовыми метасоматитами (низы системы) и аргиллизитовым (каолинитовым) покрытием, завершавшимся приповерхностными накоплениями халцедона и опала.

Позицией накопления золота маркируется уровень максимального снижения кислотного потенциала рудообразующего флюида. Следовательно, объяснимо преимущественное сосредоточение золота в тыловой части кислотных метасоматитов (каолинитовых аргиллизитов).

### **Обстановки форматирования золотого оруденения в аргиллитогенных углеродистых формациях**

Интерпретации золотометаллогении углеродистых аргиллитогенных формаций широко освещены в литературе. К сожалению они часто противоречивы. В этой связи автор склонен утверждать, что в генетических моделях в должной мере не отражается главный стержневой фактор рудообразования – исключительно кремнекислотный профиль рудообразующей системы, всегда масштабно маркируемый кварцево-жильной архитектурой месторождений.

Так, в Мурунтауском рудном районе (Центрально-Кызылкумский регион) длительное и многоэтапное функционирование гидротермальной системы (52 млн.лет, промежутки между этапами 15-20 млн.лет; Котов и др., 1993) выразилось синметаморфическим (позднеметамор-

фическим ?) притоком мощных кремнекислых струй. Отложение же золота происходило на завершающих ступенях этапов – в средах уже сформированных кварцево-жильных тел.

В соответствии со сказанным заслуживает внимания Советское месторождение (Енисейский край), где, как отмечают М.Б.Бородаевская и И.С.Рожков (1978), "Н.В.Петровской показана большая вероятность отложения главной массы жильного кварца из высококонцентрированных горячих кремнекислых растворов и обосновано положение, что до отложения следующих по возрасту минеральных ассоциаций<sup>4</sup> кварц испытал интенсивный метаморфизм и перекристаллизацию".

В основном разделяя вывод Н.В.Петровской, отметим, что разрыв во времени между формированием кварцево-жильных тел и отложением золота не должен быть большим. Так, освобождение рудообразующей системы от кремнекислой нагрузки, поддерживавшей в растворе комплексы золота, явилось причиной отложения последнего. Естественно это происходило вслед за формированием синметаморфических жил кварца.

Синметаморфическое золотое оруденение нередко сопряжено с метаморфогенным сульфидным оруденением. Так, недавно установлено (Буадзе, неопубликованные данные), что в медно-пирротинном поясе юрской черносланцевой области Южного склона Большого Кавказа интенсивно насыщенные метаморфогенными сульфидами полосы (без золота) по простиранию чередуются с золотоносными кварц-малосульфидными интервалами. С синметаморфическими событиями увязываются также явления магматической активности, спровоцировавшие возникновение рудообразующих систем. Показательны при этом многие регионы (Центральные Кызылкумы, Большой Кавказ и др.), проблемы синметаморфического магматизма и металлогении которых заслуживают специального обсуждения.

Позиция синметаморфической золотометаллогении наиболее ярко подчеркивается наличием в углеродистых терригенных толщах характерного морфологического типа оруденения, названного автором птигматитовым. Он выявлен в юрской черносланцевой области Южного склона Большого Кавказа (Буадзе, неопубликованные данные). Из зарубежных объектов большой интерес заслуживает месторождение Хейли (Южная Каролина). Для этого оруденения характерна приуроченность золота к кварц-малосульфидным птигматитовым зонам, размещенным в принадлежковых гофрированных филлитах (в кварц-хлорит-серицитовых сланцах). Механизм рудообразования – синметаморфическое сопряжение сжатия и растяжения, метаморфическая генерация растворов, формирование птигматитовых структур (складок волочения) и подогнанных к ним кварц-пиритовых с золотом "складок".

Генетические особенности золотометаллогении углеродистых терригенных толщ значительно обусловлены участием в рудообразовании органического вещества, адсорбирующего определенные количества золота. При этом главным фактором является синметаморфическое изменение структуры органического вещества от аморфной до графитовой и синхронное уменьшение степени сорбирования им золота, переход последнего в флюид, сформировавшего кварцево-жильные тела с наложенным золотом.

## Заключение

В золотометаллогенических интерпретациях рельефно выступают:

1. Исключительная специфика золотометаллогенических явлений архейского периода. Регулируемость процессов накопления золота неравновесными обстановками – "фоновые базиты – ультрабазиты, корнями связанные с мантией ÷ наложенные на них кислые расплавы и парогидротермы".
2. Консервативно повторяющиеся в истории Земли (от архея до позднеальпийского времени) сходные обстановки золотонакопления в связи со становлением колчеданных месторождений.
  - 2.1. Сосредоточенность существующих запасов золота в гидротермально-осадочных сульфидных залежах. Соответствующая модель: последовательное образование сульфидных фаз и переход золота в остаточные растворы соответствующих ступеней; наличие условий для их затормаживания в среде рудообразования – ее бронирование расположенным выше полем функционирования кремнекислых фумарол.

<sup>4</sup> Они представлены пиритом и арсенипиритом, пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, золотом, калаверитом.

- 2.2. Выход значительного количества золота в море из-за незащищенности уровня сульфидного рудообразования от перекрывающей толщи воды.
- 2.3. Ограниченность рассредоточения золота в вертикальных рядах рудных образований уровнями кислотных фаций метасоматитов и баритовых руд. Сосредоточенность накоплений металла в тыловых частях последних.
3. Золотосозидательные обстановки интрузивного профиля: тяготение золотонакоплений к завершающим уровням дискретных рудообразующих ячеек; маркируемость ступенями золотонакопления концентрических оболочек, последовательно расположенных от ядер рудоносных систем.
4. Специфические обстановки золотонакопления в интрузивно-эффузивных сообществах. Регулирование рудного процесса конвекционными системами. Маркируемость накоплениями золота тыловых участков кислотных метасоматитов.
5. Масштабные явления мобилизации метаморфическими процессами фации зеленых сланцев малых количеств золота, рассеянных в осадочных бассейнах углеродистого черносланцевого профиля. Функционирование мощных потоков кремнекислых флюидов, переносящих золото. Погашение их кислотного потенциала в связи с формированием кварцево-жильных тел малосульфидного типа. Отложение золота на фоне жил и их систем из остаточных растворов, уже неспособных держать его комплексы.

### Литература

- Адамия Ш.А. (1984). Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление) //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 86. С.3-104.
- Амирян Ш.О. (1984). Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР. 303 с.
- Бородаевская М.Б., Рожков И.С. (1978). Месторождения золота //Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра. С.5-76.
- Буадзе В.И. (1991). Рудоносные системы Кавказа и проблемы его металлогении //Геология, прогнозирование и технологическая оценка месторождений полезных ископаемых Кавказа. Вып. XXII (15). М.: Недра. С.5-39.
- Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш. (1977). Изотопы серы и вопросы генезиса колчеданных месторождений Урупского района (Северный Кавказ) //Геол. руд. месторожд. № 4. С.76-89.
- Буадзе В.И., Джanelидзе Т.В., Абесадзе Г.Н. (1996). Проблемы формирования минерально-ресурсных баз в Грузии – для развития цветной металлургии и золотодобывающей промышленности //Проблемы изучения, переработки и использования металлических полезных ископаемых Грузии (на груз. яз.). Тбилиси. С.20-59.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 144. С.47-71.
- Гугушвили В.И. (1973). О метасоматических формациях Аджарии //Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба. С.103-128.
- Дзодендидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра. С.5-340.
- Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К., Железякова-Панайотова М.Д., Данюшевский Л.В., Соловьева Н.В., Колосов Г.М., Минин Б.А. (1993). Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы) //Петрология. Т.1. № 1. С.50-87.
- Каросанидзе О.А. (1962). Основные черты колчеданной минерализации западной части Северного Кавказа //Геол. сб. КИМС. С.81-99.
- Котов Н.В., Зверев Ю.Н., Порицкая Л.Г. (1993). Золото-черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы) //С.-Пб.: Невский курьер. 116 с.
- Кривцов А.И., (1990). Характеристика рудообразующих систем – состояние проблемы // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука. С. 200-210.
- Магалашвили А.Г. (1991). Зональность и генезис Мерисского медно-полиметаллического месторождения. Тбилиси: Мецниереба. 75 с.
- Мкртчян Р.А. (1981). Закономерность распределения оруденения золота на Зодском месторождении //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 41 с.

- Мовсесян С.А. (1979). Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М.: Недра. 217 с.
- Самсонов А.В., Богатиков О.А. (1999). Петрогенетические и тектонические условия формирования Среднеприднепровской гнейс-зеленокаменной области (Украинский щит) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. С.26-46.
- Скрипченко Н.С. (1972). Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра. 240 с.
- Смирнов В.И. (1967). Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа //ДАН СССР. 177. № 1. С.110-116.
- Твалчрелидзе Г.А. (1977). Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра. 110 с.
- Твалчрелидзе А.Г., Магалашвили А.Г. (1988). Зональность полиметаллического оруденения Мерисского рудного поля //Сообщ. АН ГССР. Т. 129. № 2. С.361-364.
- Фрипп Р.Е.П. (1980). Металлогения золота в архее Родезии //Ранняя история Земли. М.: Мир. С.454-466.
- Хачатрян Ш.В. (2001). Геолого-структурные особенности и генетическая модель формирования Тукманукского золотополиметаллического месторождения //Автореф. кандидат. дисс. Ереван. 37 с.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. (1973). Хоггар (Центральная Сахара) //Тектоника Африки. М.: Мир. С.135-160.
- Bertrand M.L., Caby R. (1978). Geodynamic Evolution of the Pan.African Orogenic Belt: A new Interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara) //Geologische Rundschau. Bd. 67. Heft. Seite 357-383.
- Buadze V.I. (1994). Stepwise metallogeny – the model of metallogenic evolution of the region (as in the Caucasus) //Geotectonica et metallogenia. Vol. 18. =3-4. Changsha institute of geotectonics. Academia Sinica. Seite. 4-5.
- Groves D.J., Foster R.P. (1996). Archaean lode gold deposits //Gold Metallogeny and Exploration. L. N.-Y. Chapman and Hall. P.63-103.
- Henley R.W. (1996). Epithermal gold deposits in volcanic terranes //Gold metallogeny and exploration. L. N.-Y. Chapman and Hall. P.133-164.
- Sillitoe R.H. (1996). Intrusion-related gold deposits //Gold metallogeny and exploration. L. N.-Y. Chapman and Hall. P.165-209.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРСПЕКТИВ РАСШИРЕНИЯ РУДНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЗЕРБАЙДЖАНА

**Г.В.Мустафаев**

**Геологические предпосылки перспектив расширения рудно-сырьевой базы Азербайджана. Г.В. Мустафаев.** Институт геологии АН Азербайджана, ул. Г.Джавида, 29А, 370143 Баку.

Показано, что рудно-сырьевая база Азербайджана может быть существенно расширена за счет увеличения запасов известных месторождений цветных металлов и обнаружения новых объектов. Об этом свидетельствуют геологические предпосылки, выявленные в рудных районах, а также оценка металлогенических ресурсов металлов в четырех металлогенических зонах методом рангового ряда. На Южном склоне Большого Кавказа прогнозируется увеличение запасов меди в 2,74 раза (для средних объектов) и в 1,38 раза (для крупных); в Сомхито-Агдамской – свинца и цинка на 49,7 и 72% соответственно. Также обосновывается возможность обнаружения новых для республики видов сырья – серебрино-порфировых, медно-серебрино-порфировых, стронциевых и ванадиевых (в осадочных толщах) и вольфрамовых (в гипербазитах) месторождений.

*fpth,fb/fybc vfffy-cfytlktekj ,fpbc ufafhsjt, bc utjkjubehb obyfgbhj,t,b\ u\vecnfaftdb\ fpth,fb/fybc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubbc bycnbnenb\ /fdblbc ufvp\ 29f= 370143 ,fmj\*

*flutybkb= hjv fpth,fb/fybc vfffy-cfytlktekj ,fpf itb·kt,f vybiditykdyfl ufafhsjdltc wyj,bkb athflb kbsjyt,bc cf,fljt,bc vfhfut,bc ufphlbcf lf f[fkj j,btmnt,bc fqvjxybc [fh/pt\ fvfc flfneht,c vflybfy hfbjyt,ib ufvdjkybkb obyfgbhj,t,b lf vtnfkjutybehb htcehct,bc itafct,f hfyt,bc hbubc vtsjlbs\ rfdrcbjybc cfv[hts athlpt cgbkty·bc vfhfut,bc phlbc ghjuypbc dfhfelb 2=74 /th (cfiefkj cf,fljt,bcsdbc) lf 1=38 /th (vc[dbkb cf,fljt,bcsdbc) vtnb fhct,eksfy itlfht,bst cjv[bs-fulfvbc pjyfib n'dbbcf lf sesbbc vfhfubc ufphlf cfsfyflj 49=7 lf 72%\ lfcf,est,ekbf fuhtsdh htcege,kbrbcsdbc ytlktekbc f[fkj nbgt,bc cf,fljst fqvjxybc itcf·kt,kj,f - dthw[k-gjhabhekb= cgbkty·-dthw[k-gjhabhekb= cnhjuwbevbc lf dfyflbevbc (lfyfktm o't,t,ib) lf djkahfvbc ([bgth,fpbnt,ib)\*

**Geological prerequisites of prospects of enlargement of Azerbaijan ore base. G.Mustafaev.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, H.Djavid av., 29A, 370143 Baku.

It is shown that the ore base of Azerbaijan may be essentially enlarged at the expense of increase of non-ferrous metal reserves and discovery of new objects evidenced by geological premises revealed in ore regions and estimation of metallogenic resources in four metallogenic zones by means of rank series method. On the Southern slope of Greater Caucasus increase of copper reserves by 2,74 times is forecasted (for medium size objects) and by 1,38 times (for large ones); In Somkhito-Agdami – increase of lead and zinc reserves for 49,7 times and 72% respectively – are foreseen. Possibility of discovering of new for the republic types of raw material – silver-porphyry copper-silver-porphyry, strontium and vanadium (in sedimentary sequences) and tungsten (in hyperbasites) deposits is also substantiated.

История геологического развития Азербайджана, естественно как и всего Кавказа, охватывает байкальский, герцинский и альпийский циклы. Геологические образования первых двух циклов обнажены на ограниченной площади и поэтому судить об их рудоносности затруднительно. Альпиды несут основную рудную нагрузку и остаются перспективными на обнаружение известных и новых видов полезных ископаемых. В недавнем прошлом азербайджанские геологи на основании анализа пространственного размещения рудных месторождений пришли к выводу о том, что рудные скопления следует искать в узлах сопряжения субширотных и поперечных структур (М.Кашкай) и в местах осложнения периклинальных замыканий позднеюрских поднятий поперечными масштабными разрывами (Э.Шихалибеги). Э.Шихалибеги в зоне крупного нарушения в Локском антиклинории, где были известны проявления гематита, титаномагнетита и медных руд, выделил конкретную площадь (окрестность г.Шамкир до г.Агдере), которая оказалась перспективной на барит-полиметаллические оруденения. Он же указал на возможность обнаружения новых рудных залежей медных и железных руд на западном и вост-

очном бортах Дашкесанского синклиория, осложненных глубинными разломами. Связь медно-молибден-порфириковых проявлений с Зангезурским поперечным разломом была отмечена Т.Г. Гаджиевым и другими исследователями. Указанный разлом на Кавказе является фрагментом зоны глобального линейента (Зангезур-Далидаг-Кедобек-Самгори-Казбек-Ставрополь). На основании анализа результатов региональных геофизических работ получен вывод о том, что гравитационные и магнитные аномалии фиксируют узлы пересечения древних структур, к которым приурочены наиболее крупные колчеданно-полиметаллические, медно-молибденовые и алунитовые рудонакопления. На Южном склоне Большого Кавказа в качестве потенциально рудоносной площади Б.Э.Хесиным определена область замыкания Дуруджинского антиклинория.

В последние годы, в связи с проведением многочисленных работ по палеовулканическому реконструкциям, доказана приуроченность колчеданных руд к вулканоподнятиям и кальдерам проседания (М.И.Рустамов, Г.И.Алиев), корням экструзивов и зонам эруптивных брекчий. Высказана также мысль о перспективности черносланцевых формаций Южного склона Большого Кавказа на благородные металлы: указываются потенциально золотоносные блоки с сульфидным прожилково-вкрапленным оруденением в Белоканско-Закатальском рудном районе. С. Али-Заде и Т.Насибовым подчеркивается потенциальная рудоносность позднеюрско-меловых отложений, в первую очередь это касается ртутного оруденения. Они указывают на ртутные аномалии, приуроченные к известнякам ильхидагской свиты (даний) и глинисто-карбонатным породам (поздняя юра), развитым в бассейне р.Гирдыманчай. Недавно в наложенных меловых и палеогеновых прогибах (Лагичская мульда) обнаружены перспективные проявления бора (Т.Муса-Заде и др.).

Малокавказская часть Азербайджана отличается широким развитием в ее пределах и соответственно насыщенностью эндогенных рудопоявлений, некоторые из которых отнесены к категории средних и крупных месторождений. На Малом Кавказе сегодня выполняются комплексные геологические, геохимические и геодинамические работы с привлечением научных сил, ставящие своей целью расширение рудносырьевой базы Азербайджана, в первую очередь за счет медно-молибденового, колчеданно-полиметаллического и золотого оруденения.

Сомхито-Агдамская зона, считавшаяся до недавнего времени узко специализированной на колчеданное (медное и свинцово-цинковое) оруденение, приобретает дополнительную металлогеническую нагрузку в связи с обнаружением в ее пределах медно-порфириковых и золотых месторождений. Отмеченные месторождения обнаруживают парагенную связь со среднеюрскими и раннемеловыми гипабиссальными гранитоидами. Геохимическая специализация гранитоидов на медь и молибден была установлена впервые автором статьи в 1977 году (Мустафаев, 1977). По рекомендации автора были выполнены поисково-оценочные работы, приведшие к обнаружению в Кедабекском и Мехманийском рудных районах Сомхито-Агдамской зоны Хархарского и Карадагского месторождений медно-молибден-порфириковых руд.

Нередко колчеданные и порфириковые рудные скопления пространственно сближены. Порфириковые занимают более низкие гипсометрические уровни и вероятнее всего являются более поздними образованиями. В качестве надежных поисковых критериев порфириковых руд выдвигаются высокие содержания меди и молибдена в интрузивных и субвулканических телах и значительная дисперсия высоких значений меди и молибдена в породообразующих минералах.

Неизученными остаются палеогеновые вулканоструктуры (Дидиван, Гямашчал, Дамирчиляр, Хечадаг и др.) в Казахском районе, которые слагаются субщелочными магматитами и, возможно, перспективны на благородные металлы и редкометальное оруденение.

Известно, что на Малом Кавказе основная масса колчеданных руд приурочена к верхней части разреза позднебайосской вулканической толщи. Однако обнаружение Аскирчайского медно-колчеданного месторождения (Мустафаев и др., 2000) в низах толщи является весьма обнадеживающим фактом, расширяющим перспективы верхнебайосских отложений. В связи с этим автором предлагается вскрыть глубокие горизонты верхнебайосских плагиопорфириков буровыми скважинами.

Важной составной частью научного исследования в Азербайджане является количественное прогнозирование месторождений. При этом особое внимание уделяется закономерности связи между запасами металлов и параметрами геологической рудовмещающей среды. Автором, вместе с Г.А.Булкиным (Булкин, Мустафаев, 1984), масштабы прогнозируемых месторождений были определены в пределах основных 4-х металлогенических зон Азербайджана.

На Южном склоне Большого Кавказа, первая, Белоканская металлогеническая зона слагается терригенно-карбонатными толщами, суммарная мощность которых, по общепринятому мнению, достигает 6-8 км. Магматические породы представлены спилит-диабазовой (подушечные лавы спилитов, вариолитов, силлы диабазов, долериты, дайки габбро-диабазов); "непрерывно дифференцированной" базальт - андезито-дацит-липаритовой (преобладают дайки андезито-базальтов, диоритовых порфириров и липарито-дацитов) и габбро-диабазовой (малые интрузии габбро-диабазов и габбро-диоритов) формациями. Металлогеническая специализация зоны: колчеданно-полиметаллические, медно-пирротиновые и жильные полиметаллические месторождения.

Вторая, Сомхито-Агдамская зона отличается широким проявлением в низах разреза раннебайосских андезито-базальтовых накоплений (мощностью до 3 км), которые перекрыты позднебайосскими кремнекислыми вулканитами и осложнены плагиигранитными интрузиями. Колчеданные руды обнаруживают связи с субвулканическими телами и эпигенетичны; медно-молибден-порфировые – со штоками гранитоидов, а наиболее поздние – барит-полиметаллические – с батскими субвулканическими телами (составляющими андезито-базальтовой формации).

На позднем этапе геосинклинального развития в связи с внедрением магматических тел (габбро-тоналитовая и габбро-гранитовая формации) были сформированы месторождения железа, кобальта, алунита, полиметаллов и меди.

Третья, Севано-Акеринская металлогеническая зона характеризуется развитием магматитов гипербазитовой формации и поэтому специализирована на хром, а с тектоно-магматической активизацией мио-плиоценового времени, были образованы месторождения ртути и золота.

Четвертая, наиболее южная насыщена рудопроявлениями, ассоциирующими с кайнозойскими интрузиями (габбро-монзонит-гранодиоритовая, габбро-гранодиорит-гранитовая и гранодиорит-граносиенитовая формации). Кроме наиболее масштабных медно-молибден-порфирировых месторождений, здесь известны и жильные медные, сурьмяно-мышьяковые и полиметаллические проявления, которые, по мнению автора, ассоциированы с телами диоритовых порфириров.

При прогнозной оценке ресурсов первой зоны использовались несколько модификаций рангового ряда. При этом допускается, что совокупность продуктов (запасы) рудообразовательного процесса не противоречит единому статистическому распределению и в соответствии с законом ЦИПФА запасы размещаются на равнобочной гиперболе. Первая модификация метода использует следствие гиперболического распределения запасов: произведение запасов месторождения на его ранговый номер – величина постоянная. Были определены примерные запасы пропущенных или недоразведанных объектов меди, свинца и цинка. Оказалось, что было "пропущено" восемь средних месторождений меди, пять – свинца и десять – цинка. Таким образом, с помощью первой модификации метода, кроме оценки прогнозных ресурсов, были определены примерные масштабы прогнозируемых объектов.

При использовании второй модификации метода учитывается число относительно крупных, средних и малых месторождений. В логарифмических координатах теоретические ранговые ряды представляют собой прямые, наклоненные под углом  $45^\circ$ . Наиболее близким к эмпирическому ряду является ряд, который отображает отрезок прямой (опущенной под углом  $45^\circ$ ) до первого касания с эмпирической линией. Площадь на плоскости координат между теоретической и эмпирической линиями должны соответствовать приросту запасов.

С помощью второй модификации было установлено следующее: возможность увеличения запасов меди в 2,74 (средние и малые объекты) и в 1,38 раза (крупные объекты). Аналогичным образом были определены ресурсы металлов и для других металлогенических зон. Во второй зоне предполагается увеличение ресурсов меди, свинца и цинка на 49,70 и 72% соответственно; в третьей – сурьмы и ртути на 114%; в четвертой – меди и молибдена на 207 и 100% соответственно.

По нашим представлениям (Мустафаев, 1997), металлогенические зоны Азербайджана перспективны и на другие металлы. Предлагается обратить внимание на возможность обнаружения серебряно-порфирировых и медно-серебряно-порфирировых месторождений. Примерами серебряно-порфирировых месторождений могут служить объекты в США и Швеции, которые, несмотря на низкие содержания серебра (Деламар в США – 60-180 г/т), являются, в силу их внушительных масштабов, рентабельными для обработки. На месторождении Деламар главный рудный – наумманит – образует рассеянную вкрапленность в окремненных пепловых туфах ми-



оцена. Обнаружение серебряно-порфировых месторождений ожидается в Колебаджарском и Зангезурском районах Азербайджана, где известны мощные накопления миоплиоценовых лав и туфов, сходные с Деламарскими. Медно-серебряно-порфировые месторождения являются важным источником серебра в США, Чили и Мексике. Полезная минерализация на объектах сосредоточена в кварцевых монзонитах на периферии вкрапленного медного оруденения. Сходные геологические обстановки характерны для Зангезурского района.

Следует обратить внимание и на стронциевую минерализацию: ею заражены и апшеронские известняки (Ляхович и др., 1986). Мощность цементонесных песчанистых известняков в Кобыстане составляет 275-500 м. Содержание в них стронция варьирует от 820 до 10900 г/т. Заслуживающими внимания также являются титаномagnetитовые пески Каспия (с повышенным содержанием ванадия), а также давно установленный факт повышенного содержания ванадия в нефтяных месторождениях Азербайджана. По нашему мнению поиски ванадиевого сырья следует вести в пределах Южного склона Большого Кавказа (песчано-сланцевые толщи), в Куринской впадине (молассы) и в Кобыстане (карбонатные отложения). Крупные месторождения ванадия, связанные с мезо-кайнозойскими песчаниками, известны в США, Намибии и Замбии. На Малом Кавказе следует обратить внимание на возможность выделения нового для региона литвенитового типа промышленного оруденения вольфрама.

Перспективной представляется Севано-Акеринская зона, сходная с металлогеническими зонами Анадыр-Корякской складчатой области (Н.В.Бабкин и др.), где вольфрамово-ртутное оруденение приурочено к листовитам в гипербазитовых комплексах. На месторождениях основные скопления вольфрама занимают его глубокие уровни, а ртути – близповерхностные.

Таковы, на наш взгляд, перспективы расширения рудно-сырьевой базы Азербайджана.

### Литература

- Булкин Г.А., Мустафаев Г.В. (1984). К методике количественного прогнозирования //Геология рудн. месторожд. №5. С.65-72.
- Ляхович В.В., Ипатьева И.С., Мустафаев Г.В. (1986). Акцессорные минералы известняков Кобыстана //Литология и полезн. ископаем. №5. С.130-133.
- Мустафаев Г.В. (1977). Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении. Баку: Элм. 234 с.
- Мустафаев Г.В. (1997). Перспектива обнаружения стронциевых и нового генетического типа серебряных месторождений в Азербайджане //Тр.Ин-та геологии Азербайджана. №26. С.85-87.
- Мустафаев Г.В., Бабаев Ш.А., Велизаде С.Ф. (2000). Логико-информационный анализ колчеданных месторождений и рудопоявлений Азербайджана //Иzv. АН Азербайджана. Сер. Наук о Земле. №1. С.11-18.

## СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНИЗМОМ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАДНЕУЛИ – РАЗВИТИЕ ИДЕЙ АКАДЕМИКА Г.С.ДЗОЦЕНИДЗЕ

А.Г.Магалашвили

**Связь оруденения с вулканизмом на примере месторождения Маднеули – развитие идей академика Г.С.Дзоценидзе. А.Г.Магалашвили.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

На основе новых геологических данных, в том числе впервые обнаруженной на Кавказе уникальной ископаемой гидротермальной фауны, доказан гидротермально-осадочный генезис золото-барит-медно-полиметаллических руд месторождения Маднеули и связь оруденения с эффузивным вулканизмом, продукты которого слагают рудовмещающую вулканогенно-осадочную толщу.

*ufvflyt, bc rfdibhb dekrfybpfvsfy vflytekbc cf, fljc vfufkbspt - frfltvbrjc u\jotybc bltt, bc  
ufydbsfht, f\ fvfqfkfidbkb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb=\  
v\fkmtcb.bc m\ 1\$9, 380093 s, bkbcb\*

*f\fkbt utjkjubehb vjyfwvt, bc, vfs ijhbc rfdrcfbfib gbhdtkfl fqvjxytkb eybrfkeh b]blhjsth-  
vekb afeybc cfae.dtkpt, lfvnrwt, ekbf vflytekbc cf, fljc jmhj-, fhbn-cgbkty--gjkvtnfkeh b vflyt, bc  
]blhjsthvek-lfyfktmb utytpcb l f ufvflyt, bc rfdibhb vflyitvwdtkb dekrfyjutyeh-lfyfktmb o't, bc  
ofhvji, dekrfybpfvsfy\*

**Correlation Between Volcanism and Ore Mineralization Based on Madneuli Deposit: Further Evolution of Ideas of Academician G.Dzotsenidze. A.Magalashvili.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

Recent geological findings, among them the unique hydrothermal fossil fauna discovered in the Caucasus for the first time, have yielded the proof of the hydrothermal sedimentary (VMS type) genesis of the gold-barite-copper-polymetallic ores of Madneuli deposit and the correlation was revealed between the ore mineralization and the effusive volcanism, the products of which form the ore-bearing strata.

Среди обширного круга научных интересов академика Г.С.Дзоценидзе одно из основных мест занимал фундаментальный вопрос изучения связи оруденения с вулканизмом. Этой проблеме посвящено немало его научных трудов, в том числе ставшая для многих геологов настольной монография “Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд” (Дзоценидзе, 1969)

Интересно, что в этой книге, в качестве одного из примеров связи оруденения с вулканизмом, приводилось практически не вскрытое и мало изученное в то время месторождение Маднеули, ставшее впоследствии флагманом горно-рудной промышленности Грузии. Полагаясь больше на свою научную интуицию, чем на имеющиеся в то время скудные геологические данные, Г.С.Дзоценидзе выдвинул смелое по тем временам предположение о связи Маднеульского колчеданного барит-медно-полиметаллического оруденения “...с той эффузивной вулканической деятельностью, в результате которой образовалась сама рудовмещающая верхнемеловая вулканогенная свита” (Дзоценидзе, 1969, с.147). Таким образом Г.С.Дзоценидзе как бы предвосхитил открытый десятью годами позже подводный гидротермально-осадочный рудогенез.

Однако следует отметить, что относительно сложное тектоническое строение, сильное влияние син- пострудной тектоники, наложение на рудные тела более поздних стадий гидротермального процесса как в результате телескопирования (Гугушвили, Омиадзе, 1988), так и в результате погружения рудных тел на более низкие горизонты, скрывали первичную структуру месторождения, что в свою очередь крайне затрудняло реставрацию истинных условий его формирования. Поэтому и неудивительно, что в дальнейшем, в результате накопления новых, но к сожалению в большинстве случаев не полных и подчас противоречивых данных, Г.С.Дзоценидзе, как и многие геологи того времени, стал поддерживать идею об асинхронном, наложенном, метасоматическом характере оруденения Маднеули. Впоследствии, уже после смерти Г.С.Дзоценидзе, несмотря на выявление множества субсогласных с вмещающими породами пластообразных и линзовидных рудных тел, идея о сингенетичности и синхронности Маднеульского оруденения с рудовмещающей толщей не выдвигалась и на долгие годы была забыта. Генезис

же означенных пластообразных рудных тел объяснялся, в основном, либо “литологическим фактором” вмещающих вулканитов, либо рудозкранирующей ролью межпластовых срывов (Ажгирей, Алышева, 1981; Аревадзе и др., 1983; Гугушвили и др., 1984; Ткемаладзе, 1982 и др.).

В конце восьмидесятых - начале девяностых годов нами в результате комплексных геологических исследований на Маднеульском месторождении впервые были выявлены гидротермально-осадочные рудные тела (Магалашвили, 1991), а также целый ряд других фактов, в комплексе бесспорно доказывающих сингенетичное, гидротермально-осадочное происхождение золото-барит-медно-полиметаллических руд Маднеульского месторождения (рис. 1).

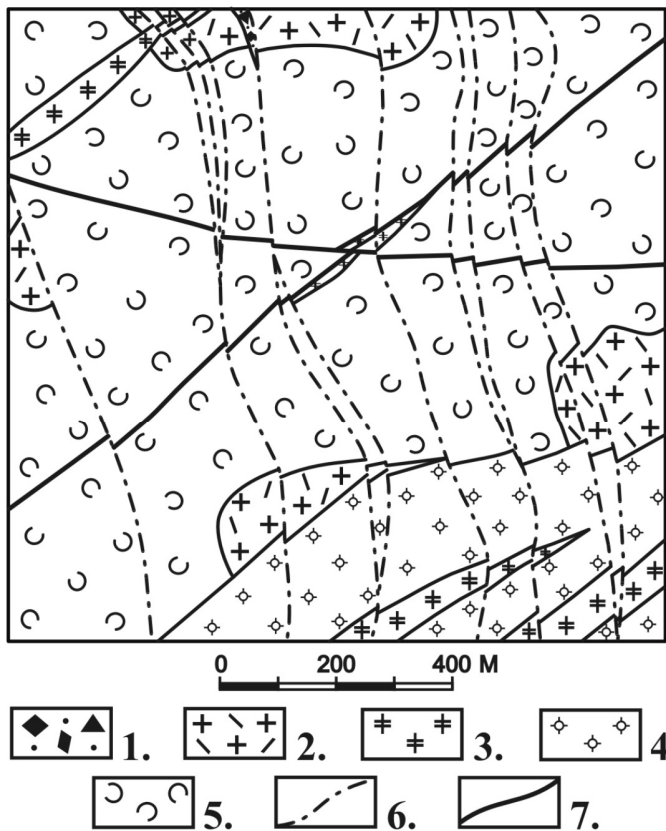


Рис. 1. Схематическая геологическая карта вскрытой части месторождения Маднеули по состоянию на 1992 год. (Составлена А.Г.Магалашвили).

1 – жерловая фация (автомагматическая брекчия) риолит, риолит-дацитового состава; 2 – лавы, лавобрекчии, аглютинаты и игнимбриты риолитового и риолит-дацитового состава; 3 – дайки риолит-дацитового состава; 4 – субвулканические тела риолитового состава; 5 – пирокластиты нерасчлененные андезитового, риолит-дацитового и риолитового состава; 6 – мелкие разрывные нарушения; 7 – разрывные нарушения регионального масштаба

В частности, нами на Маднеульском месторождении при изучении рудных тел было обнаружено явление экранирования субогласными рудными телами перекрывающих пород при син-пострудном гидротермальном метасоматозе. Как видно из схематической зарисовки одной из рудных линз (рис. 2), рудное тело экранировало залегающую непосредственно на ней породу (в данном случае андезитовый туф) от поступающего снизу гидротермального раствора, в связи с чем порода над линзой сохранилась практически неизменной, в то время как за пределами линзы она претерпела интенсивную гидротермальную аргиллизацию, аналогично подстилающим линзу породам.

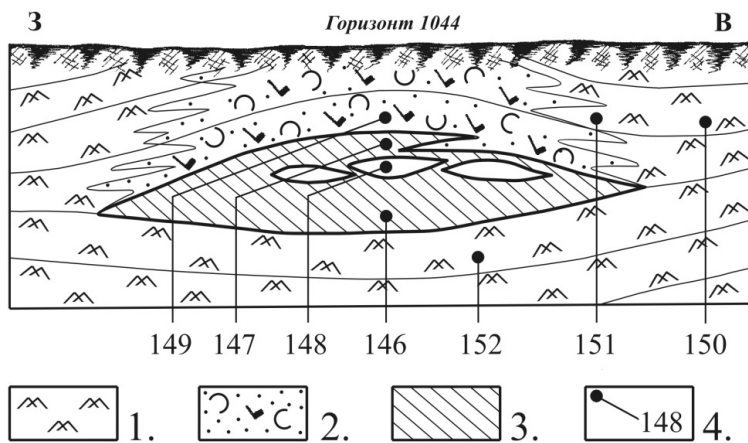


Рис. 2. Схематическая зарисовка барит-полиметаллической рудной линзы (объяснение в тексте).

1 - гидротермальные метасоматиты по алевро-псаммитовым туфам; 2 – пропилитизированный андезитовый туф; 3 – барит-полиметаллическая руда; 4 – места взятия образцов и их номер

Описанный факт является бесспорным доказательством сингенетичности и осадочного, в случае же Маднеули – гидротермально-осадочного происхождения означенных руд.

Еще одним доказательством гидротермально-осадочного генезиса руд Маднеульского месторождения является обнаруженный нами обломок “курильщика” - рудной постройки (Solomon, Walshe, 1979), обычно окружающей выход гидротермального раствора (рис. 3а). Обломок представляет собой сегмент, по-видимому, некогда овального сопла (рис. 3б), наружная часть которого состоит в основном из пирита, внутренняя же практически целиком выполнена ангидритом. По всей видимости, найденный нами обломок принадлежит “курильщику” поздней, более низкотемпературной стадии гидротермальной активности. Для сравнения нами приводится снимок поперечного среза древнего “черного курильщика”, любезно предоставленный сотрудником Британского Королевского Музея Естественной истории доктором Ричардом Харрингтоном (рис. 4).

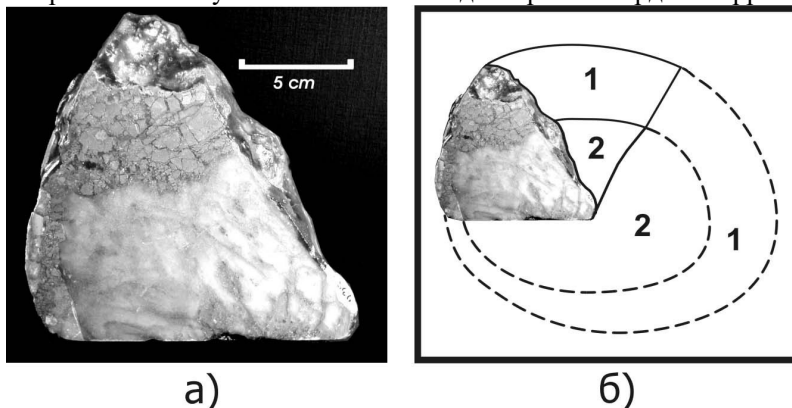


Рис. 3. а - фотография среза найденного на Маднеульском месторождении обломка “черного курильщика”. б - реконструкция обломка “черного курильщика” Маднеульского месторождения.

Сплошной линией показана первоначальная форма обломка до полировки, пунктирной – предполагаемая форма: 1 – пиритовая оболочка; 2 – ангидритовая сердцевина

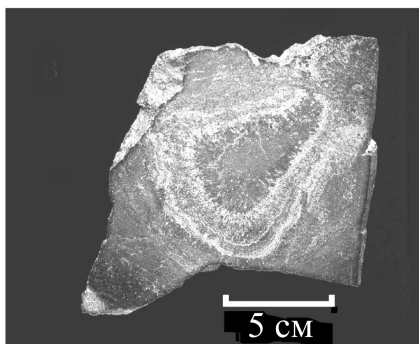


Рис. 4. Фотография среза обломка “черного курильщика” из месторождения Александринка, Урал (с любезного разрешения доктора Р.Харрингтона)

Наконец, несколько лет тому назад ныне покойный доктор геол.-мин. наук О.Д.Хуцишвили, зная мою заинтересованность вопросами геологии Маднеульского месторождения, любезно подарил мне “необычный” образец полиметаллической руды, найденный им у подножья одного из средних уступов Маднеульского карьера.

Внешне образец представляет собой плотный, светло, местами темно-серый агрегат кварца, серицита, сфалерита, пирита и редких барита, карбонатов и халькопирита, и по составу является типичной полиметаллической рудой, аналогичной той, которой сложены полиметаллические гидротермально-осадочные рудные тела Маднеули.

Как видно из фотографий (рис. 5), образец содержит отпечатки двух трубок диаметром примерно, в 1-1,5 см каждый. Один из отпечатков, пользуясь палеонтологической терминологией, состоит как из внешнего, так и из внутреннего следов. По всем признакам образец представляет собой обломок ископаемой фауны. В частности, судя по условиям его нахождения, внешнему виду и составу матрикса, трубки должны принадлежать одному из видов гидротермальных червей, которые, как известно, создают весьма плотные поселения вокруг подводных выходов гидротермального раствора. Для сравнения мы приводим снимок фрагмента трубки сов-

ременного гидротермального червя, поднятый со дна Тихого океана (рис. 6а), а также снимок фрагмента трубки из древнего гидротермального месторождения (рис. 6б).

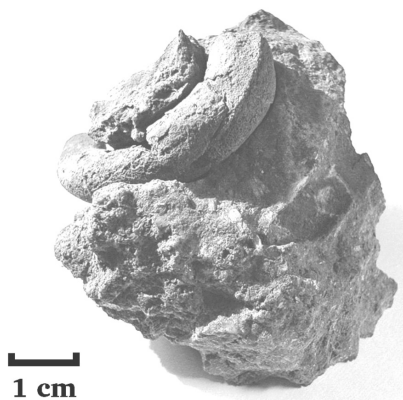
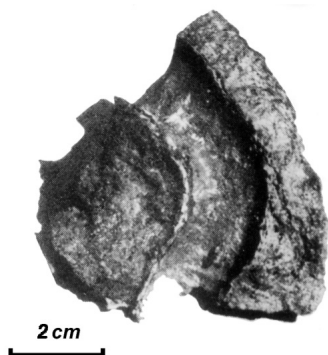
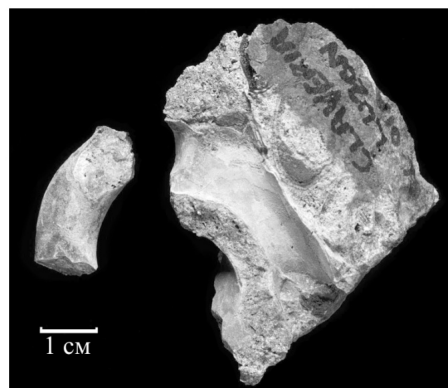


Рис. 5. Фотография ископаемой гидротермальной фауны, найденной на Маднеульском месторождении (объяснение в тексте)



а)



б)

Рис. 6. Фотографии рудных обломков, содержащих трубки гидротермальных червей – альвинелл: а - фрагмент трубки современного гидротермального червя, поднятый со дна Тихого океана (Haumon, Kastner, 1981); б - снимок фрагмента трубки гидротермального червя из миоценового гидротермального месторождения, Филиппины (с любезного разрешения доктора Р.Харрингтона).

Внутренняя, цилиндрическая часть (внутренний след) характеризуется концентрическим строением и, по-видимому, образовалась в результате позднего выполнения трубки или метасоматического замещения ее первоначального содержимого. В поперечном сечении верхняя, более широкая часть трубки имеет луковичеобразную форму. Весьма характерно, что поверхность внешнего отпечатка трубок выстлана тонким (0,3-0,5 мм) слоем темно-серого мелкозернистого и мелкопористого рыхлого рудного вещества (рис. 7), являющегося, как мы полагаем, либо остатком метасоматического замещения внешней пергаментообразной хитиновой трубки, которая обычно и сама бывает покрыта частичками руды (Desbruyère, Laubier, 1980), либо остатком замещения слизистой оболочки червя.



Рис. 7. Фотография фрагмента метасоматически измененной хитиновой оболочки (указан стрелкой) гидротермального червя из Маднеульского месторождения

Описанные трубки по целому ряду признаков сходны с таковыми трубок современных гидротермальных червей – альвинелл (*Alvinella pompejana*), диаметр трубок которых колеблется приблизительно от 0,5 до 1,5 см (рис. 8) и имеет в сечении схожую с “маднеульскими” неправильную форму. Маловероятно, чтобы “маднеульские” трубки принадлежали также к широко распространенным вестиментиферам, так как их трубки обычно прямолинейны и имеют правильное округлое сечение.

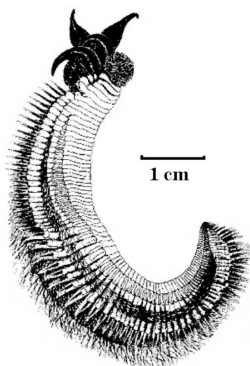


Рис. 8. Гидротермальный червь – *Alvinella pompejana* (Desbruyère, Laubier, 1980)

### *Alvinella pompejana*

Обнаружение в древних сульфидных рудах ископаемой гидротермальной фауны или следов ее жизнедеятельности довольно редкое явление. Нам известно всего несколько случаев описания таких находок (Haumon et al., 1984; Garvin, 1996, и др.), но все они приурочены, в основном, к аналогам океанических глубоководных гидротермальных залежей массивных сульфидных руд (Garwin, 1996).

Вместе с тем, как было доказано прямыми подводными исследованиями в бухте Кратерной (о-в Кунашир), и в мелководных условиях современные активные гидротермальные системы порождают такие же богатые биологические сообщества (“гидротермальные оазисы”), какие характерны для глубоководных гидротермальных источников в океанах (Тарасов, Жирмунский, 1989).

Таким образом, учитывая вышеизложенное, можно заключить, что гидротермально-осадочный рудогенез на Маднеульском месторождении, несмотря на мелководные (не более 200 м) условия осадочного бассейна, сопровождался также и развитием гидротермальной фауны, аналогично большинству современных гидротермальных систем.

Изучение вертикальной зональности в распределении основных рудных компонентов месторождения Маднеули косвенно также свидетельствует об определенном единстве развития оруденения и накопления рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса.

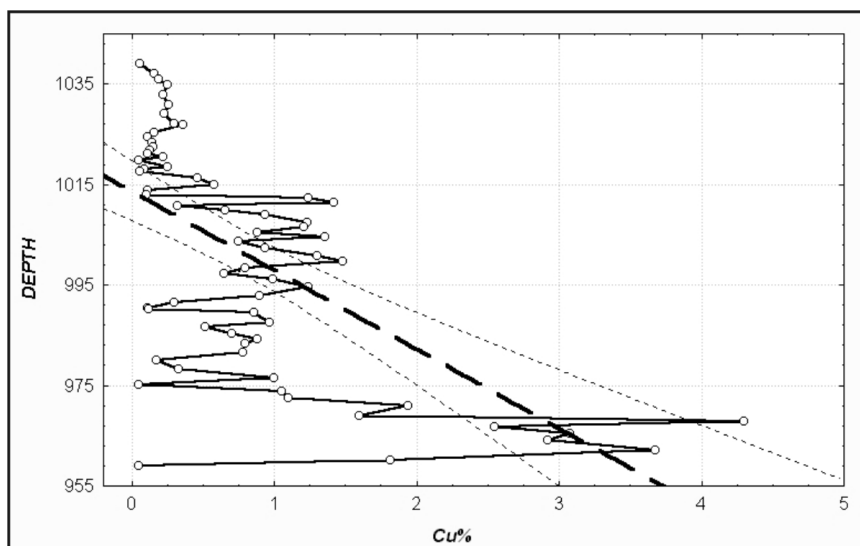
В качестве примера на рис. 9а приведена диаграмма распределения Си по одной из разведочных скважин, пробуренной по пересечению практически всего рудного диапазона месторождения. Отчетливо видна классическая тенденция - возрастание содержания меди с глубиной для всего месторождения в целом.

Вместе с тем, как видно из рис. 9б, на фоне общей зональности месторождения, выделяется зональность самих рудных тел, которая характеризуется той же закономерностью, что и общая, но выраженная в меньшем масштабе. Это свидетельствует о том, что процесс оруденения развивался длительно, практически в течение всего этапа накопления комплекса рудовмещающих пород и состоял из отдельных стадий интенсивного рудонакопления, начиная от ранней высокотемпературной стадии “черного курильщика” до поздней – низкотемпературной стадии “белого курильщика”, продуктами которой на Маднеульском месторождении являются т.н. “золотоносные вторичные кварциты”.<sup>1</sup> По этой схеме расположенные на низких горизонтах прожилково-вкрапленные, преимущественно медно-колчеданные руды представляются корневой, подводящей частью развитых над ними “курильщиков”.

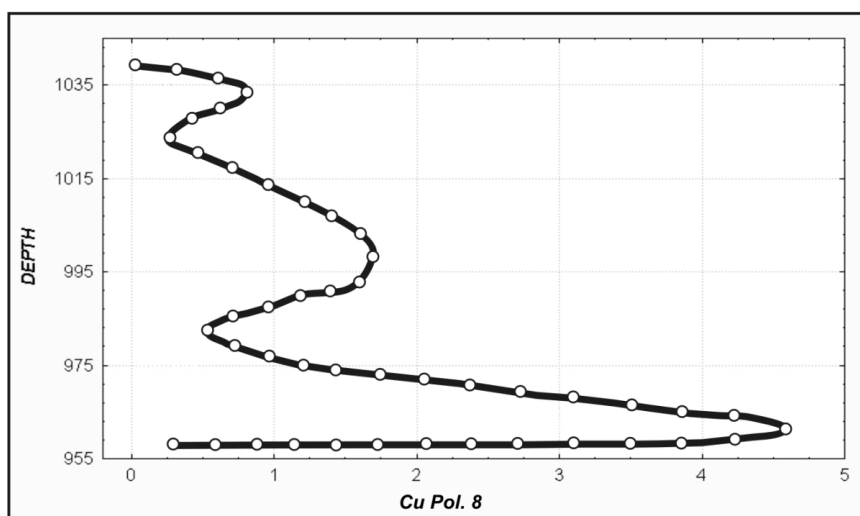
<sup>1</sup> Интересно отметить, что еще в начале прошлого века генезис подобных образований Р.Охаси (Ohashi, 1919) объяснял т.н. “теорией подводных травертинов.”

Таким образом, анализ вышеприведенных фактов, в том числе фаунистических данных, однозначно свидетельствует об изначально субмаринном гидротермально-осадочном генезисе золото-барит-медно-полиметаллического оруденения Маднеули.

В то же время, основываясь на предварительные данные, которые требуют дальнейшего уточнения, мы полагаем, что Маднеули, по-видимому, относится к типу гибридных месторождений (со слабо проявленным гибридизмом) и сегодняшний окончательный облик месторождения сформировался в результате наложения на изначально гидротермально-осадочное оруденение последующего слабого медно-порфирового рудного процесса, о чем, наряду с другими фактами, косвенно свидетельствуют: а) возрастание с глубиной содержания молибдена в Маднеульских рудах (Алибегашвили и др., 1988); б) выявленная нами с помощью космодешифрирования пострудная (подразумевается гидротермально-осадочное оруденение) кольцевая структура, центр которой совпадает с Маднеульским месторождением; в) слабо проявленная общая инверсионная, куполообразная тектоническая структура месторождения, косвенно указывающая на наличие пострудной глубинной интрузии, свидетельствами которой являются также



**а)**



**б)**

многочисленные дайки и субвулканические тела; г) данные бурения, свидетельствующие о наличии на глубине порфировой интрузии.

Рис. 9. а - график изменения содержания меди с глубиной на Маднеульском месторождении (скважина 1/355) Жирным пунктиром обозначен линейный тренд, мелким - границы доверительного интервала - 95%. б - график сглаживания изменения содержания меди полиномом восьмой степени (объяснение в тексте)

Анализ всех вышеизложенных фактов приводит к мысли о том, что месторождение Маднеули так же, как и другие аналогичные месторождения Болнисского рудного района (Давид-Гареджи, Квемо Болниси, Сакдриси и др.), требуют совершенно иного подхода при проведении поисковых, геолого-разведочных и оценочных работ, что в итоге даст более реальную картину их промышленного потенциала.

### Литература

- Алибегашвили Б.А., Астахов Г.Н., Иашвили Н.Г., Миндин В.Ю. (1988). Геохимическая зональность Маднеульского месторождения и ее поисковое значение //Сообщ. АН ГССР. Т.130. № 1. С.109-112.
- Ажгирей Р.М., Алышева Э.И. (1981). Некоторые вопросы генезиса Маднеульского колчеданно-медно-полиметаллического месторождения //Тр. ЦНИГРИ. Вып. 159. С.29-36.
- Аревадзе Д.В., Гогишвили В.Г., Ярошевич В.З. (1983). Геология и генезис Маднеульского медно-барит-полиметаллического месторождения (Южная Грузия) //Геол. рудн. м-ий. № 6. С.10-23.
- Гугушвили В.И., Апхазова М.А., Багдасарян Г.П. (1984). Условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии //Сов. геология. №11. С.48-56
- Гугушвили В.И., Омиадзе Г.И. (1988). Игнимбритовый вулканизм и оруденение (на примере Болнисского рудного района, Малый Кавказ) //Геол. рудн. м-ий. № 2. С.105-109.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.:Недра. 344с
- Магалашвили А.Г. (1991). Гидротермально-осадочные руды Маднеульского месторождения // Сообщ. АН Грузии. Т.142. № 2. С.353-356.
- Попов В.Е., Краснов С.Г., Аймер А.И., Черкашев Т.А. (1985). Современные вулканогенно-осадочные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО. Вып. 4. Ч.114. С.410-427.
- Тарасов В.Г., Жирмунский А.В. (1989). Исследования экосистемы бухты Кратерной (Курильские острова) // Биология моря. № 3. С.4-12.
- Ткемаладзе М.Т. (1982). Геолого-структурные условия формирования медных и свинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района. Тбилиси: Мецниереба. С.263.
- Desbruyè D., Laubier L. (1980). *Alvinella pompejana* gen. sp. nov., Ampharetidae aberrant des sources hydrothermales de la ride Est-Pacifique // Oceanologica Acta. Vol. 3. P.267-274.
- Garwin, Laura. (1996). Vent Fauna and Plate Tectonics // Nature. 2/8. Vol.379. Issue 6565. P.492-505.
- Haymon R.M., Koski R A., Sinclair C. (1984). Fossils of Hydrothermal Vent Worms from Cretaceous Sulfide Ores of the Samail, Oman // Science. Vol. 223. P.1407-1409.
- Haymon R.M., Kastner M. (1981). Hot Spring Deposits on the East Pacific Rise at 21°N: Preliminary description of mineralogy and genesis // Earth and Planetary Science Letters. 53. P.363-381.
- Ohashi R. (1919). On the origin of the Kuroko of the Kosaka mine //Journ. Geol. Soc. Tokyo. 26. P.107-132.
- Solomon M., Walshe I.L. (1979). The Formation of Massive Sulfide Deposits on the Sea Floors // Econ. Geol. Vol. 74. P.797-813.



## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОПХИТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНАЯ РАЧА)

Г.В.Гигиадзе, В.З.Ярошевич

**Некоторые закономерности рудообразования Зопхитского месторождения (Горная Рача). Г.В.Гигиадзе, В.З.Ярошевич.** Кавказский институт минерального сырья, ул. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси.

В работе приводятся новые данные микрозондовых, изотопных и термобарогеохимических исследований руд. Минимальная  $t^{\circ}$  формирования золотоносной арсенопиритовой минерализации составляла  $340^{\circ}\text{C}$ , а антимонитовых руд -  $300^{\circ}\text{C}$ . Флюиды характеризовались  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  составом и были обогащены летучими ( $\text{CO}_2, \text{N}_2$ ). Изотопный состав S сульфидов ( $\delta^{34}\text{S}=+3\pm 2,5\%$ ) и O кварца ( $\delta^{18}\text{O}=+7,1\pm 1,7\%$ ) не противоречит гипотезе магматогенного происхождения сульфидов. На основании полученных данных предложена двухэтапная модель формирования руд. Тектоническая активизация в поздней юре сопровождалась внедрением даек диабазов и образованием безрудных кварцевых жил с идентичным залеганием. Одновременно с ним сингенетические дисульфиды Fe в породах подвергались перекристаллизации, растворению и переотложению. На западном фланге была сформирована Po-Сру, а на восточном - Py-Сру минерализация. Продуктивная минералообразования связана с альпийской тектоно-магматической фазой, когда из магматогенных флюидов были сформированы W и Sb руды и вкрапленная Au-Py-Aspy минерализация.

*pja[bsjc cf,fljc (vsbfyb hfzf) vlfyofhvij,bc pjubthsb sfdbct,ehf,fb\ ulububf-t= d\bfhjtdbxb\ rfrdfcbbc vbythfkeh ytlkteksf bycnbnenb= p\afkbfidkbc m\ 85= 380062 s,bkcb\*

*ihjvfb vj'dfybkbf vbrhjpjylehb= bpjngehb lf sthvj,fhjutjmbvbehb rdktdt,bc f[fk b vjfwvtv,b\ jmhcvcfnfht,tkb fhctyjbhbnkb vbythfkbpfwbbc ajhvbht,bc  $t^{\circ}$  itflutyc  $340^{\circ}\text{C}$ , [jkj fysbvjybnhb vflyt,bc- $300^{\circ}\text{C}$ . akeblt,b [fcbfslt,f  $\delta^{34}\text{S}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Ca itvflutyk,bs lf ufvlbht,ekbf mhjkft,bs ( $\text{CO}_3, \text{N}_2$ ). cekablehb S ( $\delta^{34}\text{S}=+3\pm 2,5\%$ ) lf rdfhwbc O ( $\delta^{18}\text{O}=+7\pm 1,7\%$ ) bpjngehb itvflutyk,f fh tobyffqvlut, f cekabl,bc vfuvfnjutyehb ofhvij,bc ]bgjstpf\ vbqt,ekb itltut,bc cfae-dtkpt itvjsdfpft,ek bmyf vflyt,bc ofhvjmvybc jhcfat[ehbfyb vjltkb\ udbfy behekb ntmnjybrehb fmnbdpfbwf sfy[dlt,f lbf,fpehb lfbrt,bc itvjzhfc vfssfy blynehb ufykfut,bc evflyj rdfhwbc fhqdt,bc ofhvjmvyfc\ thslhjekfl mfyt,bc cbyutytnhb Fe lbcekabl,b ufybwlbfy uf[cyfc lf ufhlfmvyfc\ lfcfdkts akfyupt xfvj'fkb,t,ek bmyf Po-Сру, [jkj fqvjcfdkts akfyupt Py-Сру vbythfkbpfwbt,b\ vbythfkofhvjmvybc ghjlemnbekb tnfqb lfrfdibht,ekbf fkqbeh ntmnjy-vfuveh afpfcfsy= hjltcfw vfuvehb akeblt,bly ofhvjmvybk bmyfW lf Sb vflyt,b lf Au-Py-Aspy vbythfkbpfwb\*

**Some characteristic features of Zopkito deposit (Mountainous Ratcha). G.Gigiadze, V.Uaroshevich.** Caucasian Institute of Mineral Resources, Phaliachvili str., 85, 380062 Tbilisi.

The paper deals with new data on the microprobiic, isotopic and thermo, thermobarogeochemical investigations of ores. The minimum  $t^{\circ}$  of forming of the auric arsenopyritic mineralization is  $340^{\circ}\text{C}$  and for the arsenopyritic ores – is  $300^{\circ}\text{C}$ . The fluids had been characterized by the  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  and they were enriched by the volatiles ( $\text{CO}_2, \text{N}_2$ ). The isotopic composition of sulphide S ( $\delta^{34}\text{S}=+3\pm 2,5\%$ ) and of quartz's O ( $\delta^{18}\text{O}=+7,1\pm 1,7\%$ ) do not contradict the hypothesis of magmatogenic origin of sulphides. On the basis of these data have been offered two-stage model of ores forming. The tectonic activation in Late Jurassic has been accompanied by intrusion of diabasic dikes and of barren quartz-reefs of identical bedding. At the same time with that the syngenetic disulphides of the Fe in the rocks had been exposed to recrystallization, solution and redeposition. The Po-Сру mineralization had been formed on the West flank and the Py-Сру mineralization – the East flank. The productive stage of the mineral-forming is connected to Alpine tectonic-magmatic phase, during which had been formed the W and Sb ores and the impregnated Au-Py-Aspy mineralization.

Месторождение Зопхито является типичным представителем оруденений золото-мышьяк-сурьмяной формации Южного склона Большого Кавказа. Оно локализовано в относительно слабо метаморфизированном терригенно-осадочном комплексе пород нижнего лейаса, сложенном рассланцованными алевrolитами и песчаниками, которые секутся многочисленными разновозрастными маломощными дайками (Тогонидзе, 1957; Надирадзе и др., 1973).

Песчано-глинистые сланцы содержат рассеянное органическое вещество в количестве от 0,04 до 0,16%. Оно представлено обрывками и чешуйками полнокристаллического графита

(R>12%) и реже субграфита (R=9-12%). Зона полной графитизации пространственно ассоциирует с жильными рудными телами и околорудными гидротермалитами. За пределами месторождения метаморфизм органического вещества резко падает до фонового уровня (R - >8%). Характерной особенностью рудовмещающих пород также является значительное преобладание в них калия над натрием.

Постлейасские дайки представлены диабазами, микродиабазами и диабаз-порфиритами с азимутами падения на СЗ,  $\angle 40-80^\circ$ . Более молодые, юрские дайки андезит-порфиритов и трахиандезитов имеют субширотное простирание и близвертикальное падение. Постэоценовые микрогранит-порфиры (т.н. "альбитофиры") секут вышеперечисленные образования. В свою очередь все они секутся более поздними дизъюнктивными нарушениями и рудными жилами.

Все породы на месторождении в той или иной степени гидротермально изменены: песчано-алевролитовые сланцы обычно окварцованы и сульфидизированы, реже – серицитизированы и каолинизированы. В висячих экзоконтактах рудных жил обычно развиты вторичные кварциты и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты; а в лежащих – глинисто-гидрослюдистые метасоматиты. Редко наблюдается доломитизация.

В экзоконтактах дайковых образований породы подверглись высокотемпературной переработке: глинисто-песчаные сланцы содержат кварц-альбит-цоизитовые прожилки и скопления землистого эпидота. Дайковые породы частично раскристаллизованы и по ним развиты хлорит-альбитовые и кварц-роговообманковые фации метасоматитов, а также прожилки кварца, кальцита, хлорита, пренита и эпидота.

Многочисленные разновозрастные разломы придают месторождению блоковое строение. При этом разломы близширотного простирания (с падением на СЗ и СВ под углами  $55-70^\circ$ ) смещают все типы даек, но являются дорудными, а близмеридионального простирания (с падением на ЮЗ,  $\angle 70^\circ$ ) - пострудными. Анализ блок-диаграммы позволил выделить три системы рудных жил: А – систему параллельных жил (№№ 1, 28, 26-27, 10, 50, 53); Б – жилы со специфическим для месторождения азимутом простирания (№№ 2, 32), секущие систему параллельных жил типа А; В – систему жил типа "конского хвоста" (№№ 11, 33, 31, 55, 56). Система параллельных жил имеет дугообразную форму будучи, вероятно, продолжением системы жил типа "конского хвоста" и смещена вдоль разлома, трассируемой ныне жилой №2. Именно этот разлом, по нашему мнению, являлся флюидоподводящей структурой, тогда как другие – флюидораспределяющими. Исходя из вышесказанного, можно предположить, что система жил первоначально параллельная друг другу и чешуйчатому надвику, под влиянием разносторонних движений по Главному и Чешуйчатому надвигам во время активизации изменились с преобладанием дугообразной формы.

На месторождении известно несколько устойчивых минеральных ассоциаций: 1) монокварцевая, 2) пирротин-халькопиритовая, 3) кварц-халькопиритовая, 4) кварц-полиметаллическая, 5) арсенопирит-пиритовая, 6) кварц-ферберитовая, 7) кварц-антимонитовая, 8) кварц-карбонатная (табл. 1). Главными минералами на месторождении являются кварц и антимонит. Второстепенными - бертьерит, арсенопирит, пирит, марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, самородные золото, серебро и сурьма (Отхмезури, 1984).

Таблица 1

Схема последовательности формирования минеральных ассоциаций

Тип оруденения	Последовательность интенсивности минералоотложения	Механизм минералообразования	Характер локализации
Монокварцевый	—	Метаморфогенный	Жилы
Пирротин-халькопиритовый	—	Метаморфогенный ?	Вкрапленность, гнезда, прожилки
Кварц-халькопиритовый	—	Гидротермальный 1	
Кварц-полиметаллический	—		Жилы, прожилки
Арсенопирит-пиритовый	—	Гидротермально-метасоматический	Вкрапленность, прожилки
Кварц-ферберитовый	—	Гидротермальный 2	Жилы, гнезда, прожилки
Кварц-антимонитовый	—		
Кварц-карбонатный	—		Прожилки

Характерными текстурами руд являются массивные брекчиевые, вкрапленные, полосчатые, кокардовые, друзовые и гребенчатые.

Распределение сульфидов в жилах неоднородно. Антимонит наблюдается в гнездах, а в раздувах – в виде массивных выделений. Большинство жил брекчировано, и обломки кварца, гидротермально измененных и сульфидизированных (арсенопирит, пирит) пород сцементированы новообразованным кварцем и сингенетичными ему антимонитом и бертьеритом. В кварцевых жилах полосчатой текстуры в призальбандовых частях наблюдаются полосы кварца с густой вкрапленностью арсенопирита и реже пирита; а в центральных частях выполнены антимонитом и бертьеритом. На месторождении наблюдается латеральная рудная зональность. Кварцевые жилы, с наложенным антимонитовым оруденением расположены в центральной части месторождения. На восточном и западном флангах антимонитовое оруденение сменяется вольфрамовым (ферберит и развивающийся по нему шеелит). В восточной части месторождения, вблизи Зопхито-Каробского чешуйчатого надвига, в жиле №50, развита полиметаллическая минерализация, а на юго-западной периферии фиксируются маломощные жилы кварц-халькопиритового состава.

Вкрапленные руды в околожильном пространстве содержат от 5 до 30% арсенопирита и пирита, а также незначительное количество антимонита, сфалерита, ферберита и шеелита (до 1%), а также единичные зерна самородных металлов (серебро, сурьма). Мощность подобных зон не менее 4 м.

Золото на месторождении выявлено как непосредственно в кварц-антимонитовых жилах, так и во вмещающих жилы сланцах. В кварц-антимонитовых жилах золото представлено в самородном виде. Впервые оно было зафиксировано В.И.Вольнским (1943), а позже отмечено и другими исследователями (Сахарова, 1959; Т.Твалчрелидзе, 1961 и др.).

Во вмещающих жилах породах основными концентраторами золота являются вкрапленные сульфиды (игольчатый арсенопирит и пирит). Количество золота в антимонитовом концентрате составляет 5 г/т (по данным, утвержденным ГКЗ), а в сульфидах, вкрапленных во вмещающие породы, варьирует от 5 до 300 г/т, при среднем содержании золота в породах - 2,7 г/т. Причем корреляции между концентрациями  $C_{орг}$  и Au не наблюдается.

В табл. 2 представлены результаты наших исследований образцов жильного кварца, антимонита и вкрапленных сульфидов из вмещающих пород на микроанализаторе КОМЕВАХ MS-46

Таблица 2

Результаты изотопно-геохимических исследований

Элементы	Конкреционные образования	Вкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация в сланцах		Прожилки пирит-арсенопиритового состава	
		Пирит	Арсенопирит	Арсенопирит	Кварц
Au	0,038 (5/66)	0,071 (10/84)	0,072 (10/84)	0,027 (4/41)	0,040 (3/36)
Ag	-	0,030 (2/33)	0,075 (1/11)	0,041 (1/16)	0,020 (1/8)
Co	0,042 (1/2)	0,016 (4/38)	0,028 (8/39)	0,016 (2/19)	0,013 (1/8)
Ni	0,070 (4/12)	0,035 (4/38)	0,045 (8/39)	0,041 (2/19)	0,030 (1/8)
Mn	-	0,012 (2833)	0,021 (2/17)	0,024 (1/16)	0,013 (1/8)
Zn	-	0,030 (2/33)	0,030 (2/17)	0,027 (1/16)	1.016 (1/8)
Cu	0,005 (2/6)	0,040 (1/33)	0,012 (4/16)	-	-
W	-	0,064 (2/33)	0,062 (2/17)	0,082 (1/16)	0,111 (1/8)
Sb	0,010 (4/12)	0,008 (4/38)	0,102 (8/39)	0,029 (2/9)	0,020 (1/8)
As	0,78 (4/12)	5,96 (4/38)	41,21 (7/33)	42,03 (2/9)	0576 (1/8)
S	52,85 (2/6)	48,29 (4/38)	23,04 (7/33)	22,45 (2/19)	0,059 (1/8)
Fe	46,37 (2/6)	45,75 (4/38)	35,75 (7/33)	35,52 (2/19)	0,359 (1/8)

Цифры в скобках: в числителе – количество образцов; в знаменателе – суммарное количество точек анализов по данным авторов и А.Г.Жабина.

Все изученные образцы характеризуются высокой частотой встречаемости благородных металлов (Au-47%, Ag-49%) и дискретным распределением их по объему зерен. Диаметр золотин, присутствующих в арсенопиритах и пиритах, очевидно, не превышает 2 мкм, тогда как выделения Ag иногда достигают диаметра 20 мкм. Обращает на себя внимание резкое возрастание концентраций Au, Ag, As и ряда других элементов в новообразованном вкрапленном пирите (Au=720 г/т, As=5,96 вес.% ) по сравнению с сингенетичными породам оолитами дисульфидов

железа (Au=380 г/т, As=0,78 вес.%). Повышенная золотоносность мышьяковистого пирита подтверждается и статистическим анализом. В точках, где концентрация мышьяка не превышает 3,8 ат.% вероятность присутствия золота в два раза ниже по сравнению с точками, характеризующимися концентрацией мышьяка выше 3,8 ат.%. Между концентрациями золота и серебра корреляция отсутствует.

Существенно различаются по концентрациям примесей вкрапленный арсенопирит (Au=720г/т, Ag=750г/т, W=620г/т) и арсенопирит из прожилков (Au=270 г/т, Ag=470 г/т, W=820 г/т).

Вкрапленный арсенопирит характеризуется избытком серы по отношению к мышьяку. Отношение S/As меняется от 1,1 до 1,5. Кристаллы с соотношением S/As=1,2-1,35 золота не содержат. Изменение этой величины, как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, сопровождается возрастанием концентрации золота в кристаллах. К аналогичному эффекту приводит и повышение в арсенопиритах мольной доли железа.

Согласно результатам исследований флюидных включений в минералах, минимальные температуры минералоотложения составляли: для кварц - пирит-арсенопиритовых прожилков – 340-260°C, для антимонитсодержащих и безрудных кварцевых жил – 300-220°C, для жил с халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой минерализацией – 200-150°C. Минимальное давление флюидов, оцененное по двухфазовой кривой жидкость - пар (для системы H<sub>2</sub>O-NaCl), составляло 0,5-0,2 кбар. Минимальная плотность флюида – 0,8-0,7 см<sup>3</sup>/г.

По данным хроматографических и масс-спектрометрических исследований (табл.3) основными газовыми компонентами флюидов являлись CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>. Концентрация CH<sub>4</sub> не превышала 1,0 мол.% от суммы летучих (включая H<sub>2</sub>O). Дорудные флюиды были существенно азотными (CO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>=0,3-0,4), а в рудоотлагавшем флюиде преобладала двуокись углерода (CO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>=4,5-4,8).

Таблица 3

Газовый состав минералоотлагавших флюидов

Место взятия и характеристика образца	Минерал (кол.анализ.)	Летучие компоненты флюида (мол.%)			CO <sub>2</sub> /N <sub>2</sub>
		H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	
Лейкократовый гранит, Эдена (фоновый флюид)	Кварц (1)	94,9	1,2	3,9	0,3
Кварц-пирит-халькопиритовая ассоциация	Кварц (2)	84,4	4,4	1,2	0,4
Монокварцевые жилы	Кварц (3)	87,0	4,0	9,0	0,4
Кварц-антимонитовая ассоциация	Кварц (2)	83,5	13,5	3,0	4,5
	Антимонит (1)	86,7	11,0	2,3	4,8
Кварц-карбонатная ассоциация	Кварц (1)	81,2	15,1	3,7	4,1

Соленость минералоотлагавших флюидов не превышала 260 г/экв.NaCl. Солевой состав флюидов (Отхмезури, Долидзе, 1979) изменялся от бикарбонат-натриевого – при формировании монокварцевых жил, до бикарбонат- натрий-кальциевого - при отложении антимонита.

Согласно результатам изотопных исследований (табл. 4) сульфиды на месторождении характеризуются близметеоритным изотопным составом серы (+3,0±2,5‰) и малой дисперсией величин δ<sup>34</sup>S, т.е. сера минералоотлагавших флюидов вероятнее всего имела магматогенный генезис. Тенденция незначительного утяжеления, возможно, имела магматогенный генезис. Тенденция незначительного утяжеления серы сульфидов в ряду арсенопирит→антимонит→пирит соответствует теоретически ожидаемой картине, в случае кристаллизации антимонит содержащих жил изменяется от +16,4 до +17,0‰. Вода, равновесная с этим кварцем при температуре 265-350°C, характеризуется значениями δ<sup>18</sup>O=+7,1±1,7‰. Подобным изотопным составом могут характеризоваться магматогенные флюиды либо метеорные воды глубокой циркуляции, изменившие свой изотопный состав в результате взаимодействия с вмещающими породами.

Полученные данные позволяют предложить двухэтапную схему формирования месторождения.

Активизация тектонической деятельности в поздней юре сопровождалась внедрением даек основного состава и образованием метаморфогенных безрудных кварцевых жил с азимутами падения, идентичным азимутам падения даечного комплекса. В это же время сингенетичные дисульфиды железа во вмещающих породах подвергались перекристаллизации, частичному растворению и переотложению. При этом на западном фланге месторождения была сформирована убогая вкрапленная пирротин-халькопиритовая, а на восточном фланге пирит-халькопиритовая

минерализация. На данном этапе основной флюидной фазой являлись метаморфогенные флюиды, а источником металлов в них - вмещающие породы.

Новый всплеск тектонической активности, связанный с альпийской тектоно-магматической активизацией региона, привел к возникновению крупных глубинных близмеридиональных разломов, внедрению кислых даек и проникновению в лейасский терригенно-осадочный комплекс пород глубинных магматических флюидов, обогащенных двуокисью углерода. Подобные флюиды, благоприятны для транспортировки сурьмы, мышьяка, ртути (?), вольфрама, золота и неблагоприятны для переноса железа, меди, свинца и цинка (Ярошевич, 1985). Проникая по новообразованным трещинам и фильтруясь по брекчированным, ранее сформированным кварцевым жилам, они отлагали в них новообразованный кварц и сульфиды вольфрама и сурьмы. При проникновении во вмещающие породы эти флюиды извлекали из них железо и в экзо- и эндо-контактах трещинных зон отлагали арсенопирит и новообразованный пирит.

Таблица 4

Результаты изотопно-геохимических исследований

№ обр.	Место взятия и характеристика образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ SMOW
83	Шт.21. Прожилок кварц-пирит-арсенопиритового состава	пирит	+4,1	
85		пирит	+4,9	
147	Поверхность выше шт.97.Прожилок кварц-пирит-арсенопиритового состава	пирит	+2,7	
122	Шт.118. Вкрапленность пирита и арсенопирита в сланцах(экзоконтакт кварц-антимонитовой жилы)	пирит	+5,5	
155	Поверхность выше шт.102. Вкрапленность халькопирита и крупных кристаллов пирита в сланцах	пирит	-0,4	
190	Дорога на Эдену. Волосьяные прожилки халькопирита и крупных кристалликов пирита в окварцованном сланце	пирит	+7,6	
191		халькопирит		
9	Поверхность вблизи шт.118. Вкрапленность пирита и арсенопирита в песчаниках	арсенопирит	+2,1	
32		арсенопирит	+0,9	
167	Отвал шт.25. Кварц-антимонитовая жила	антимонит	+4,3	
76	Шт.35. Кварц-антимонитовая жила	антимонит	+2,9	
123	Шт.118. Кварц-антимонитовая жила	антимонит	+2,5	
134		антимонит	+1,3	
100	Поверхность шт.119. Кварц-антимонитовая жила	антимонит	+3,6	
12*	Жила 2. Кварц-антимонитовая жила	антимонит	+2,5	
939*		антимонит	+2	
76	Шт.35. Кварц-антимонитовая жила	кварц		+16,4
3	Поверхность шт.118. Кварц-антимонитовая жила	кварц		+17,5
81	Поверхность шт.21.Кварц-антимонитовая жила	кварц		18,8

\*Данные С.А.Кекелия.

В целом можно отметить, что Зопхитское месторождение, по минералого-геохимическим и текстурно-структурным особенностям, а также по Р-Т-Х параметрам рудоотложения, во многом идентично месторождениям золото-сурьяно-мышьяковой формации в других регионах Мира (Сорокин, 1980 ).

### Литература

- Волынский И.С. (1943). Зопхитское месторождение сурьмы //Фонды ГГУ.
- Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Кахадзе Э.И., Отхмезури З.В. (1973). Условия формирования и закономерности распределения эндогенных рудных формаций Рачи и Сванетии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 37. Тбилиси: Мецниереба. 113 с.
- Отхмезури З.В., Долидзе И.Д. (1979). Состав и свойства рудообразующих растворов сурьяно-ртутно-мышьяковых месторождений (на примере Грузии) //Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука. С.221-226.
- Отхмезури З.В. (1984). Эндогенные рудные формации Южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 85. Тбилиси: Мецниереба. 117 с.
- Сахарова М.С. (1959). Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи //Геология рудных месторождений. №2. С.63-73.

- Сорокин В.Н. (1980). Минералого-геохимические и генетические особенности вкрапленного золотосульфидного оруденения //Сов. геология. №8. С.82-86.
- Твалчрелидзе Т.А. (1961). Вещественный состав руд и условия образования Чвешурской группы месторождений //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 23 с.
- Тогонидзе Г.И. (1957). Рудные месторождения Горной Рачи //Тр. ГИН АН ГССР. Вып.8 (56). Тбилиси: Мецниереба. 5 с.
- Ярошевич В.З. (1985). Генетические особенности месторождений основных рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 21 с.

## A POSSIBLE MODEL OF FORMATION FOR THE MADNEULI COPPER-GOLD DEPOSIT

R.Migineishvili

**A possible model of formation for the Madneuli copper-gold deposit. R.Migineishvili.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi Georgia E-mail: ram\_migi@yahoo.com

The formation history of the Madneuli Cu-Au deposit is divisible into six steps incorporating the following sequence of events: 1) Sedimentation of fine-grained pyroclastics in Late Cretaceous shallow (<200m) sea environment; intrusion of felsic magma about 1km beneath the sea floor; initiation of hydrothermal upflow system by magmatic heat; formation of a funnel-shaped body of silica-rich metasomatites to be exposed on the seafloor; 2) Local uplift and erosion of the silicified sea floor due to magma doming and deposition of a breccia-conglomerate apron around the arisen dome; 3) Subsidence and submergence of the dome; sedimentation of a tephroid alternation from subaqueous pyroclastic flows; 4) During later stage of tephroid sedimentation a recommencement of functioning of silica-bearing hydrothermal system forming another silica-rich body conformable with host rocks; 5) Beginning of a new tendency of local uplift and shallowing of water up to the sea level; deposition of tuff horizon containing pisolitic interlayers; commencement of ore precipitation, formation of both extensive footwall and small-scale exhalative ore mineralization; 6) Completion of functioning of hydrothermal system; peak stage of doming deformation resulted in involvement of whole deposit in subaerial condition; formation of extrusive body, as well as ignimbrite cover.

vflytekbc cgbkty.-jmhjc cf,fljc ajhvbht,bc itcf.kj vjltkb\ hlvbubytbidbkb\ cfmfhsdtkjc vtwybtht,fsf frfltvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v\ftmcb.bc m\ 1\$9= 380093 s,bkbcbl tkajcnf\ ram\_migi@yahoo.com

vflytekbc cf,fljc ajhvbht,bc bcnjhbf vjwvfdc vjcktyfsf itvltu sfyfvbvltdhj,fc\ 1)odhbkvfhwdkjdfyb gbhjrkcfnbrbc ctlbvtynfwbf udbfy wfhwek vfhx[b (<200v) pqdbc fepib+ pqdbc acrthblfy lff[kjt,bs thsb rbkjtvnhbc cbqhvtp v;fdt fvuvbc itvjzhh+ fvuvbc cbs,ehb tythubc [fh/pt fqvdfkb ]blhjsthvekb cbcntvbc fqvjwtyt,f+ pqdbc acrthbc kjrfkeh e,ybc vtnfcjvnehb itwdf SiO<sub>2</sub> vblfhh .f,hbct,ehb c[tekbc cf[bs+ 2)fqybiyekb e,ybc uev,fsbct,ehb fptdt,f fvuvbc lbyfvbrehb ptvmvlt,bc ufvj+ uev,fsbc fgbrfkeh yfobkbc thjpbf lf vbc bhudkbd ,htmxbf-rjyukjvthfnekb iktbabc itvjktmdf+ 3)uev,fsbc chekb lf.bhdf+ o'fkmdtif gbhjrkcfnehb yfrfl,bc vbth ntahjblekb vjhbutj,bc lftkmdf+ 4)ntahjblekb ctlbvtynfwbbc ,kjt tnfqpt ]blhjsthvekb cbcntvbc aeymwbybht,bc ufyf[kt,f lf itvwdtkb mfyt,bc vbvfhs sfy[vj,bs ufykfut,ekb SiO<sub>2</sub> vblfhh vtjht c[tekbc ofhvjmvyf+ 5)fptdt,bc f[fb ntyltywbbc lfo't,f lf pqdbc eahj ufvfhx[t,f პირობები იეფიჰტ,bc itvwdtkb neaehb lfcnc ctlbvtynfwbf+ vflyofhvjj,bc ghjwcb lfo't,f+ tmcntycbehb .fhqdek-xfyfobyorkb lf itlft,bs vwbt vfcinf,bc ]blhjsthvekl lfyktmb vflytekb c[tekt,bc ofhvjmvyf+ 6)]blhjsthvekb cbcntvbc aeymwbybht,bc lfcfchekb+ fptdt,bc ghjwcb byntycabrfwbf lf cf,fljc chekfl vjmwtdf ce,fthek gbhj,t,ib+ tmcnhepekb c[tekbcf lf buybv,hbnekb ptofhbc ofhvjmvyf\

**Вероятная модель формирования Маднеульского медно-золотого месторождения. Р.Р.Мигинеишвили.** Геологический институт АН Грузии, ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси. Электронная почта: ram\_migi@yahoo.com

История образования Маднеульского месторождения включает следующий ряд событий: 1) седиментацию мелкообломочной пирокластике в поздне меловом мелководном (<200м) морском бассейне; внедрение кислой магмы на глубине приблизительно 1км от морского дна; возникновение восходящей гидротермальной системы за счёт тепловой энергии магмы; локальное метасоматическое изменение морского дна в виде воронкообразного тела, богатого SiO<sub>2</sub> ; 2) куполообразное воздымание силицифицированного участка морского дна под динамическим воздействием магмы; эрозию апикальной части купола и осаждение вокруг него брекчия-конгломератового шлейфа; 3) погружение купола и образование локальной синклинали депрессии на его северо-западной периферии; осаждение тейфроидов из подводных пирокластических потоков; 4) возобновление функционирования гидротермальной системы на завершающей стадии тейфроидной седиментации; образование другого тела богатого SiO<sub>2</sub>, согласного с вмещающими породами; 5) начало новой тенденции воздымания и дальнейшее обмеление бассейна; седиментацию туфовой толщи, содержащей пизолитовые прослои; начало процесса рудообразования; формирование экстенсивной прожилково-вкрапленной, а также относительно незначительной гидротермально-осадоч-

ной рудной минерализации; б) завершение функционирования гидротермальной системы; интенсификацию процесса воздымания; вовлечение месторождения в субэаральные условия; формирование экстрезивного тела и покрова игнимбритов.

### Introduction

The Madneuli deposit is located in Southern Georgia in the Artvin-Bolnisi (AB) Unit of the Transcaucasus, which was formed in the framework of an active margin of the Eurasian continent (Yilmaz et al., 2000) (Fig. 1). The AB is characterized by Hercynian basement, unconformably capped by the Upper Carboniferous-Lower Permian molasse and Upper Jurassic-Cretaceous arc association. This unit is bordered to the north by the Southern Black Sea Coast-Achara-Trialeti Unit (Santonian-Campanian back-arc association) and to the south by the imbricated Bayburt-Karabakh Unit (Upper Jurassic-Cretaceous forearc association). In the west the AB extends into its counterpart – Pontides Unit. The south-facing North Anatolian-Lesser Caucasian suture, comprising extensive tectonic mélanges, separates the Transcaucasus from the Anatolian-Iranian Platform.

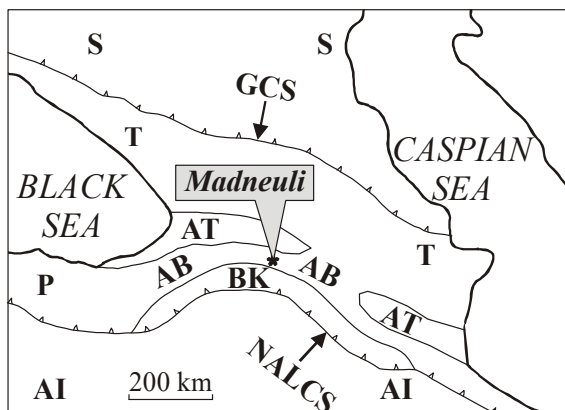


Fig. 1 Location map of the Madneuli deposit (adapted from Yilmaz et al. 2000).

Abbreviations: S – Scythian Platform; GCS – Greater Caucasus Suture; T – Transcaucasus; AT – Southern Black Sea Coast-Achara-Trialeti Unit; AB – Artvin-Bolnisi Unit; P – Pontides; BK – Bayburt-Karabakh Imbricated Unit; NALCS – North Anatolian-Lesser Caucasian Suture; AI – Anatolian-Iran Platform.

Origin of the Madneuli deposit has been the source of much controversy for several decades. Opinion has ranged from epigenetic ideas relating all the ores to post-Cretaceous events (Nazarov, 1966; Gogishvili et al., 1976; Tkemaladze, 1982) to those favoring a relation with Upper Cretaceous volcanism (Bachaldin and Tvalchrelidze, 1963; Malinovsky et al., 1987; Gugushvili and Omiadze, 1988; Kekelia et al., 1993) including an identification of some massive sulfide stratiform ore bodies of exhalative-sedimentary nature (Magalashvili, 1991). A detailed structural-lithological remapping of the Madneuli deposit led the author to a new insight into condition of its formation (Migineishvili, 2000). This paper proposes a new version of its genetic model.

### General description

Dacitic pyroclastics of subduction related Upper Cretaceous bimodal volcanics are the host sequence to the deposit. Its major structural element is a northeast trending dome with gently dipping limbs (Fig.2). The dome core is characterized by a lenticular morphology and represents a metasomatic body of quartz-opal-sericite-chlorite composition (with minor chalcedony, alunite, kaolinite, pyrophyllite and jarosite) hosted by fine-grained subaqueous tuffs underlying this deposit. The following alternation zones are identified from top to bottom (Gogishvili, 1980): quartz-opal, quartz-sericite, quartz-sericite-chlorite. The upper surface of the silica-rich body is characterized by a rugged topography and is overlain by a breccia-conglomerate apron (identified for the first time) consisting of reworked material of this body. Apron's thickness ranges from 5 to 45m. The pebbles consist of quartz aggregates (with minor sericite) in a cement that is dominated by sericite. Some pebbles have tuff composition. In addition, within the apron some thin interlayers of tuffs are also observed.



An alternation of pelitic and psammitic thin layers of tephroides overlies the breccia-conglomerate apron. Thickness of this alternation increases from the top to the periphery (up to 120 m) of the dome.

The remapping of Madneuli deposit revealed a second silica rich (quartz-opal-minor sericite) lens occupying the higher stratigraphic position than the first one. Its maximum thickness is 80 m, and lateral extent reaches 340 m. The base of the upper lens is conformable with bedding of the underlying tephroid alternation, but laterally it is changed by weakly silicified coeval tephroides. Close to the lens, the alternation gradually is pinched out and the lens is in immediate contact with the breccia-conglomerate apron.

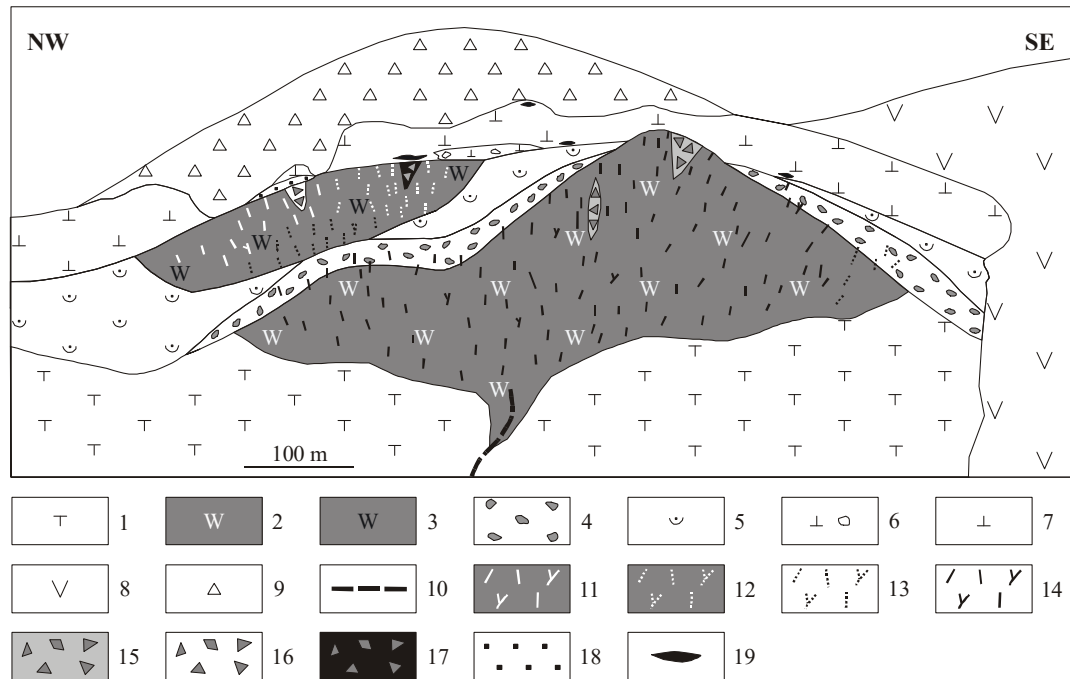


Fig. 2. An idealized section through the Madneuli deposit.

Sizes of ore bodies are enlarged. 1 – Tuff hosting lower lens; 2 – Quartz-rich lower body; 3 – Quartz-rich upper body; 4 – Breccia-conglomerate; 5 – Tephroid; 6 – Tuffconglomerate-tuffbreccia; 7 – Tuff with pisolitic interlayers; 8 – Rhyodacitic extrusion; 9 – Ignimbrite; 10 – Inferred fault; 11-14 – Vein-disseminated ores: 11 – Barite; 12 – Barite-sphalerite-galena-pyrite; 13 – Sphalerite-pyrite-chalcopyrite; 14 – Chalcopyrite-pyrite-quartz; 15-17 – Breccia ores: 15 – Chalcopyrite-pyrite-quartz; 16 – Barite; 17 – Barite-sphalerite-galena-pyrite; 18-19 – Exhalative ores: 18 – Sandy barite; 19 – Massive sulfide ore.

Stratigraphically higher a tuff horizon (thickness about 70 m) is exposed. It contains rare interlayers of pisolitic tuffs (mainly at the dome top), as well as a tuffconglomerate-tuffbreccia layer (thickness = 20 m, extent = 130 m).

In the southern part of the deposit there is a rhyodacitic extrusive body. Its effusive “tongue” overlays the tuff horizon and has in its sole a flow autobreccia. An interlayer of fine-grained tuff is distinguished within this body implying a short pause in the extrusion process.

The deposit is capped by an ignimbrite cover (thickness about 90 m) of rhyodacitic composition, which overlies rocks of different stratigraphic levels. The ignimbrite is ore-free, but contains scarce xenoliths of silica-rich lenses (Gugushvili and Omiadze, 1988).

Beneath the Madneuli deposit, at 800-900 m distances from the present day surface, there is an intrusive body of granodiorite-porphry and quartz-diorite-porphry compositions (Kekelia et al., 1993). Its K-Ar dating yields synvolcanic ages of 88 Ma (Gugushvili and Omiadze, 1988).

At the Madneuli deposit there are following three structural-morphological types of ore bodies: vein-disseminated, breccia and massive stratiform (Fig. 2). The first two are confined to lower and upper silica-rich bodies, as well as partly to breccia-conglomerate apron. Vein-disseminated and breccia ores in the lower silica-rich body show the yellow ore mineralogy (chalcopyrite-pyrite-quartz), while in the upper silica-rich body that of black ore (barite-sphalerite-galena-pyrite). Downward in the former, pyrite prevails, and in its southern periphery chalcopyrite-sphalerite dominate. The upper part of

the chalcopyrite-pyrite-quartz zone is oxidized. The black ore stockwork in the upper silica-rich lens also shows a mineralogical zoning from chalcopyrite-sphalerite-rich zone at the base to the both barite and barite-sphalerite-galena-pyrite-rich zones at the top. Lengths of individual veins reach up to 5m, and thickness  $\leq 35$ cm. At upper levels of vein-disseminated mineralization, the silica-rich host is brecciated and cemented with ores of distinct compositions to form the breccia bodies of pipe-like morphology. They are thought to be of phreatic origin (Gugushvili and Omiadze, 1988). The both vein-disseminated and breccia ores are gold-bearing, but the thread veinlets of bluish-greyish quartz in silica-rich lenses account for the major part of the gold mineralization. The gold is present mainly as electrum and native metal and often is associated with sulfobismuthites and tellurides (Geleishvili, 1989; 1990). Most of the stratiform ore bodies are small in size (length 2-3m, thickness up to 1m) and are hosted by distinct levels of tuff horizon. They chiefly have the black ore composition and show the vertical intra-body zoning, from pyrite-sphalerite base to enriched in barite top and are interpreted to have formed through direct precipitation of massive sulfides on the paleosea floor (Magalashvili, 1991). A stratiform packet of barite sand (thickness=15m, extent about 80m) containing a solid barite lens (thickness=2m, extent=4m) appears to have also formed in this way. The packet is situated immediately above the upper lens and adjacent to the largest (up to 2m thick and up to 10m long) barite-polymetallic stratiform body. Both baritic and barite-polymetallic bodies are underlain by a feeder system of vein-disseminated and breccia ores of the same compositions.

The mineralogical zoning of vein-disseminated and breccia ores also reflects a strong vertical gradient in homogenization temperature (in quartz, anhydrite, sphalerite, barite, fluorite, gypsum) from chalcopyrite-pyrite-quartz zone (280-345°C), to chalcopyrite-sphalerite-rich zone (255-295°C), to barite-polymetallic zone (160-280°C), and to baritic zone (60-180°C) (Arevadze et al., 1983).

### **Proposed model**

The history of formation of the Madneuli deposit can be described in the following six steps.

The first step commenced with the deposition of fine-grained pyroclastic sediments sourced from remote volcano in the shallow water environment. Simultaneously with this sedimentation a felsic magma was intruded beneath the seafloor. A thermal anomaly around this intrusive initiated the upflow hydrothermal system focused by a northeast trending fault. The front of this system expanded gradually as it neared the sea floor to form the funnel-shaped silica-rich body (the lower lens) (Fig. 3). Structure of the deposit suggests that the upper surface of this body was elevated as a local mound. Its formation appears to be substantially a process of extensive replacement of host tuffs beneath the seafloor, but some amorphous cherts may have accumulated on (or at) the seafloor by mixing of hydrothermal fluids with cold seawater mostly within unconsolidated pyroclastic sediments (Migineishvili, 2000). These sediments could provide a large surface area, which, as it is known from experiments concerning the kinetics of silica precipitation (Rimstidt and Barnes, 1980), is necessary for silica nucleation. A similar mechanism was suggested for formation of Kuroko's ferruginous chert layers (Ohmoto, 1996). The uppermost part of the quartz-opal zone of the lower lens seems to be a result of a later recrystallization of the chert.

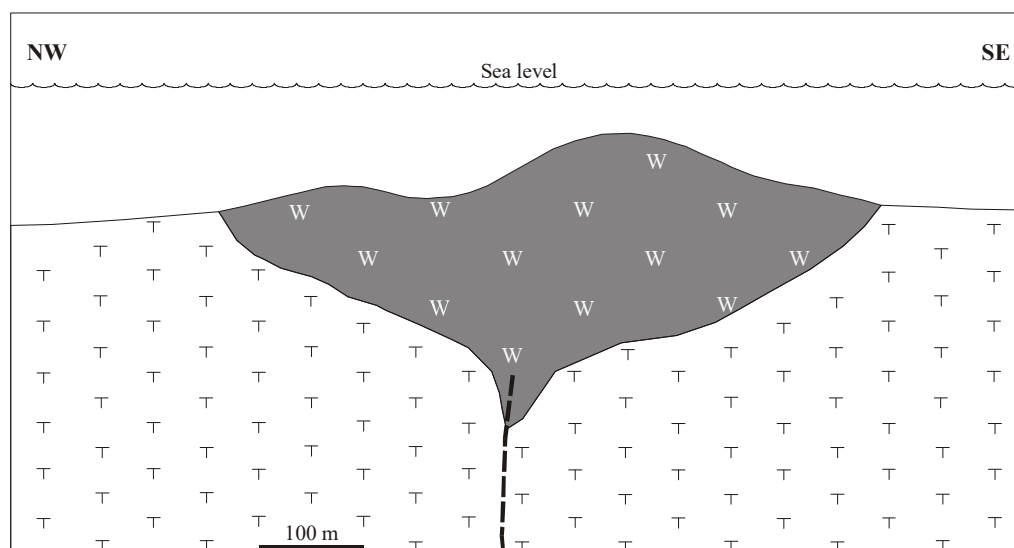


Fig. 3. The first step of model. Symbols as for Fig. 2.

The first phase of the local uplift of the paleosea floor is a major event of the second step. It may have been governed from dynamic influence of the felsic intrusion. Doming magma presumably was controlled by the northeast trending fault noted above. As a result of the uplift, the top of the funnel-shaped body emerged above the sea level and experienced an intensive erosion to yield the breccia-conglomerate apron overlying the lower lens (Fig. 4). These processes were accompanied by a weak explosive activity of the remote volcano to form the some thin interlayers of tuffs within the apron.

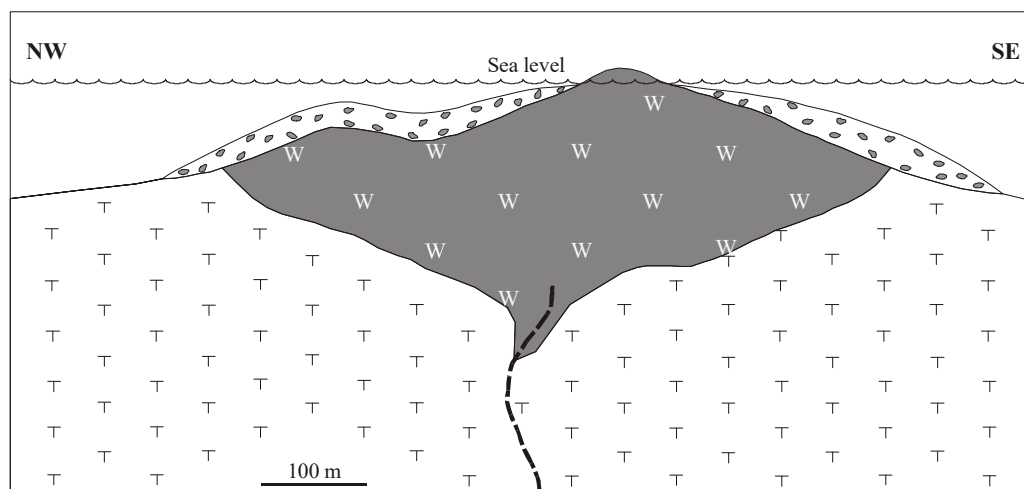


Fig. 4. The second step of model. Symbols as for Fig. 2.

The third step implies the subsidence of the territory in question, as well as an intensification of the explosive activity of remote volcano. A possible cause of this subsidence could be a compaction of the intrusive body because of its crystallization, loss of volatile constituents, etc. Due to differentiated movements in the northwestern part of the Madneuli deposit, formation of a local depression is supposed (Fig. 5). Unconsolidated pyroclastic sediments, deposited on the rugged seafloor, moved downward by gravity slumping to form subaqueous pyroclastic flows directed from submerged elevations to comparatively deep water parts of the sea floor. The alternation of pelitic and psammitic thin layers of tephroides were deposited from the pyroclastic flows. The thickening of this alternation from the Madneuli dome top to its periphery is a reflection of this redeposition.

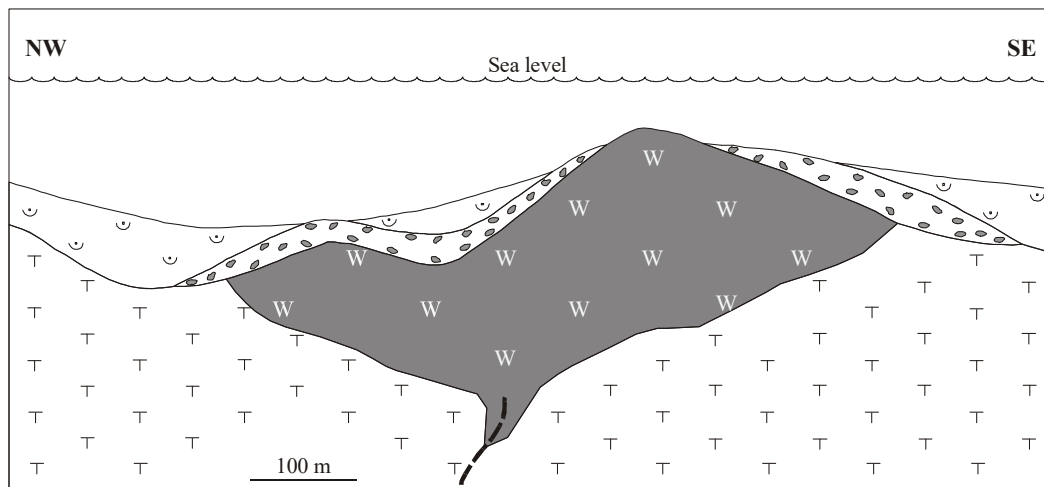


Fig. 5. The third step of model. Symbols as for Fig. 2.

During the fourth step, the sedimentation of tephroides continued and synchronously with it a functioning of the silica-bearing hydrothermal system recommenced (Fig. 6). The latter resulted in silicification of some part of conglomerate-breccia apron (mostly in the northwestern part of deposit). Presumably, this system vented onto the bottom of synclinal depression. Synchronously with the venting, the subaqueous pyroclastic flows deposited new portions of unconsolidated pyroclastic sediments into this depression to provide the necessary surface area for silica nucleation. Mixing of hydrothermal fluids with cold seawater within these sediments may have resulted in formation of a chert body. The silica-rich upper lens appears to have formed through a later recrystallization of this chert. Since the both tephroid sedimentation and chert formation occurred synchronously, the upper lens base is concordant with the bedding of underlying rocks.

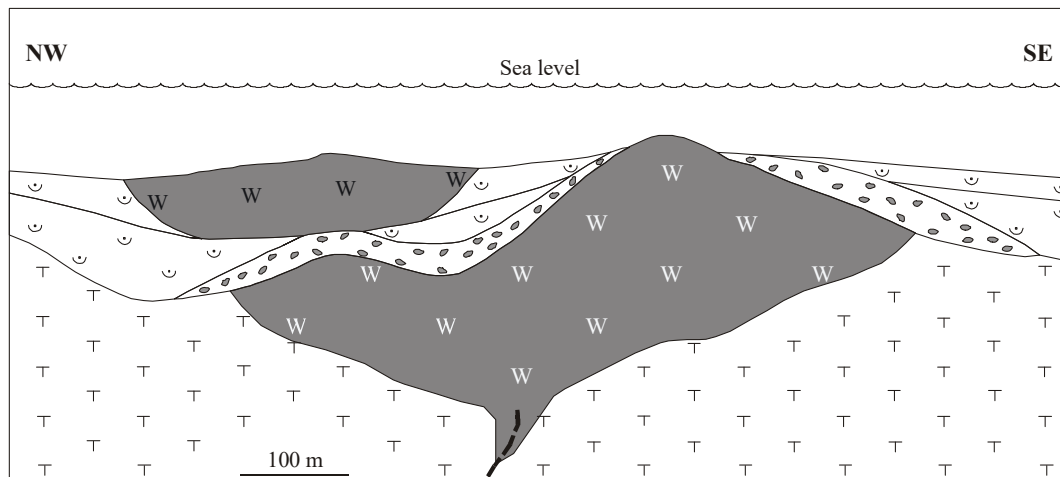


Fig. 6. The fourth step of model. Symbols as for Fig. 2.

The fifth step includes the following two processes: reshallowing of ambient sea water and commencement of the ore formation. The reshallowing occurred due to beginning of a new tendency of uplift, as well as due to the pyroclastic sedimentation. Around the dome top, the seafloor presumably elevated up to the sea level (Fig. 7) and in response to small fluctuations in the uplift process, it may have emerged/submerged intermittently. These fluctuations are likely responsible for formation of the interlayers of pisolitic tuffs, as well as the tuffconglomerate-tuffbreccia layer. Hydrothermal system of Madneuli remained to be opened to overlying water column, but its physical-chemical properties changed to become ore-bearing. The major part of the commercial ore mineralization was precipitated beneath the paleoseafloor in silica-rich rocks, whereas a limited discharge of fluids onto the floor led to formation of the comparatively small-scale stratiform ore bodies occupying the distinct levels of the coeval tuff horizon. Following two factors may account for such style of localization: (i) As silica-rich assemblages are the most brittle amongst the footwall rocks of the deposit (Geleishvili, 1990), they

responded to local stress field with formation of an extensive fracture zones, whereas pyroclastic rocks deformed in a plastic manner; (ii) A destabilization of physical-chemical equilibrium and boiling of the ore-bearing hydrothermal system mostly occurred beneath, rather than above the seafloor. A comparatively low hydrostatic pressure of the overlying shallow water column could not have prevented the fluid boiling. An intensive phase separation process presumably took place within intensively fractured footwall rocks and what is important, in immediate proximity to the seafloor, where a drop in lithostatic pressure of host rocks must have been essential. A momentary release of gases may have determined some impulses of local explosions to form the breccia ore bodies. Phase-separated fluids cannot transport significant quantities of metals (Butterfield et al., 1990). So, only small portions of depleted in dissolved metals fluids could sporadically discharge onto the seafloor to precipitate the small barite-polymetallic stratiform bodies.

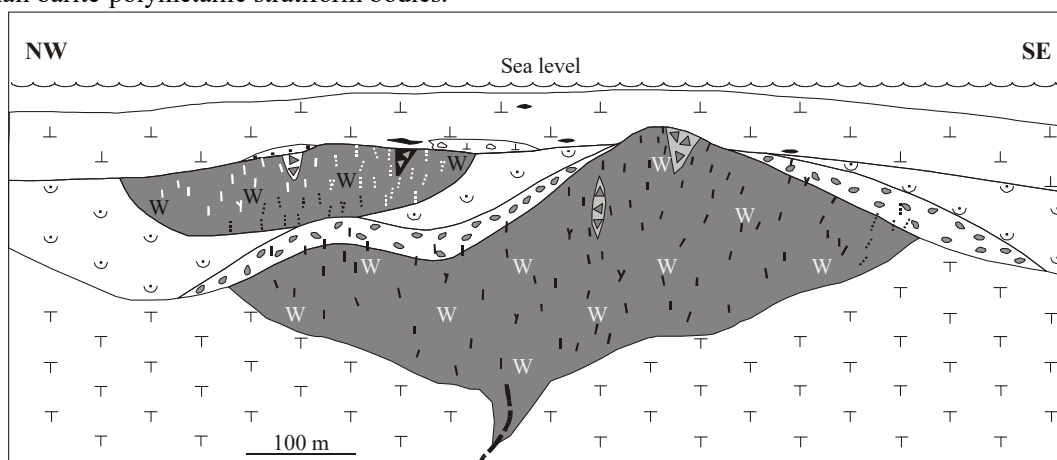


Fig.7. The fifth step of model. Symbols as for Fig. 2.

The fig. 2 demonstrates the sixth step of the proposed model. An intensification of the above noted uplift tendency led the whole deposit to subaerial condition (the second phase of uplift). This step represents the peak stage of deformation forming the dome structure of deposit occurred under the influence of ascending felsic magma. Finally, this magma breached the overlying rocks to form the extrusive body and the ignimbrite cover. The subaerial conditions stimulated an intensive erosion and dissection of paleorelief, what is reflected in a rugged morphology of the base of ignimbrite cover. Functioning of hydrothermal system terminated (or almost terminated) in the beginning of this step.

### Discussion and conclusion

Lithofacies architecture of the Madneuli deposit shows some intermittent phases of local uplifts and subsidence occurred in relatively shallow water setting (<200 m) to form its dome structure. If the sea had been deeper, then the two uplift episodes in geologically rather short time of the Madneuli deposit would not have resulted in subaerial conditions. The oscillation amplitude is thus in keeping with the defined limit of the water depth. These movements took place during and after non-ore and ore mineralization, and may have been governed by a dynamic influence from synvolcanic high-level chamber of felsic magma situated beneath the deposit. In this respect some analogies we can find with the Kuroko deposits, through a detailed structural investigations of which, Hashiguchi (1983) suggested that the dome-forming extrusion of rhyolite occurred during and after ore mineralization. In the post-ore period, the chamber presumably became a parental mass for rhyodacitic extrusion and for ignimbrites.

Hydrothermal system responsible for the Madneuli deposit was opened to the overlying sea column. It produced mineralization both beneath and above the paleoseafloor. Physical-chemical properties of the system changed in the course of time. In the beginning of its activity, the two events of silica-rich mineralization are identified. They imply the subfloor replacement process, as well as formation of amorphous chert immediately at the seafloor to be recrystallized later. Towards the end of its activity, the hydrothermal system became ore-bearing to form both the footwall epigenetic and the exhalative syngenetic ore mineralization. The former predominates over the latter in sizes. In this respect, the Madneuli deposit contrasts with its deep water counterparts - ordinary volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits formed in deep water setting characterized by large stratiform bodies of syngenetic

netic origin. The high hydrostatic pressure preventing the fluid boiling is known as an important factor to form large massive sulfide stratiform bodies of the VMS Deposits (Herzig and Hannington, 1995; Ohmoto, 1996). But, in case of Madneuli, ambient shallow water column could not prevent boiling of the hydrothermal system close to the seafloor. A limited discharge of phase separated and depleted in dissolved metals fluids onto the seafloor led to formation only of the small exhalative bodies. The explosion impulses forming the breccia ore bodies we should probably identify as hydrothermal explosions, rather than the phreatic ones.

**Acknowledgments** The author's work was supported by joint INTAS-GEORGIA project 1416.

### References

- Arevadze D.V., Gogishvili V.G., Yaroshevich V.Z. (1983). Geology and genesis of Madneuli copper-barite-polymetallic deposit (Southern Georgia) // *Geol. Ore. Deposit.* 6. P. 10-23. (in Russian).
- Bachaldin V.I., Tvalchrelidze G.A. (1963). Some regularities of formation and distribution of ore deposits in volcanogenic rocks (Southern Georgia) // *Proc. Inst. Higher Education, Geol. prospecting.* 1. P. 61-72. (in Russian).
- Butterfield D.A., Massoth G.J., McDuff R.E., Lupton J.E., Lilley M.D. (1990). Geochemistry of hydrothermal fluids from Axial Seamount hydrothermal emissions study vent field, Juan de Fuca Ridge: seafloor boiling and subsequent fluid-rock interaction // *J. Geophys. Res.* 95. P. 12895-12921.
- Geleishvili V.I. (1989). Native gold of Southern Georgia // *Bull. Acad. Sci. Georgian SSR.* 136(3). P. 605-608. (in Russian).
- Geleishvili V.I. (1990). Gold mineralization of Georgia, Unpublished dissertation for Doctor's degree, Tbilisi. 394 p.
- Gogishvili V.G., Guniava V.D., Ratman I.P., Gogishvili T.Sh. (1976). Post Eocene ore formation of Transcaucasus // *Proc. Acad. Sci. USSR, Geol. Ser.* 11. P. 99-115. (in Russian).
- Gogishvili V.G. (1980). Metasomatic zoning of the copper-pyrite deposits of the Lesser Caucasus. // *Soviet Geol.* 4. P. 86-98. (in Russian).
- Gugushvili V.I., Omiadze G.I. (1988). Ignimbrite volcanism and ore mineralization (Bolnisi Ore District, the Lesser Caucasus) // *Geol. Ore Deposits.* 2. P. 105-109. (in Russian).
- Hashiguchi H. (1983). Penecontemporaneous deformation of Kuroko ore at the Kosaka mine, Akita, Japan // *Econ. Geol. Monogr.* 5. P. 167-183.
- Herzig P.M., Hannington M.D. (1995). Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor // *Ore Geol. Rev.* 10. P. 95-115.
- Kekelia S.A., Ambokadze A.H., Ratman I.P. (1993). Volcanogenic deposits of base metals of paleo-island arc structures and method of their prediction. Metsniereba, Tbilisi. 96 p. (in Russian).
- Magalashvili A.G. (1991). Hydrothermal-sedimentary ores of the Madneuli deposit // *Bull. Acad. Sci. Georgian SSR.* 142(2). P. 353-356. (in Russian).
- Malinovsky E.P., Sokolov A.L., Lezhepiokov L.G. (1987). Structural-geological conditions and stages of formation of Madneuli copper-barite-polymetallic deposit (Lesser Caucasus) // *Geol. Ore Deposits.* 4. P. 44-57. (in Russian).
- Migineishvili R. (2000). Formation of a volcanic-hosted massive sulfide deposit in a shallow water setting: the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia. // *Volcanic environments and massive sulfide deposits. CODES Special Publication 3; Intern. Conf. Tasmania, Australia, 16-19 November 2000.* P. 123-125.
- Nazarov Y.I. (1966). Peculiarities of formation of copper pyrite formations of Southern Georgia. Nedra, Moscow 227 p. (in Russian).
- Ohmoto H. (1996). Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective // *Ore Geol. Rev.* 10. P. 135-177.
- Rimstidt J.D., Barnes H.L. (1980). The kinetics of silica-water reactions // *Geochim. Cosmochim. Acta* 44. P. 1683-1699.
- Tkemaladze M.T. (1982). Structural-geological conditions of formation of copper and lead-zinc deposits of the Bolnisi Ore District (GSSR). Metsniereba, Tbilisi. 263 p. (in Russian).
- Yilmaz A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., Karabilykoglu M. (2000). Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)-eastern Pontides (Turkey) //

Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society, London, Special Publications. 173. P. 171-182.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АДЖАРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Н.А.Каджая

**Геологическая позиция медно-полиметаллической минерализации Аджарского рудного района. Н.А.Каджая.** Грузинский технический университет, ул. М.Костава, 77, 380075 Тбилиси.

На основе данных крупномасштабной съемки описаны структурно-геологические особенности площадей развития медно-полиметаллической минерализации Аджарского рудного района. Аргументированы блоковое строение этой территории (100 кв.км) и ведущая роль кулисообразной складчатости в локализации оруденения. В ареале такой складчатости, в нижних горизонтах вулканогенно-осадочных толщ, предполагается наличие тектонофациеса предопределенного расслоением и повышенной трещиноватостью. Это дает возможность прогнозирования прожилково-вкрапленного оруденения на определенных уровнях вулканогенно-осадочного покрытия субстрата.

*fzfhbc vflybfyb hfbjybc cgbkty-gjkbvtnfkehb vbythfkbpfwbbc utjkjubehb gjpbwbf. y.mf/fbf. cfmfhsdtkjc ntmybrehb eybdthcbntnb, v.rjcnfdfc m\ 77, 380075 s,bkbc.*

*vc[dbkvfcinf,bfyb futuvdbc vjyfwvt,pt lf'hlyj,bs fqothbkbkf fzfhbc vflybfyb hfbjybc cgbkty-gjkbvtnfkehb vbythfkbpfwbbc ufdhwtkk,bc fhtfkbc cnhemnehek-utjkjubehb sdbct,eht,t,b\ lfcf,est,ekbf fv nthbnjhbbc (100 r<sup>2</sup>) ,kjrehb fut,ekt,f lf rekbcehb lfyfjzt,bc ofv'dfyb hjkb ufvflyt,bc kjrfkbpfwbfib\ fv nbgbc lfyfjzt,bc fhtfkib= dekrfyjutyeh-lfyfktmb o't,t,bc mdtlf Jjhbpynt,ib= ydfhfeltdbf ufyihtdt,bsf lf byntycbehb lfyfghfkbfyt,bs ufygghj,t,ekb ntmnyj-afwbtc bc fhct,j,\ tc rb ce,cnhfnbc dekrfyjutyeh-lfyfktmb cfafhbc ufhrdtek llytt,pt ·fhqdek xfyfobyorkb ufvflyt,bc ghjuypbht,bc cfiefkt,fc b·ktdf\*

**Geological position of the copper-polymetallic mineralization of Adjara ore region. N.Kadjaja.** Georgian Technical University, Kostava str., 77, Tbilisi 380071.

The peculiar geological structure of the copper-polymetallic mineralization area of Adjara ore region is described on the basis of the large-scale survey. Blok-wise structure and the main role of echelon-like folding of the ore localization territory (100 sq.km) is proved. In the area of such folding, in the lower levels of the volcanogenic-sedimentary layer the presence of the tectonofacies predetermined by stratification and intensive fissure is assumed. And this allows to forecast the stockwerk mineralization in the volcanogenic-sedimentary levels of the substrate cover.

Медно-полиметаллическое оруденение Аджарского рудного района известно с девяностых годов девятнадцатого века. Несмотря на это его практическое значение до сегодняшнего дня не установлено. Проводимая в начале двадцатого века и в конце тридцатых годов добыча медной руды носила “пиратский” характер. В сороковых годах началась детальная разведка месторождений Мерисского рудного узла. Она велась на верхних горизонтах без предварительного установления генетических и структурно-морфологических особенностей локализации оруденения. Результат такого подхода к проблеме был соответствующим – запасы условной меди всех разведанных рудных жил не превысили 100000т. Для богатого природными ресурсами Советского Союза такое месторождение не имело практического значения. Для независимой Грузии жизненно необходима переоценка таких “бросовых” участков в масштабе маленькой страны. Тем более, что по нашему глубокому убеждению, дело изучения медно-полиметаллической минерализации Мерисского рудного узла не доведено до конца. Экспедиция кафедры геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Грузинского технического университета (бывший ГПИ), на хоздоговорной основе с Управлением геологии, в 1965-1970гг. провела крупномасштабные геолого-съёмочные работы. Съёмка велась на площадях развития медно-полиметаллической минерализации (Учамбо, Оболю-Канлыккая, Вараза, Верхняя и Нижняя Цхалбоке-ла, Верхнала, Велибури и Вайо – 1:2000, 9 км<sup>2</sup>) и примыкающей территории (1: 100000, 90 км<sup>2</sup>) Детальный анализ полученных данных показал, что основным фактором локализации медно-полиметаллического оруденения является тектоника.



Объект наших исследований представляет собой площадь, заключенную между басс. рр. Тбети и Лоднари. Территория сложена вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена, которые по литологическим признакам делятся на три свиты (рис.1,3):

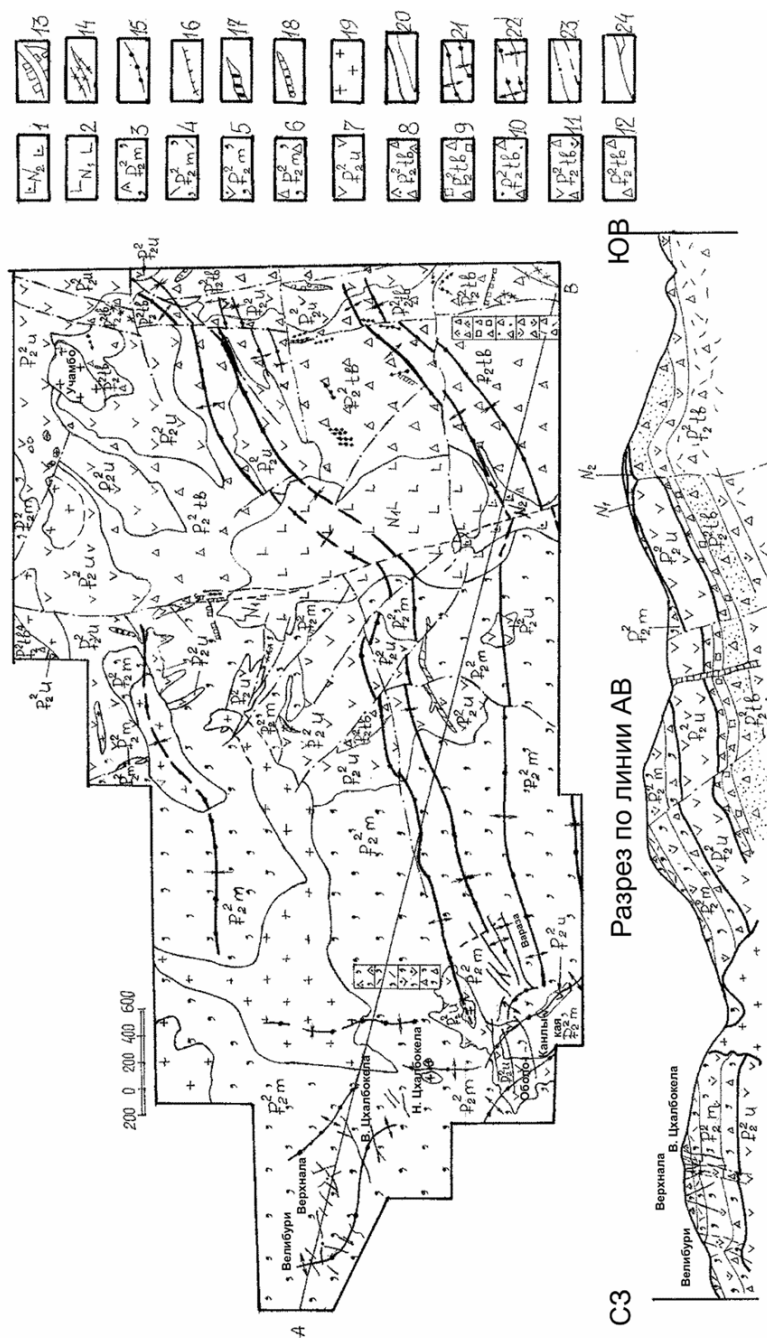


Рис. 1. Структурно-литологическая схематическая карта верховьев рр. Тбети и Мериси

1,2 - молодые лавы; 3-6 - Мерисская свита; 7 -Учамбойская свита; 8-12 -Тбетская свита; 13-18 - дайковые тела; 19 - интрузивные тела; 20 - геологические границы свит и пачек; 21 - оси складок III и более низких порядков; 22 - предполагаемые оси складок; 23 - разломы (зафиксированные и предполагаемые); 24 - кварц-сульфидные жилы

**1.Тбетская свита измененных порфиров и их пирокластолитов** с неполной мощностью 900 м. Эти породы обнажаются в восточной части территории и в басс. р.Тбети. Свита подразделяется на 5 пачек.

**2. Учамбойская свита роговообманковых порфиров и их туфов** мощностью 500-600 м. Они обнажаются на обоих берегах р.Тбети, в окрестностях сс.Цаблана, Учамбо и Намнастреви и на западном склоне плато Гома-Цинавела. В пределах Мерисского рудного узла в ущ. рр. Лоднара, Оболю и Канлыкя зафиксированы верхние горизонты свиты.

**3. Мерисская свита пироксеновых андезитов, базальтов и их пирокластолитов** с неполной мощностью 900 м. В свите по литологическим признакам выделены 4 пачки, что дает воз-

возможность установления уровня эрозионного среза отдельных месторождений Мерисского рудного узла. Именно в породах этой свиты и развиты кварц-медно-полиметаллические жилы Мериси.

Исследуемая территория расположена в пологом южном крыле Аджарисцкальской асимметричной синклинали. Территория имеет блоковое строение и интенсивно нарушена складчатыми и разрывными дислокациями. Блоковое строение обусловлено наличием четырех скрытых глубинных разломов. Один из них имеет близширотную ориентацию и проходит по параллели с.Мериси, три остальные имеют близмеридиональное простирание и проходят по ущ. рр.Тбети и Лоднара, а также по плато Гома-Цинавела. На наличие всех этих глубинных разломов указывает ориентация выходящих на поверхности сблизженных разломов и интенсивной трещиноватости, пространственное распределение дайковых полей и выходов интрузивных тел, расположение молодых вулканических аппаратов Гома-Цинавела и стык диаметрально разноориентированных складчатых структур (см. рис.1). Блоковым же строением предопределено наличие этих двух отличающихся друг от друга морфогенетических типов складчатости. Первая развита в блоке, расположенном между глубинными разломами Тбети и Лоднара. Эти линейные складки III порядка длиной 12-14 км имеют близширотное простирание. Они погружаются в сторону периферий и разветвляясь выклиниваются. С востока, за пределами исследуемой территории, с этим блоком граничит Дгванская антиклиналь близмеридиональной ориентации. С западной стороны, в западном блоке Лоднарского глубинного разлома развито правостороннее кулисообразное сооружение. Этот сложный структурный элемент состоит из двух эллиптических кулис; первая – Велибурская и вторая –Оболо-Канлыккая-Лоднарская. В пределах Велибурской кулисы развиты жильные месторождения Сатевзийского рудного поля Мерисского рудного узла: Верхняя и Нижняя Цкалбокела, Верхнала и Велибури. Ко второй кулисе пространственно приурочены медно-полиметаллические месторождения Лоднарского рудного поля: Вараса и Оболо-Канлыккая. Ось кулисообразной складчатости имеет юго-восточную ( $140^0$ ) ориентацию, длина ее более 7 км.

Механизм образования Мерисской кулисообразной складчатости полностью соответствует теоретическим основам происхождения таких структурных элементов (Кемпбелл, 1964). Тот факт, что близширотная линейная складчатость развита на территории, ограниченной скрытыми глубинными разломами Тбети и Лоднара, указывает на южное смещение фундамента этого блока. Такое направление движения подтверждается северным смещением Акавретского выхода интрузии по отношению к Мерисской, расположенной в восточном блоке разделяющего их Лоднарского глубинного разлома. Сдвиговое перемещение восточного блока Лоднарского глубинного разлома на ЮЗ  $190^0$  вызвало образование активной силы  $F$  той же ориентации и компенсирующего усилия  $F^1$  (рис.2).

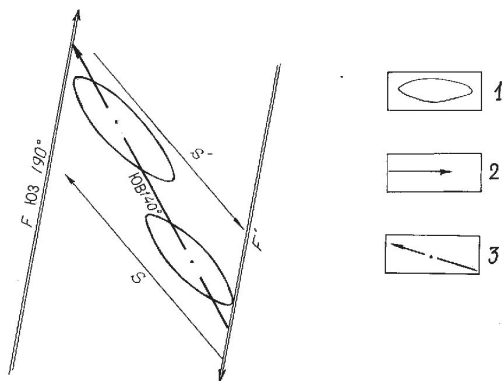


Рис.2. Механизм образования Мерисской кулисообразной складчатости

- 1 - кулиса сложной складчатости;
- 2 - ориентация индуцированных усилий;
- 3 - ориентация кулисообразной складчатости.
- $F$  - активная действующая сила;
- $F^1$  - компенсирующее напряжение;
- $S, S^1$  - индуцированные усилия

Последнее имеет противоположное направление и обусловлено сопротивлением к смещению западной неподвижной части не прорванных разломом покровных пород. Эти  $F$  и  $F^1$  противоположно ориентированные усилия вызывают складкообразование в не прорванном вулканогенно-осадочном чехле субстрата, которому сопротивляется сцепление между отдельными слоями покрова, а также чехла с субстратом. Образуются индуцированные  $S - S^1$  усилия, ориентированные под углом  $40-45^0$  по отношению к основной активной силе  $F$ . Под воздействием  $S - S^1$  усилий происходит некоторый разворот зародившихся складок и их преобразование в короткие кулисообразные складки.

В медно-полиметаллической минерализации ведущую роль играет интрузивный магматизм. На исследованной территории зафиксированы около двух десятков выходов малых интрузивных тел. Их состав меняется от габбро до гранитного, но основная часть представлена сиенит-диоритами. По М.М.Рубинштейну их абсолютный возраст  $38 \pm 3$  млн.лет, что соответствует концу среднего эоцена. Выходы интрузивных тел в пределах Мерисского глубинного разлома расположены цепочкой, в основном в близширотном направлении. На их форму и пространственное расположение влияют также глубинные разломы близмеридиональной ориентации. Это указывает на более молодой возраст интрузивного магматизма.

В изучении истории геологического развития исследованной территории особую роль играют дайковые тела различного состава и возраста. Среди изученных десятков тел по возрастному соотношению можно выделить (от древнего к молодым): трахиты, порфириды, трахиандезиты, трахибазальты, андезиты, базальты и тешениты. Эти субвулканические жильные тела, в пределах развития глубинных разломов, образуют дайковые поля, что упрощает установление возрастных соотношений между дайками различного состава. Здесь же надо отметить, что андезитовые дайки часто секутся медно-полиметаллическими жилами или экранируют их (Оболо-Канлыкая, Цкалбокела).

На плато Гома-Цинавели сохранились остатки неогеновых лавовых брекчий. Они под угловым несогласием налегают на измененные среднеэоценовые породы. Среди них по составу и макроскопическим особенностям выделяются серые базальты, т.н. "Лавы Цинавела" и несогласно налегающие на них красноватые трахиандезиты, т.н. "Лавы Гома". С неогеновым вулканизмом пространственно увязывается алунитизация эоценовых пород.

В Аджарском рудном районе медно-полиметаллическая минерализация представлена тремя структурно-морфологическими разновидностями (Джапаридзе, Каджая, 1971): медно-полиметаллические жильные тела (Мерисский рудный узел), прожилково-вкрапленное оруденение (Учамбо) и мощная зона гидротермально измененных пород (Вайо).

На территории Мерисского рудного узла с различной детальностью изучены 40 кварц-медно-полиметаллических жил. Их длина колеблется от первых сотен до 1200м, мощность 0,1-3,8 м. Структурный и геологический анализ 6000 замеров трещинной тектоники показал, что локализация рудных тел происходит в сопряженных с основными тектоническими элементами трещинах. Приоткрывание и минерализация определенной части этих трещин произошло в местах локальной смены ориентации тектонических напряжений. Она была вызвана сдвиговым смещением блоков субстрата вдоль Лоднарского глубинного разлома и кулисообразной складчатостью. В жилах основными рудными минералами являются: халькопирит, пирит, сфалерит и галенит; жильными - кварц, кальцит, анкерит и барит. На территории Учамбо и в скважинах 34 и 35 месторождения Оболо-Канлыкая встречаются эпидот, магнетит и гематит. Медно-полиметаллическая минерализация пространственно увязывается с интрузивным магматизмом, создавая некий ореол вокруг выходов интрузивных тел. Наблюдается как вертикальная, так и горизонтальная зональность распространения минеральных ассоциаций (Саркисян, 1957). Зональность проявляется как в протяженных рудных телах, так и в Мерисском рудном узле и рудных полях. Так, на площади месторождения Оболо-Канлыкая обнажаются верхи Учамбойской и нижние горизонты Мерисской свит. В 400м от месторождения обнажаются сиенит-диоритовые интрузивные тела, а заданные на северо-восточной окраине месторождения скважин 34 и 35 пересекали массивное колчеданное оруденение и языки интрузивного образования. На этом же месторождении развиты самые длинные (1200 м) и мощные (3,8 м) жилы. Эрозионный срез оруденения составляет 400 м. В нижних горизонтах контакт жил с вмещающими породами не четкий и жильный кварц серый и скрытокристаллический. Выше зальбанды четкие и оглиненные, кварц молочный и кристаллический, а еще выше он дает жеоды. Отсюда можно заключить, что на месторождении Оболо-Канлыкая эрозией вскрыты самые нижние и средние уровни рудных жил (рис.3). В них основными рудными минералами являются пирит и халькопирит. К западу роль сфалерита и галенита, равно как и кальцита и анкерита, сравнительно возрастает. Месторождения Вараза и Велибури развиты в породах нижнего и среднего горизонтов Мерисской свиты. В нижнем эрозионном уровне Вараза жилы имеют медно-полиметаллический состав, а в верхних пачках (восточная часть) сфалерит становится ведущим рудным минералом. Что касается Велибури, он максимально удален от выхода Цкалбокелинского интрузивного тела и расположен на площади северо-западного окончания кулисообразной складчатости. Поэтому, несмотря на их стратиграфический уровень, жилы здесь короткие (300м) и мощность их не превышает 2 м. Воз-

растает роль карбонатных жильных минералов. Рудные жилы Цхалбокела и Верхнала развиты в среднем и верхнем горизонтах Мерисской свиты. Из них Нижняя Цхалбокела расположена ближе всех к интрузивному телу (рис.1) и поэтому так же, как и месторождение Верхнала, характеризуется медно-полиметаллическим оруденением. Длина жил 600-800 м, мощность –2,0 м.

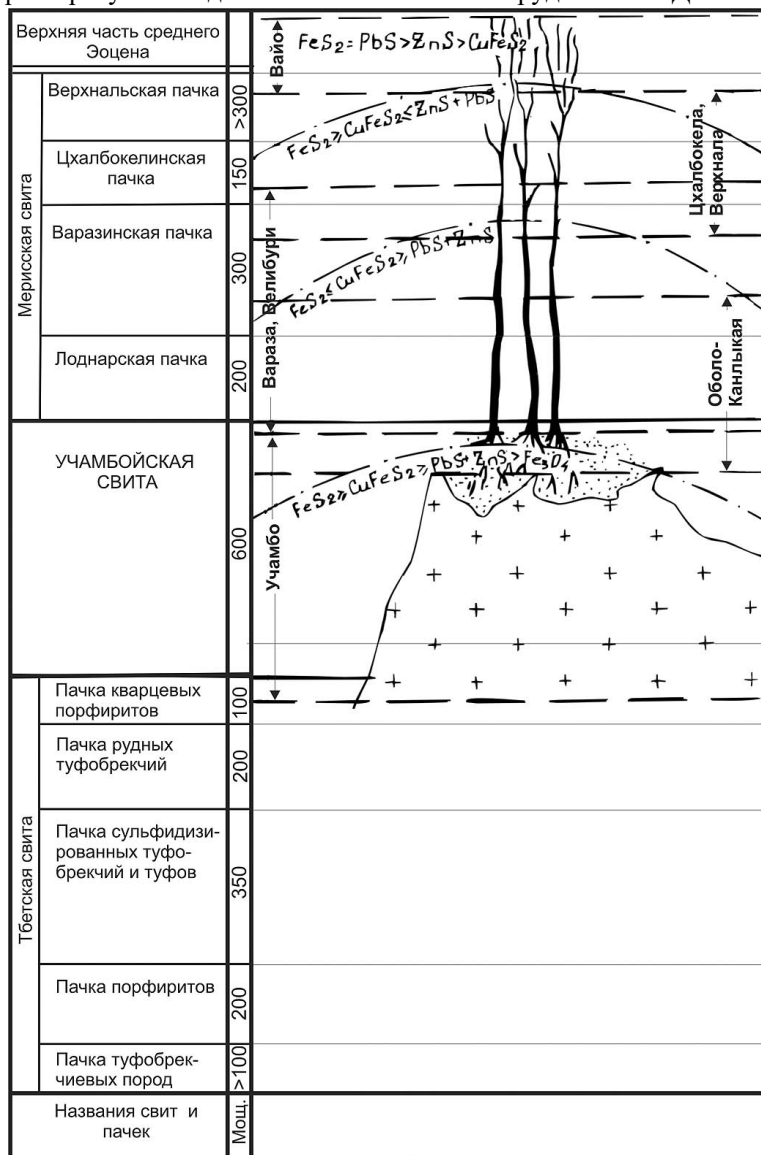


Рис.3. Обобщающая схема морфогенетической зональности медно-полиметаллической минерализации Аджарского рудного района.  
 1 - прожилково-вкрапленное оруденение; 2 - медно-полиметаллические жилы; 3 - мощная минерализованная зона дробления; 4 - границы между свитами; 5 - границы между пачками; 6 - границы эрозионного среза месторождений; 7 - границы распространения минеральных ассоциаций

В жилах же Верхней Цхалбокелы встречаются линзы массивного сфалерита размерами 0,4x0,2 м. Что касается Учамбо и Вайо, то эти рудопроявления расположены вне площади Мерисского рудного узла. На территории Учамбо оруденены породы учамбойской порфиритовой свиты. Минерализованы экзо- и частично эндоконтактные зоны интрузивного тела. Оруденение прожилково-вкрапленное (порфиритовое?). Рудными минералами являются халькопирит и пирит. Встречаются борнит, сфалерит и галенит, редко магнетит и молибден. Жильные минералы - кварц и нередко эпидот. В Вайо оруденены самые верхние горизонты среднего эоцена. Минерализована гидротермально сильно измененная мощная зона трещиноватости. В этой зоне встречаются кварц-карбонатные жилы и линзы незначительных размеров с выделениями барита. Рудная минерализация слабая и представлена пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциацией.

Медно-полиметаллическое оруденение Мерисского рудного узла характеризуется весьма сложным и разнообразным составом. Оно представлено разделенной тектоническими подвижками четырьмя парагенетическими минеральными ассоциациями одного этапа: 1 - кварц-пирито-

вая; 2 - кварц-пирит-халькопиритовая; 3 - кварц-халькопирит-сфалерит-галенитовая и 4 - кварц-карбонатная.

Известно, что зарожденные на значительных глубинах трещины имеют значительную протяженность и четкие зальбанды (Крейтер, 1956). Вверх и на глубине эти трещины или “ножеобразно” выклиниваются, или постепенно переходят в зону трещиноватости (Скотт, 1964; Тернор, 1964). Сопоставляя все вышесказанное можно прийти к заключению, что рассмотренные выше месторождения и рудопоявления представляют собой разные эрозионные уровни одной и той же минерализации (Каджая, 1997). Принимая во внимание вышеописанные закономерности распределения медно-полиметаллической минерализации на территории Аджарского рудного района получаем четкую картину морфогенетической зональности оруденения (рис.3).

На исследуемой территории эрозией обнажены только лишь образования верхнего яруса среднего структурного этажа Аджаро-Триалетии. Поэтому говорить о породах нижнего яруса можно лишь по аналогии с соседними районами. На основе анализа имеющихся данных и существующей литературы можно прийти к выводу, что Аджарский рудный район сформировался в результате длительного непрерывно-прерывистого рудообразовательного процесса. Этот процесс протекал, начиная с нижнего мела до плиоцена включительно, с осаждением мощных карбонатных, флишевых и вулканогенных пород, с интенсивной складчатостью, разрывными нарушениями и связанной с ними полезной минерализацией. Происходившие в этой тектонически активной зоне орогенные движения предопределили этапность и периодичность геологического развития. Условно можно выделить восемь этапов, из которых самым значительным, в деле рудообразования, является пятый – Оверзский. В это время происходит интенсивное складкообразование в палеоцен-среднеэоценовых флишевых и вулканогенных породах верхнего яруса среднего структурного этажа и развитие верхнемеловых ларамийских складок. Здесь же начинается блоковое развитие района, сдвиговое смещение блоков фундамента вдоль близмеридиональных глубинных разломов с образованием близширотных линейных складок III порядка в блоке между Тбетским и Лоднарским глубинными разломами. Такое смещение блоков субстрата в западном блоке Лоднарского скрытого глубинного разлома вызвало кулисообразное покровное складкообразование юго-восточной ( $140^{\circ}$ ) ориентации.

Покровная кулисообразная складчатость, чья ориентация диаметрально отличается от региональных структур, вызвала локальное изменение ориентации эллипсоида деформации, развитие зарожденных ранее трещин и образование новых систем трещиноватости. Стык двух морфогенетически отличающихся складчатых сооружений (линейных, близширотные складки Тбети-Лоднара и Мерисская кулисообразная складчатость), имеющих противоположные простирания, на определенных глубинах должен был обусловить расслаивание пород чехла и образование зон повышенной трещиноватости - тектонофациса (Паталаха, 1985). Те же тектонические усилия в верхних горизонтах предопределили приоткрывание образовавшихся ранее протяженных трещин. Внедрившаяся вдоль глубинных разломов магма обусловила формирование сиенит-диоритовых интрузий и андезитовых даек. Позже из основного магматического очага по тем же каналам просочились минерализованные гидротермальные растворы. Дойдя до приоткрытых протяженных трещин эти растворы образовали медно-полиметаллические жильные тела. Те же рудоносные гидротермы по пути к протяженным трещинам должны были пройти уже образовавшийся тектонофацис, который в силу своей текстуры являлся максимально благоприятным для разгрузки минерализованных растворов.

Исходя из вышесказанного, можно утверждать, что на определенной глубине, ниже жильного оруденения, вполне реально ожидать наличие прожилково-вкрапленного оруденения. С использованием имеющихся у нас материалов, нетрудно выделить три-четыре точки для бурения скважин глубиной 900-1600 м. Эти скважины подтвердят наличие значительного количества полезной минерализации, что предельно повышает практическое значение медно-полиметаллической минерализации Аджарского рудного района.

## Литература

- Джапаридзе М.Н., Каджая Н.А. (1971). Структурно-минералогические особенности рудных тел некоторых месторождений Аджарского рудного района //Тр. ГПИ. №8. С.84-91.
- Каджая Н.А. (1997) Роль структурного фактора в локализации оруденения и в распределении минерализации в пределах Мерисского рудного узла //Тр. ГТУ. №3(414). С.83-88 (на груз. яз.).

- Кемпбелл Дж.Д. (1964). Кулисообразная складчатость //Проблемы эндогенных месторождений. Вып.2. М.: Мир. С.685-717.
- Крейтер В.М. (1956). Структура рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат. 217 с.
- Паталаха Е.И. (1985). Учение о тектонофациесах – новый подход к структурно-тектоническому исследованию складчатых сооружений фанерозоя (на примере Казахстана) //Геотектоника. № 3. С.82-83.
- Саркисян С.Ш. (1957). К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Тбилиси: Медгиз.98 с.
- Скотт Д.Б. (1964). Структура рудных месторождений района Санта-Барбара, Чиуауа, Мексика // Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. С.324-376.
- Тернор Ф. (1964) Сравнительная характеристика главных рудных месторождений центральной Боливии //Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. С.197-323.

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГРАФИИ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ  
ЛОКСКОГО МАССИВА**

**Н.Г.Садрадзе**

**Некоторые вопросы петрографии среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород юго-западной периферии Локского массива. Н.Г.Садрадзе.** Тбилисский государственный университет, пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси.

В статье приводятся новые данные о петрографии эоценовых вулканогенно-осадочных образований юго-западной периферии Локского массива. Установлено наличие нормальных и субщелочных базальтов и андезибазальтов, андезитов и дацитов нормального ряда и их вертикальное и латеральное распространение. Высказаны предположения о палеогеографическом развитии эоценового вулканогенно-осадочного осадконакопления.

*kjmbc vfcdbbc cfv[hts-lfcdkehb gthbathbbc tjwtyehb dekrfujuty-lfyfkfmb ofhvjymvyt, bc gtnhjuhfabbc pjub cfrbs[b. y.cflhf.t. s, bkbcbc cf[tkvobaj eybdthcbntnb. b.zfdzdf.bc ufvp\= 1= 380028 s, bkbcb\*

*cnfnbfib vjwtekb f[fk b vjfwvt, b kjmbc vfcdbbc cfv[hts-lfcdkehb gthbathbbc tjwtyehb dekrfujuty-lfyfkfmb ofhvjymvyt, bc gtnhjuhfabbc itcf[t,. lflutybkb yjhvekb lf ce, nent hbubc , fpfknt, bc lf fyltpbn-, fpfknt, bc, yjhvekb hbubc fyltpbnt, bc lf lfwbnt, bc fhct, j, f, fctdt \_ vfsb kfnthfkehbf lf dthnbfkehbf ufdhwtk, f. ufjismvekb f vjcfpht, f tjwtyehb dekrfujuty-lfyfkfmb ctlbvtynfwbehb fepbc gfkjtjuhfabekb ufydbsfht, bc itcf[t,.*

**Some questions about the petrography of the Eocene volcanogenic-sedimentary formations of Loki massif. N.Sadradze.** Tbilisi State University, Chavchadze av., 1, 380028 Tbilisi.

There are shown in the article the new data about the petrography of the volcanogenic-sedimentary formations of the Loki massif. It is assumed representation of basalts and andesitebasalts of the normal and subalkalin series and andesites and dacites of the normal series, and also their lateral and vertical spreading. It is given an opinion about the development of the eocene volcanogenic-sedimentary basin.

В пределах Локского массива эоценовые вулканогенно-осадочные образования распространены, в основном, на его западной, северо-западной и юго-западной перифериях (рис. 1).



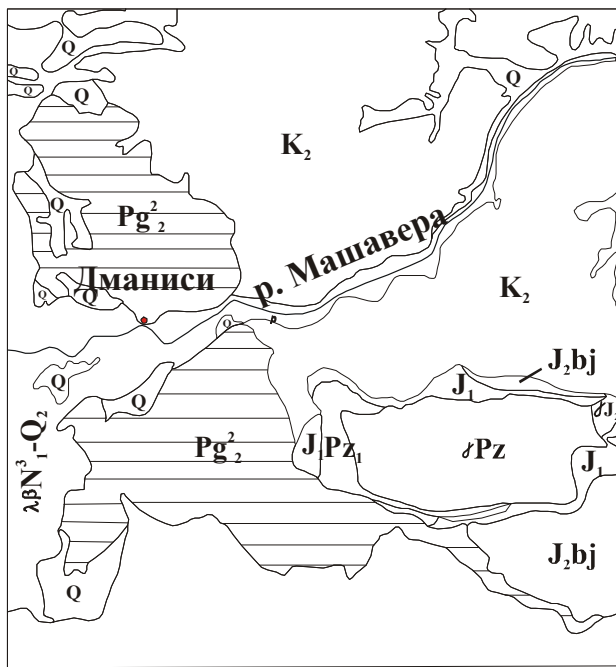
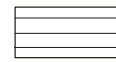


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западной периферии Локского массива (П.Гамкрелидзе; Ш.Джавахишвили; В. Зесашвили; Ш.Адамия и др.)

Q - четвертичные осадки;  $P_2^2$  - ср. эоцен;  $K_2$  - верх. мел;  $J_2bj$  - байос;  $J_1$  - лейас;  $\lambda\beta N_1^3 - Q_2$  - верх. миоцен - плейстоцен;  $\gamma J_2$  - ср. юра;  $\gamma Pz$  - палеозой



Исследованный район

О распространении эоценовых образований периферии Локского массива имеются обширные данные (Габуния, 1942; Микадзе, 1969; Маисадзе, 1980; Салуквадзе и др., 1985; Чихрадзе, Беридзе, 1958). Предыдущие исследователи (Габуния, П.Гамкрелидзе, 1942) в среднем эоцене выделяют следующие четыре литологические единицы. 1. Конгломераты и песчаники. 2. Нуммулитовые песчаники. 3. Песчанистые известняки. 4. Вулканогенная свита. Последняя по петрографическому составу разделена на две части; нижняя - андезиновые и верхняя - лабрадоровые порфириды (Комар, Высоцкий, 1946). Позднее в этих вулканогенах выделены две толщи: нижняя-основная и верхняя-кислая (Чихрадзе, Беридзе, 1985). Исследования последних лет (Салуквадзе и др., 1985) подтвердили разделение вулканогенного эоцена на две части, но под другими названиями – нижняя базальтовая и андезибазальтовая Джавахская свита ( $P_2^2 dz$ ) и верхняя андезидацитовая и липаритдацитовая – Мошеванская свита ( $P_2^2 ms$ ). Выяснилось, что в этой же тектонической зоне, под таким же названием ранее была выделена свита в нижнеюрских отложениях (региональная стратиграфическая схема 1985). Мы считаем целесообразным пользоваться этими названиями для эоцена.

Несмотря на детальные исследования рассматриваемой вулканогенной толщи ряд вопросов требовал уточнения и анализа большого фактического материала, что в свою очередь требовало дополнительных работ с применением новых методов. Необходимо было выяснение вопросов о некоторых полезных ископаемых, в частности о нахождении цеолитов в локских среднеэоценовых отложениях, так как промышленные цеолитовые месторождения известны в географически близко расположенных вулканогенно-осадочных меловых и эоценовых толщах восточной части Триалетского хребта (Схиртладзе, 1991). Следовательно, целесообразно более комплексное исследование эоценовых вулканогенно-осадочных образований Локского массива.

В первую очередь необходимо было составить детальный разрез эоценовых отложений на перифериях массива, чтобы показать мощность, площадь распространения и петрографическую своеобразность.

### Эоцен западной периферии массива

Эоценовые образования в основном расположены на западной периферии массива. Это басс. рр. Горасцкали, Мошевани, Сакирес Хеви. Здесь эоцен охватывает площадь  $144 \text{ км}^2$  (общая мощн. 660 м). В этих разрезах эоцен трансгрессивно залегает на нижнеюрских терригенных осадках. В ущ. р. Горасцкали он начинается базальной формацией, которая представлена слюдястыми песчаниками и конгломератами (мощн. 2-6 м). За конгломератами следуют изве-

стковистые нуммулитовые песчаники (мощн. 2 м), за ними залегает мощная вулканогенная свита, построенная базальтами, андезибазальтами и пирокластолитами того же состава (рис.2, I).

### **Эоцен южной и юго-западной периферии массива**

Характерные разрезы эоцена нами составлены по ущ. рр.Камишлосхеви и Мошевани.

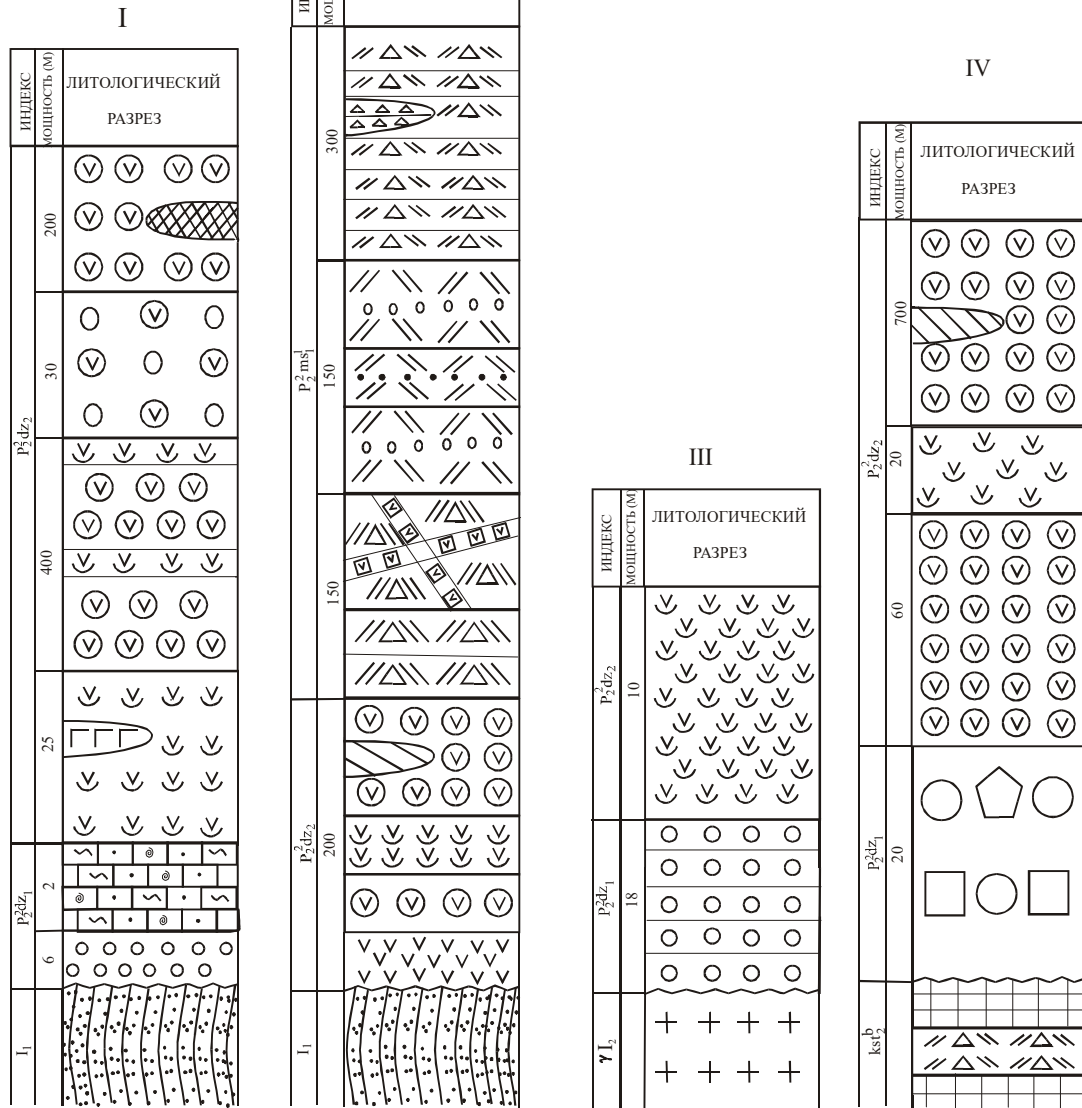
В ущ. р.Камишлосхеви эоценовые образования расположены на юрских гранитоидах (Ва-шакидзе, 1998) и представлены слоистыми кварцевыми песчаниками мощн. 18 м. В восходящем разрезе следуют андезибазальтовые туфы мощн. 10 м (рис.2, III). На юго-западной периферии массива терригенные отложения отсутствуют, а эоценовые отложения (ущ. р.Мошевани) начинаются лавами и туфобрекчиями андезитового состава (мощн. 200 м). За ними следуют вулканогены кислого состава. Они представлены чередованием дацитов и их туфов, которые местами секутся жилами андезитов. На этой периферии массива представлена верхняя часть эоценовых отложений (мощн. 600 м), выход которых занимает 27 км<sup>2</sup> (рис.2, II).

### **Северо-западная периферия массива**

Эта территория охватывает басс. рр.Карасу, Машавера, Кизилкилиса. В этом районе эоцен мощностью 800 м занимает площадь в 91 км<sup>2</sup>. Породы эти расположены на верхнемеловых образованиях. В ущ. р.Кизилкилиса нижняя часть разреза представлена туфобрекчиями роговообманкового андезита. В нижней части обнажения в туфобрекчиях заключен фрагмент тонкослоистого туфа (мелкий олистоплак?). Туфобрекчии и фрагмент туфа секутся жилой андезита (мощн. 1м); последняя сечется дайкой пелитоморфной структуры дацита белого цвета (рис. 3).

Гипсометрически выше в туфобрекчиях расположены обломки различных пород мелового возраста: микрофауносодержащие мергели (рис. 4), микрокристаллический розовый известняк, кристаллокластический туф базальтов, альбитофировый пелитовый туф розового цвета и др. выброшенные, вероятно, вулканическими взрывами.

II



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

Рис. 2. Литологические разрезы среднеэоценовых осадков юго-западной периферии Локского массива  
 1-конгломераты; 2 – песчаник; 3 - нуммулитовые карбонатные туффиты; 4 - туфобрекчия андезибазальтов; 5 – андезит; 6 -базальт; 7 - туф андезибазальта; 8 -брекчия с конкрециями эпидота; 9 – дацит; 10 - туф дацитового состава; 11 - проявление медно-сульфидной минерализации; 12 – диабаз; 13 - жильный андезит; 14 - дацитовый туф тонкообломочный (0,05 – 0,1); 5 - дацитовый туф с конкрециями; 16 - силициты; 17 – олисостромы; 18 - гранитоиды.  
 I-разрез ущ.р.Гораскали; II-разрез ущ.р.Мошевани; III-разрез ущ.р.Камишлосхеви; IV-разрез ущ.р.Кизилкилиса



Рис. 3. Обнажение туфобрекчии на северо-западной периферии Локского массива (ущ. р.Кизилкилиса)



Рис. 4. Обломок мелового мергеля в туфобрекчиях (ущ. р.Кизилкилиса)

Разрез продолжают туфобрекчии и туфы разных структур авгитовых и роговообманковых андезитов общей мощн. 800 м. На этой периферии массива средний эоцен представлен Джавахской свитой (рис. 2, IV).

Самая обширная площадь эоценовых образований распространена на западной периферии Локского массива (144 км<sup>2</sup>), мощность которой 660 м. Эти вулканогены относятся к нормальным и субщелочным базальтам и андезибазальтам (рис.5).

В южной и юго-западной периферии массива образования эоценового возраста охватывают площадь в 27 км<sup>2</sup> и представлены дацитами нормального ряда (см. рис. 5).

Самые мощные эоценовые образования распространены на северо-западной периферии Локского массива (800 м), занимают 91 км<sup>2</sup> и представлены андезитами нормального ряда (см. рис. 5).

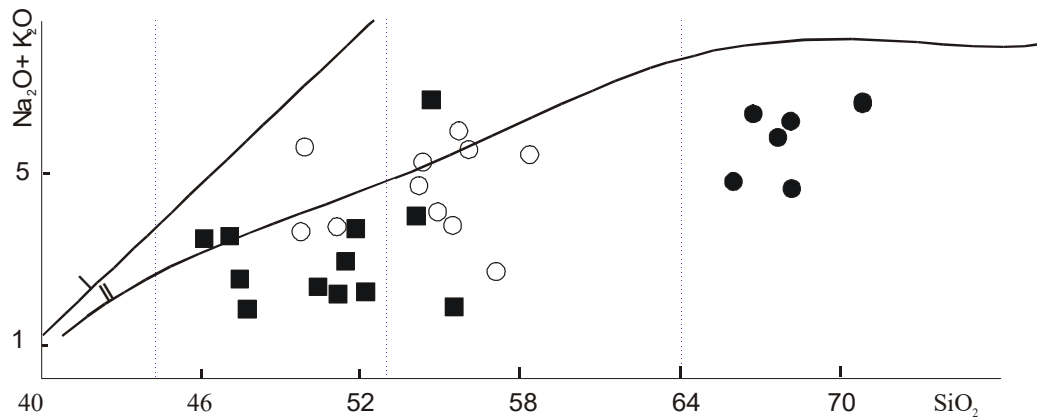


Рис.5.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  для вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена периферии Локского массива

- I-граница между щелочными и субщелочными породами
- II-граница между нормальными и субщелочными породами
- Вулканогены западной периферии массива
- Вулканогены северо-западной периферии массива
- Вулканогены юго-западной периферии массива

При изучении среднеэоценового вулканогенно-осадочного комплекса периферии Локского массива выяснилось, что в исследованном районе цеолитовые туфы не распространены. При рентгеноструктурных и термических анализах кислые туфы, которые в контакте с морской водой могли бы образовать цеолиты, цеолитизацию не претерпели. Все это приводит к мысли, что в этой части территории эоценовое трансгрессивное море заняло только депрессивные участки района. В этом периоде не существовало вулканического материала, за счет которого могли бы образоваться цеолиты. Затем начался мощный вулканизм, продукты которого покрыли малые участки морской территории и остальные участки суши. Возник мощный вулканический континентальный комплекс. Только этим можно объяснить отсутствие в этом районе цеолитов.

### Литература

- Габуния К., Гамкрелидзе П.Д. (1942). Геология южной части Борчалинского района //Тр.ГИН АН ГССР. Вып. VI. Тбилиси. С.30-34.
- Вашакидзе Г.Т. (1998). Мезозойские интрузивы Локского массива //Сб. тр. ГИН АН Грузии. С.210-218.
- Комар В.А., Высоцкий Б.П. (1946). Геолого-структурные исследования в Борчалинском и Башкичетском районах ГССР. Фонды Грузгеолуправления.
- Маисадзе Ф.Д. (1980). Палеогеография Юго-Восточной Грузии в начале среднего эоцена //Сообщ. АН ГССР. Т.98. №1. С.97-100.
- Микадзе Г.А. (1969). Палеогенный вулканизм Юго-Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. С.89.
- Салуквадзе Н.Ш., Гугушвили В.И., Маисадзе Ф.Д. (1985). Новые данные об эоцене Южной Грузии //Сообщ. АН ГССР. Т.98. №3. С.570-572.
- Схиртладзе Н.И. (1991). Осадочные цеолиты Грузии. Тбилиси: Изд-во ТГУ. С. 143.
- Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А. (1958). Материалы к петрографии среднего эоцена Юго-Западной периферии Локского массива //Сообщ. АН ГССР. Т. XXI. №6. С.691-698.

## БИОСТРАТИГРАФИЯ ФЛИШЕВЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА АДЖАРА-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ПО НАНОПЛАНКТОНУ

Т.Т.Гавтадзе

**Биостратиграфия флишевых и вулканогенных отложений палеоцена и эоцена центрального сектора Аджаро-Триалетской складчатой зоны по нанопланктону. Т.Т.Гавтадзе.** Геологический институт АН Грузии, ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси.

Из разнофациальных отложений палеоцена и эоцена центрального сектора Аджаро-Триалетской складчатой зоны установлены 22 биостратиграфические единицы нанопланктона – зон и подзон. Они дали возможность уточнить возраст и объем литостратиграфических подразделений в серии Боржомского флиша и вулканогенных образований. В пестроцветной свите выделены зоны *Cruciplacolithus tenuis* - *Fasciculithus tympaniformis* дат-монского ярусов. В свитах серии боржомского флиша установлены следующие комплексы: в дабисхевской свите – зоны *Heliolithus kleinpellii* - *Discoaster multiradiatus*; в рвельской – подзона *Tribrachiatus contortus* и низы подзоны *Discoaster binodosus*; в квибисской – верхи подзоны *Discoaster binodosus* и зона *Tribrachiatus orthostylus*; в цопианской – зона *Discoaster lodoensis*. В свитах Триалетской серии (вулканогенной формации) установлены: в ликанской – зона *Discoaster sublodoensis* и нижняя часть подзоны *Discoaster strictus* зоны *Nannotetrina fulgens*; в квабисхевской – верхняя часть подзоны *Discoaster strictus* и подзона *Chiasmolithus gigas*; в двирской – подзона *Cruciplacolithus staurion* зоны *Nannotetrina fulgens* и зона *Discoaster bifax*.

*fzfhf-shbfktsbc yfzfy pnybc wtynhfkehbc ctuvtync gfkttjwtybc lf tjwtybc akbiehb lf dekrfyjutyehb yfktmt, bc ,bjcnhfnbuhfabf yfyjgkfyjnnybc vb[tldbs\ slqfdfsft\ cfmfhsdtkjc vtwybtht, fsf frftvbbc utjkjubehb bycnbnenb= v fktmcb-bc m\ 1\$9= 380093 s, bkbcb\*

*fzfhf-shbfktsbc yfzfy pnybc wtynhfkehbc ctuvtync gfkttjwty-tjwtyehb yfktmt, blfy ufvyd- ktybkb f yfyjgkfyjnnybc 22 ,bjcnhfnbuhfabekb thstekb - pjyt, b lf mdtpjyt, b\ fvbc fae-dtkpt itcf-kt, tkb uf[lf itcofdkbb htubjybc akbieh lf dekrfyjutyeh ofhvvyfmyvt, ib ufvj'jabk kb- sjcnhfnbuhfabekb thstekt, bc pecnb fcfrc lf vjwekj, bc lfutyf\ athfl o't, fib ofhvjlutybkb lf ybeh- vjycehb fcfrc *Cruciplacolithus tenuis* - *Fasciculithus tympaniformis* pjyt, b\ ,jh/jvbc akbicc cthbfib ufvj'jabkb o't, t, b ittcf, fvt, f itvltu pjyt, cl lf, bc[tdbc o't, f - *Heliolithus kleinpellii* - *Discoaster multi- radiatus*-bc pjyt, c+ hdtkbc o't, f - *Tribrachiatus contortus*-bc lf *Discoaster binodosus*-bc (mdtlf yfobkb) mdtpjyt, b+ 'db, bcbc o't, f - *Discoaster binodosus*-bc mdtpjyfc (ptlf yfobkb) lf *Tribrachia- tus orthostylus*-bc pjyfc+ wjabfybc o't, f - *Discoaster lodoensis*-bc pjyfc\ shbfktsbc cthbbc (dekrfyju- tyehb ajhvfwbcb) o't, t, b ofhvjlutybkb lf itvtub pjyt, bs\ kbrfybc o't, f - *Discoaster sublodoensis*-bc pjybs lf *Discoaster strictus*-bc mdtpjybs (mdtlf yfobkb)+ mdf, bc[tdbc o't, f - *Discoaster strictus*-bc mdtpjybs (ptlf yfobkb) lf *Chiasmolithus gigas*-bc mdtpjybs+ ldbhbc o't, f - *Cruciplacolithus staurion- bc* mdtpjybs lf *Discoaster bifax*-bc pjybs\*

**Biostratigraphy of Paleocene and Eocene flysch and volcanogenic sediments of central segment of Achara-Trialetian folded zone by nannoplankton. T.Gavtadze.** Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M. Alexidze str., 1/9, 380093 Tbilisi.

The nannoplankton from different facies sediment of Paleocene and Eocene of central segment of the Achara-Trialetian folded zone is investigated. 22 biostratigraphic units - zones and subzones are established. It has enabled to specify an age and volume of lithostratigraphic divisions within the limits of Borjomian flysch and volcanogenic formations of the given region. The variegated suite here is submitted by zones *Cruciplacolithus tenuis* - *Fasciculithus tympaniformis* of Danian-Monthian stages. In suites of Borjomi flysch series the following complexes are established: Dabiskhevi - *Heliolithus kleinpellii* - *Discoaster multiradiatus* zones; Rveli - subzone *Tribrachiatus contortus* and bottoms of a sub-zone *Discoaster binodosus*; Kvibisi - upper part of a sub-zone *Discoaster binodosus* and zone *Tribrachiatus orthostylus*; Tsophiani - zone *Discoaster lodoensis*. In suites of the Trialeti series (volcanogenic formations) following zones are established: Likani - zone *Discoaster sublodoensis* and lower part of a subzone *Discoaster strictus* of a zone *Nannotetrina fulgens*; Kvabikhevi - upper part of a subzone *Discoaster strictus* and subzone *Chiasmolithus gigas*; Dviri - subzone *Cruciplacolithus staurion* of a zone *Nannotetrina fulgens* and zone *Discoaster bifax*.

Мощные разнофациальные образования палеогена, играющие исключительно важную роль в геологическом строении Аджара-Триалетской складчатой зоны, известны со времени Г. Аби́ха (1873). Позднее С.В.Обручевым (1923), К.Фохтом (1916), С.С.Кузнецовым (1937), Б.Ф. Меффертом (1933), М.И.Варенцовым (1950) начались систематические исследования по проблемам стратиграфии этого сложного комплекса нормально-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Дальнейшие успехи в изучении этих отложений связаны с именами грузинских геологов. Ведущую роль в деле стратиграфического расчленения палеогена Аджара-Триалетской складчатой зоны сыграли многолетние исследования И.В.Качарава (1964) и П.Д.Гамкрелидзе (1949) (табл. 1).

Значимость продуктов эффузивного вулканизма в мощных разрезах (порядка нескольких километров) палеоцен-эоценовых отложений Аджара-Триалетской складчатой зоны, к тому же занимающие обширную территорию, определила им большое место и в монографии Г.С.Дзодзидзе "Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии" (1948). Его фундаментальное исследование явилось первым значительным научным трудом, в котором дана тщательная литолого-петрографическая характеристика отдельных свит, вулканогенных и вулканогенно-осадочных серий палеогена Аджара-Триалети. Благодаря работам И.В.Качарава, П.Д.Гамкрелидзе, Г.С. Дзодзидзе и их учеников, мы уже имеем научно обоснованную схему стратиграфического расчленения палеогеновых отложений Аджара-Триалетской складчатой зоны. Однако в удаленных друг от друга местонахождениях комплексов ископаемых организмов (среди которых наиболее важную роль играют нуммулитиды и планктонные фораминиферы), найденных на разных стратиграфических уровнях мощных серий, обеспечивает лишь определение стратиграфического диапазона отдельных свит. В лучшем случае, здесь можно говорить о наличии фаунистического комплекса той или иной зоны, определение же точного объема каждой из этих зон не удастся. Поэтому корреляция разнофациальных образований палеогена как в пределах самой Аджара-Триалетской складчатой зоны, так и в других структурно-фациальных областей Грузии, до сих пор, главным образом, осуществлялось по литостратиграфическим единицам.

Достижения многих зарубежных исследователей в зональном расчленении палеогена по нанопланктону, изложенные в обширных монографиях и многочисленных статьях, а также накопленный нами за многие годы большой фактический материал побудил нас приступить к сложному и весьма трудоемкому делу исследования нанопланктона из палеогеновых отложений Аджара-Триалетской складчатой зоны. Работа была рассчитана на несколько лет. Однако уже первые результаты изучения нанофоссилий из пород боржомской серии центрального сегмента Аджара-Триалетской складчатой зоны показали перспективность запланированных нами исследований. В качестве исходной стратиграфической схемы избрана схема литостратиграфического расчленения (см. табл. 1) И.П.Гамкрелидзе и Г.П.Лобжанидзе (1984) с некоторыми дополнениями. В частности, свита Боржомского флиша возведена в ранг серии, а составляющие ее подсвиты - в ранг свит. Выделенную ранее, так называемую вулканогенную формацию Н.И. Мревлишвили назвала триалетской серией (в печати), что и было использовано нами в настоящей работе. Все приведенные нами зоны нанопланктона привязаны к свитам, описание которых дается ниже по разрезам.

Выходы пестроцветной и ликанской свит нами были изучены на северном крыле Хашурской синклинали, в окрестностях с.Монастери, где с севера на юг (в восходящем разрезе) наблюдается следующая последовательность слоев:

$K_2m_2$  - 1. Чередование белых, светло-коричневых и серых известняков. Соответствует зоне *Micula murus* по нанопланктону. Мощность ..... 12 м.

Пропуск в обнажении 40 м.

$P_1^1d-P_1^1m$  - 2. Чередование светло-серых, розовых и зеленых средне- и тонкослоистых мергелей и мергелистых глин с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. По нанопланктону нижняя часть (2 м) соответствует зоне *Cruciplacolithus tenuis*, следующие 7м относятся к зоне *Chiasmolithus danicus*; затем следует зона *Cyclococcolithus robustus*(12м) и верхний отрезок (3м) отвечает зоне *Fasciculithus tympaniformis*.  
Мощность ..... 24 м.

Пропуск в обнажении 50 м.

- $P_2^1$  - 3. Чередование красных, зеленых и светло-серых мергелей, глинистых мергелей и песчанистых известняков. Соответствуют подзоне *Discoaster binodosus* зоны *Discoaster diastypus* (нижний 28 м) и зоне *Tribrachiatus orthostylus* (верхний 17 м) по нанопланктону. Мощность ..... 45 м.  
Пропуск в обнажении 70 м.
- $P_2^2$  - 4. Чередование массивных слоев туфобрекчий и туфов с тонкослоистыми туфогенными аргиллитами, алевролитами, мергелистыми и глинистыми песчаниками. Последние содержат комплекс нанопланктона зоны *Discoaster sublodoensis*. Мощность ..... 25 м.





Маастрихтские известняки пачки 1 содержат довольно богатую ассоциацию нанопланктона зоны *Micula murus*. Здесь наряду с видом-индексом встречаются *Micula decusata*, *M. concava*, *Quadrum gothicum*, *Q. gartnerii*, *Ceratholithus aculeus*, *Prediscosphaera cretacea*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus turriseiffellii*, *Lithraphidites quadratus*, *Zygodiscus spiralis*, *Gartneragoo obliquum* и др.

Пачка 2 принадлежит к пестроцветной свите. Выделенные здесь зоны относятся к датскому ярусу без его нижней части (зона *Biantholithus sparsus* и низы зоны *Cruciplacolithus tenuis*) и монскому ярусу.

Основание (1-2 м) пачки 2 отнесено к зоне *Cruciplacolithus tenuis*. Характерными видами зоны являются *Markalius inversus*, *Thoracosphaera operculata*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cr. primus*, *Coccolithus subpertusus*, *C. cavus*, *Placozygus sygmoideus*, *Braarubosphaera bigelowii*, *B. discula*, *Biantholithus sparsus*, *Biscutum bisulcus*. Появление в верхних слоях вида *Chiasmolithus danicus* позволило выделить зону *Chiasmolithus danicus*. Помимо вышеперечисленных видов и вида-индекса, в этих слоях встречены *Braarubosphaera africana* и *Biscutum bisulcus*. Мощность зоны 7 м. Следующие 12 м пачки 2 соответствуют зоне *Cyclococcolithus robustus*. Отложения зоны отличаются появлением *Cyclococcolithus robustus*, *Prinsius martinii* и *Chiasmolithus bidens*. Последние 3-4 м пачки 2 отвечают зоне *Fasciculithus tympaniformis* (монский ярус). К новым видам ассоциации нанопланктона зоны относятся также многочисленные *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *F. pileatus*, *Neococcolithus saepes*.

В нижних слоях пачки 3 происходит существенное изменение в составе комплекса нанопланктона. Исчезают почти все виды *Braarubosphaera*, *Prinsius*, а также *Cruciplacolithus tenuis*, *Chiasmolithus danicus*, *Biantholithus sparsus*, *Markalius inversus* и др. Значительно сокращается численность *Fasciculithus* как в количественном, так и в видовом отношении. Появляются многочисленные *Discoaster barbadiensis*, *D. binodosus*, *D. diastypus*, *D. pacificus*, *D. kuepperii*, *Sphenolithus anarhopus*, *S. spiniger*, *S. editus*, *S. radians*, *Neococcolithus junctus*, *N. distentus*, *Chiasmolithus grandis*, *Ch. expansus*, *Ch. californicus*, *Cyclococcolithus gammation*, *Coccolithus formosus*, *Zyghrablithus bijugatus*, *Tribrachiatus orthostylus* и др. Такая ассоциация нанофоссилий характерна для нижнеэоценовой подзоны *Discoaster binodosus* зоны *Discoaster diastypus*. Мощность подзоны 28 м. В верхних слоях 17 м пачки 3 обнаружен комплекс зоны *Tribrachiatus orthostylus*. Помимо уже перечисленных видов здесь встречены *Discoaster lodoensis* и *Sphenolithus moriformis*. Пачка 3 датируется ранним эоценом (без ее верхней части).

Пачка 4, являющаяся средней частью ликанской свиты, соответствует низам среднего эоцена. Здесь установлена подзона *Rhabdosphaera inflata* зоны *Discoaster sublodoensis*. Для подзоны характерны виды *Coccolithus eopelagicus*, *C. pelagicus*, *C. formosus*, *Cyclococcolithus neogammation*, *C. pseudogammation*, *Chiasmolithus grandis*, *Ch. solithus*, *Cyclococcolithus floridanus*, *Reticulofenestra coenura*, *Triquetrorhabdulus inversus*, *Rhabdosphaera inflata*, *Helicosphaera lophota* и др.

По шоссе на дороге Ташикари-Боржоми (рис. 1. I), на левом склоне ущ. р. Мтквари, южнее с. Ташикари обнажаются вулканогенные образования среднего эоцена, видимо, двирской свиты:

P<sub>2</sub><sup>2</sup> - 1. Толстослоистые светло-зеленые туфы. Мощность ..... 34 м.

2. Чередование толстых слоев синевато-зеленых и зеленовато-серых туфов с тонкослоистыми пестроцветными алевролитами, аргиллитами, туфогенными аргиллитами, мергелистыми и глинистыми песчаниками. В последних были найдены нанофоссилии подзоны *Chiasmolithus gigas* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ..... 47 м.

3. Толстослоистые светло-зеленые туфы. Мощность ..... 108 м.

4. Чередование массивных слоев синих и зеленовато-серых туфов с тонкослоистыми пестроцветными алевролитами, аргиллитами и мергелистыми и глинистыми песчаниками. Отвечают подзоне *Chiasmolithus gigas* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ...8,5 м.

5. Толстослоистые туфы. Мощность ..... 43 м.

После большого перерыва (1300 м) по автомобильной трассе, в северном крыле Ахалдабской синклинали, вновь обнажаются породы двирской свиты. В интервале этого перерыва проходит корганиссерский взброс.

6. Чередование толстослоистых туфов с тонкослоистыми андезитовыми, андезито-базальтовыми и песчанистыми туфами. Они соответствуют подзоне *Cruciplacolithus staurion* и зоне *Discoaster bifax*. Мощность ..... 332 м.

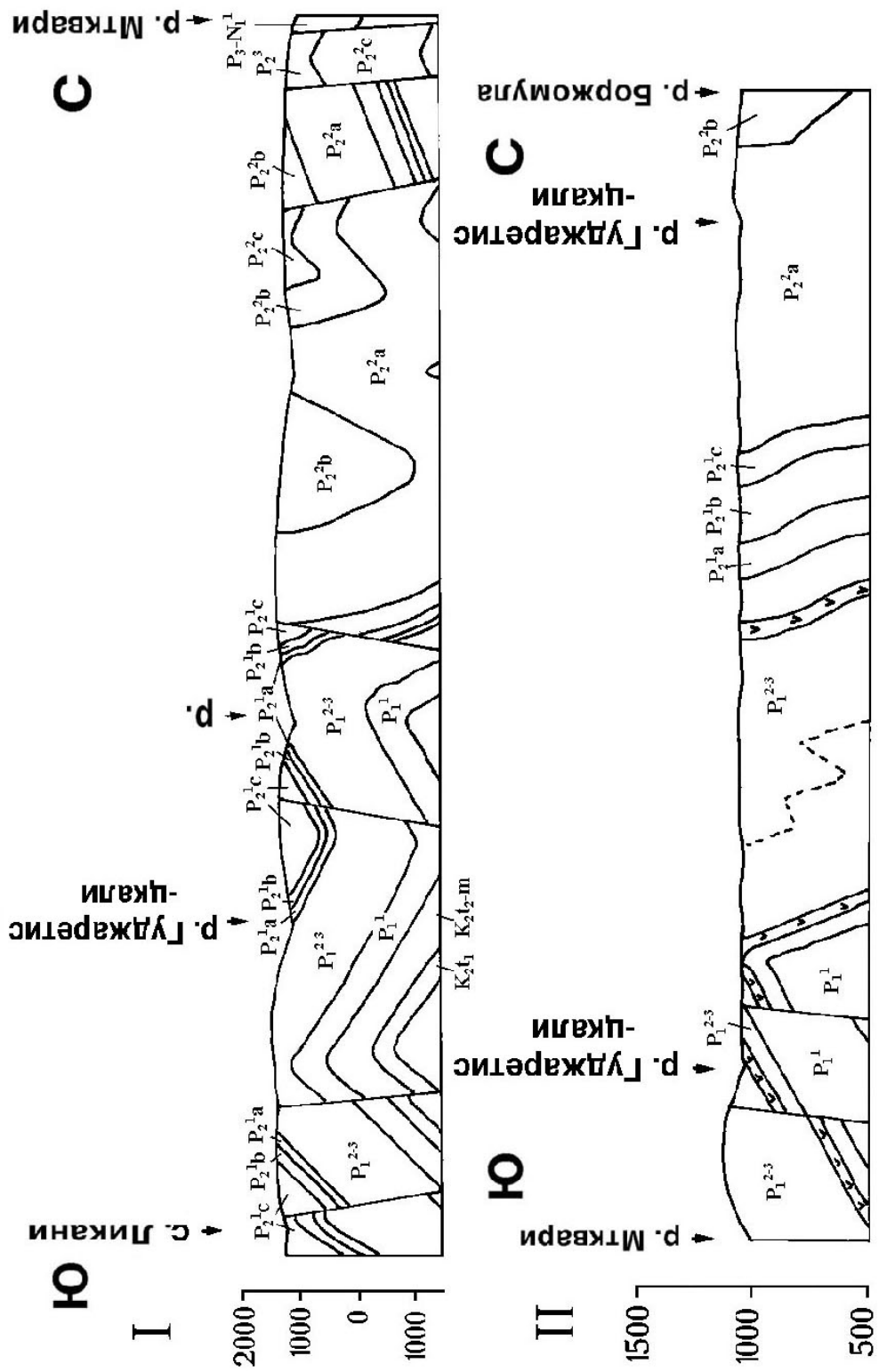


Рис. 1. Геологические разрезы вдоль р. Мтквари, I и вдоль правого борта р. Гуджаретис-цкали  
 P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>1</sup> - майкопская серия; P<sub>2</sub><sup>3</sup> - верхний эолен; P<sub>2</sub><sup>2</sup> - верхняя зона; P<sub>2</sub><sup>2</sup> - квабисхвская свита; P<sub>2</sub><sup>2</sup> - лиланская свита. Боржомская серия:  
 P<sub>2</sub><sup>1</sup> - цолианская свита; P<sub>2</sub><sup>1</sup> - квибисская свита; P<sub>2</sub><sup>1</sup> - рвельская свита; P<sub>2</sub><sup>1</sup> - дабисхвская свита; P<sub>2</sub><sup>1</sup> - боржомская свита;  
 K<sub>2</sub>t<sub>1</sub>-m - верхний турон-маастрихт; K<sub>2</sub>t<sub>1</sub> - нижний турон

Через 1700 м закрытого интервала, в северном крыле Кортанетской синклинали, по автодороге обнажаются образования квабисхевской свиты.

7. Внутриформационный покров андезито-базальта. Мощность ..... 10 м.
  8. Чередование толстослоистых туфов с тонкослоистыми разноцветными туфами, алевролитами и карбонатными песчаниками. В них выделяется подзона *Chiasmolithus gigas* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ..... 8 м.  
Пропуск в обнажении 40 м.
  9. Внутриформационный покров андезито-базальта.. Мощность ..... 12 м.  
Пропуск в обнажении 1350 м.
  10. На южном крыле Кортанетской синклинали вновь обнажается внутриформационный покров андезито-базальта. Мощность ..... 70 м.  
Пропуск в обнажении 200 м.
  11. Чередование толстых слоев синих туфов с тонкослоистыми разноцветными туфами, карбонатными песчаниками, алевролитами и туфами. Соответствуют подзоне *Discoaster strictus* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ..... 46 м.  
Пропуск в обнажении 20 м.
  12. Чередование среднеслоистых синих туфов с тонкослоистыми пестроцветными пачками алевролитов, туфов и карбонатных песчаников. Они отвечают подзоне *Discoaster strictus* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ..... 23 м.
- После 350 м закрытого участка по автодороге следуют образования ликанской свиты.
13. Чередование серых массивных туфобрекчий и туфов с тонкослоистыми алевролитами, мергелями, песчаниками и песчанистыми туфами. Они соответствуют подзоне *Discoaster strictus* зоны *Nannotetrina fulgens*. Мощность ..... 52 м.

Пачки данного разреза представляют собой среднеэоценовые образования ликанской, квабисхевской и двирской свит и охватывают зоны *Discoaster sublodoensis*, *Nannotetrina fulgens* и *Discoaster bifax*. Находка в средней части зоны *Nannotetrina fulgens* вида *Chiasmolithus gigas* дала возможность разделить зону на три подзоны (по схеме Okada, Bukry, 1980): *Discoaster strictus*, *Chiasmolithus gigas* и *Cruciplacolithus staurion*.

Отложения ликанской свиты (пачка 13) очень бедны нанофоссилиями. Однако совместное нахождение в этих слоях *Discoaster sublodoensis* и *Nannotetrina fulgens* указывают на ее принадлежность к подзоне *Discoaster strictus*.

Квабисхевской свите (пачки 7-12) соответствует верхняя часть подзоны *Discoaster strictus* и низы подзоны *Chiasmolithus gigas*. Для подзоны *Discoaster strictus* помимо видов подзоны *Rhabdosphaera inflata*, за исключением *Rhabdosphaera inflata* и *Discoaster sublodoensis* (в верхней части подзоны), характерны *Nannotetrina cristata*, *N. fulgens*, *Reticulofenestra dictioda* и *Discoaster colletti*. Подзона *Chiasmolithus gigas* отличается появлением зонального вида, *Discoaster saipanensis* и *Reticulofenestra minuta*.

Двирская свита (пачки 1-6) отнесена к подзонам *Chiasmolithus gigas* (верхняя часть) и *Cruciplacolithus staurion* зоны *Nannotetrina fulgens* и к зоне *Discoaster bifax* среднего эоцена. Комплекс подзоны *Cruciplacolithus staurion* отличается от комплекса нижележащей подзоны исчезновением *Chiasmolithus gigas* и *Rhabdosphaera gladius*. У нижней границы зоны *Discoaster bifax* (за исключением *Nannotetrina cristata*) исчезают все виды нанотетрин, *Cruciplacolithus staurion*, *Sphenolithus obtusus*, *S. spiniger*. Резко сокращается видовое разнообразие трансверсопонт и понтосфер. Появляются *Discoaster bifax*, *Pontosphaera multipora* и *Coranocyclus nitescens*.

На правом склоне ущ. р.Гуджаретис-цкали по автодороге г.Боржоми - с.Цагвери (рис. 1. II), за первым левым поворотом прослеживается пластовая жила диабаз, видимой мощностью 5м. После 150 м перерыва в обнажении наблюдается свод антиклинали с отложениями соответствующими нанопланктоновой зоне *Heliolithus kleinpellii*. В южном крыле антиклинали имеется следующая последовательность слоев:

- $P_1^2$  - 1. Чередование средне- и тонкослоистых темно-коричневых и зеленых мергелей, алевролитов, глин и глинистых известняков. Отвечают зонам *Heliolithus kleinpellii*, *Discoaster gemmeus* и *Heliolithus riedeli*. Мощность ..... 32 м.

2. Чередование измененных среднеслоистых темно-серых известковистых пород с тонкослоистыми песчанистыми известняками, алевролитами и аргиллитами. Мощ.-10,5 м.
3. Пластовая жила диабазы. Мощность ..... 30 м.
4. Чередование измененных темно-серых, плотных известковистых песчаников с тонкослоистыми песчаниками, аргиллитами и мергелями. Мощность .....10 м.  
Пропуск в обнажении 50 м.
5. Чередование среднеслоистых карбонатных песчаников и мергелей. Слои соответствуют подзоне *Chiasmolithus bidens* зоны *Discoaster multiradiatus*. Мощность .....18 м.  
Пропуск в обнажении 15 м.
6. Чередование среднеслоистых песчанистых известняков, карбонатных песчаников, мергелей и аргиллитов. Отвечают подзоне *Tribrachiatum bramlettei* зоны *Discoaster multiradiatus*. Мощность .....12 м.
- $P_2^1$  - 7. Чередование толстослоистых песчаников с тонкослоистыми мергелями, песчаниками и глинистыми песчаниками. В них выделяется подзона *Tribrachiatum contortum* зоны *Discoaster diastypus*. Мощность .....8 м.  
Пропуск в обнажении 250 м.
- $P_1^2$  - 8. Чередование среднеслоистых плотных темно-серых песчанистых известняков с тонкослоистыми (иногда пластинчатыми) известковистыми песчаниками, аргиллитами и мергелями. Мощность ..... 35 м.
9. Пластовая жила диабазы. Мощность ..... 20 м.
10. Чередование светло и темно-серых, иногда коричневых песчаников с тонкослоистыми мергелями и карбонатными песчаниками. Мощность ..... 18 м.  
Пропуск в обнажении 210 м (здесь находится ущелье правого притока).
11. Чередование среднеслоистых песчанистых известняков с тонкослоистыми мергелями, аргиллитами и песчаниками. Отвечают подзоне *Tribrachiatum bramlettei* зоны *Discoaster multiradiatus*. Мощность .....12 м.
- $P_2^1$  - 12. Чередование толстослоистых песчаников с тонкослоистыми синими и коричневыми мергелями, аргиллитами и песчаниками. Соответствуют подзоне *Tribrachiatum contortum* зоны *Discoaster diastypus*. Мощность ..... 15 м.  
Пропуск в обнажении 200 м.
- $P_1^2$  - 13. Чередование толстослоистых песчаников с тонкослоистыми темно-коричневыми и серыми мергелями, аргиллитами и известняками. Мощность ..... 22 м.  
Пропуск в обнажении 25 м.
14. Чередование среднеслоистых песчаников с тонкослоистыми мергелями, аргиллитами и песчаниками. Соответствуют подзонам *Rhomboaster cuspis* и *Tribrachiatum bramlettei* зоны *Discoaster multiradiatus*. Мощность ..... 27 м.
- $P_2^1$  - 15. Чередование толстослоистых песчаников с тонкослоистыми мергелями, аргиллитами и песчаниками. Отвечают подзоне *Tribrachiatum contortum* и *Discoaster binodosus* зоны *Discoaster diastypus*. Мощность ..... 25 м.  
Пропуск в обнажении 350 м.
16. Чередование пестроцветных мергелей с тонкослоистыми плотными темно-коричневыми песчаниками и аргиллитами. Отвечают зоне *Discoaster lodoensis*. Мощность ... 45 м.
17. Чередование толстослоистых туфов с песчаниками, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Соответствуют зоне *Discoaster lodoensis*. Мощность ..... 64 м.  
Пропуск в обнажении 60 м.
18. Чередование туфов с песчаниками, алевролитами и мергелями. Отвечают зоне *Discoaster lodoensis*. Мощность ..... 25 м.
19. Массивные слои туфобрекчий. Мощность ..... 15 м.
- $P_2^2$  - 20. Чередование массивных слоев туфобрекчий с тонкослоистыми мергелями, песчаниками и алевролитом. Отвечают зоне *Discoaster sublodoensis*. Мощность .....53 м.  
Пропуск в обнажении 150 м.

21. Чередование толстослоистых туфов и туфобрекчий с тонкослоистыми мергелями, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Соответствуют подзоне *Discoaster kuepperii* зоны *Discoaster sublodoensis*. Мощность ..... 65 м.

Пачки 1-11 (за исключением пачки 7) и 14 являются верхнепалеоценовыми и, по всей вероятности, относятся к дабихевской свите серии боржомского флиша. Здесь устанавливается вся последовательность нанопланктоновых зон танетского яруса - *Heliolithus kleinpellii*, *Discoaster gemmeus*, *Heliolithus riedeli* (пачка 1) и *Discoaster multiradiatus* (пачки 5,11,14). К характерным видам зоны *Heliolithus kleinpellii* относятся *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *F. magnus*, *Markalius inversus*, *Coccolithus subpertusus*, *Chiasmolithus bidens*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Neochiastorygus concinnus*, *N. herlinii*, *Prinsius martinii* и крайне редкие *Heliolithus kleinpellii*. Мощн. - 21 м. Появление в вышележащих слоях (10 м) *Discoaster mohlerii* дало возможность выделить зону *Discoaster gemmeus*. Для этой зоны характерны также *Toweius emiens* и *T. pertusus*. Лишь в последних слоях пачки 1 были обнаружены редкие находки *Heliolithus riedeli* - маркирующего вида одноименной зоны. В слоях пачки 5 наряду с вышеупомянутыми видами встречены *Discoaster multiradiatus*, *D. lenticularis*, *D. megastypus*, *Fasciculithus shaubii*, *F. liliana* - характерный комплекс подзоны *Chiasmolithus bidens* зоны *Discoaster multiradiatus*. В пачках 6 и 11 установлена третья подзона *Tribrachiatus bramlettei* данной зоны. Средняя же подзона *Rhombaster cuspis*, по-видимому, перекрыта четвертичными отложениями в интервале пропуска между 5 и 6 пачками. Соответствующие ей слои обнажаются в пачке 14, где зона *Discoaster multiradiatus* представлена двумя верхними подзонами - *Rhombaster cuspis* и *Tribrachiatus bramlettei*. Помимо вышперечисленных видов для подзоны *Rhombaster cuspis* характерны также *Discoaster mahmoudii*, *D. salisburgensis*, *Fasciculithus thomazii*, *Campilosphaera eodela* и *Rhombaster cuspis*. Ассоциация нанопланктона подзоны *Tribrachiatus bramlettei* отличается появлением индекс-вида и *Discoaster elegans*.

Пачки 7, 12 и 15 принадлежат к низам нижнего эоцена. По-видимому, они представляют нижнюю часть рвельской свиты. В пользу этого говорит доминирующая роль песчаников, характерных для рвельской свиты. В них выделен комплекс нижнеэоценовой зоны *Discoaster diastypus*. У нижней границы зоны происходят крупные изменения в составе нанопланктона. Здесь отсутствует большинство палеоценовых видов, а численность форм, пересекающих границу нижнего эоцена, резко сокращается. К новым видам ассоциации нанопланктона зоны *Discoaster diastypus* относятся *Discoaster diastypus*, *D. elegans*, *D. barbadiensis*, *Sphenolithus editus*, *Coccolithus formosus*, *Campilosphaera dela*, *Tribrachiatus orthostylus* и крайне редкие *Tribrachiatus contortus*. Этот комплекс зоны характерен для ее нижней подзоны *Tribrachiatus contortus*. Находки в самых верхних слоях пачки 15 (4м) *Zyghrablithus bijugatus*, *Sphenolithus moriformis*, *Sph. radians* и *Discoaster binodosus* указывают на наличие и подзоны *Discoaster binodosus*.

В данном разрезе трехкратное повторение слоев, соответствующих зонам *Discoaster multiradiatus* - *Discoaster diastypus*, безусловно обусловлено тектоникой.

Пачки 16-18 относятся к цопианской свите. По нанопланктону они приурочены к верхней части нижнего эоцена - зоне *Discoaster lodoensis*. Из видов подстилающих слоев в составе ассоциации нанопланктона зоны отсутствуют *Tribrachiatus bramlettei*, *T. orthostylus*, *Discoaster diastypus*, *Sphenolithus primus* и *Fasciculithus tympaniformis*. Появляются *Discoaster lodoensis*, *D. kuepperii*, *D. deflandrei*, *Sphenolithus spiniger*, *Cyclococcolithus gammation*, *Chiasmolithus grandis*, *Chi. calathus*, *Helicosphaera seminulum*, *H. lophota* и др.

Пачки 19-20 принадлежат к низам вулканогенных образований - ликанской свиты. Они соответствуют подзоне *Discoaster kuepperii* зоны *Discoaster sublodoensis* среднего эоцена. В ассоциации нанопланктона подзоны все еще сохраняются раннеэоценовые виды, хотя численность большинства из них резко уменьшается. Новыми видами являются *Discoaster sublodoensis*, *D. cruciformis*, *D. cf. saipanensis*, *Reticulofenestra coenura* и *Cyclicargolithus floridanus*.

Анализ стратиграфического диапазона нанопланктона, выявленных в вышеописанных разрезах палеоцен-среднеэоценовых отложений центрального сегмента Аджара-Триалетской складчатой зоны позволило выделить 22 биостратиграфические зоны и подзоны (табл. 2). Это в свою очередь, дало возможность значительно уточнить возраст вмещающих их литостратиграфических подразделений, установленных И.П.Гамкрелидзе и Г.П.Лобжанидзе (1984) по литологическим признакам, описание которых дается ниже.

Отложения **пестроцветной свиты**, которая резко отличается от фации боржомской серии, распространены лишь в северной и южной периферийных частях исследуемого района. Они представлены красными, серыми, белыми и зелеными мергелями и мергелистыми глинами. Датско-раннеэоценовый возраст этих мергелей были установлены М.В.Качарава (1977) в окрестностях сс.Самачало, Кодмани, Цхавери, а также в пределах северного склона Ахалцихско-Имеретинского хребта (сс.Земо Бзвани, Инашаури, Квемо Вани) и в Гурии (в ущ. р.Лашигеле), где ею выделены все микрофораминиферовые зоны этого возрастного диапазона. В изученном нами разрезе, в окрестностях с.Монастери, отложения пестроцветной свиты, с некоторым перерывом в обнажении, следуют за верхнемеловыми известняками зоны *Micula turgus*. Так как в разрезе средняя часть свиты покрыта четвертичными отложениями, нам удалось изучить только ее нижнюю и верхнюю части. В нижней части свиты установлена вся последовательность нанопланктоновых зон датского и монского ярусов - *Cruciplacolithus tenuis*, *Chiasmolithus danicus*, *Cyclococcolithus robustus* и *Fasciculithus tympaniformis*. Исключением является лишь самая нижняя зона - *Biantholithus sparsus*, которая, по всей вероятности, скрыта перерывом в обнажении. В верхней же части свиты установлены подзона *Discoaster binodosus* зоны *Discoaster diastypus* и зона *Tribrachiatius orthostylus* нижнего эоцена.

Собрать материал из самой нижней **боржомульской свиты** серии боржомского флиша, к сожалению, нам не удалось.

Вышележащая **дабисhevская свита** представлена плотными известковистыми алевролитами, мергелями, известковистыми глинами и аргиллитами. Здесь доминирующую роль играют мергелистые породы. Особенно характерен покров андезито-базальта, который прослеживается в отложениях свиты и по всей площади своего развития имеет почти одинаковое стратиграфическое положение. Микроскопически он детально изучен Г.С.Дзоценидзе (1948). По геолого-петрографическим особенностям И.П.Гамкрелидзе, Г.П.Лобжанидзе (1984) его рассматривают как близповерхностную, внедрившуюся в нелитифицированные осадки среднего-верхнего палеоцена. В ущелье Гуджаретис-цкали ниже выхода пластовой жилы диабазы нами установлены зоны *Heliolithus kleinpellii*, *Discoaster gemmeus* и *Heliolithus riedeli*, а выше - зона *Discoaster multiradiatus* со своими тремя подзонами (*Chiasmolithus bidens*, *Rhomboaster cuspis* и *Tribrachiatius bramlettei*) Все установленные биостратиграфические единицы принадлежат танетскому ярусу (верхний палеоцен). Большинство исследователей отложения данной свиты относят к нижнему палеоцену, лишь П.Д.Гамкрелидзе (1949) и И.В.Качарава (1937) считали ее верхним палеоценом, что и подтвердилось позже находками в них микрофораминифер (табл. 3). В нижней и средней частях свиты Т.Кутателадзе (И.Гамкрелидзе, Лобжанидзе, 1984) отмечает присутствие микрофораминиферовых зон *Acarinina subsphaerica* и *Globorotalia aequa*. Первая зона в Крымско-Кавказской области соответствует нанопланктоновым зонам *Heliolithus kleinpellii* - *Heliolithus riedeli*. А синхронная зона *Acarinina acurinata* зоны *Globorotalia aequa* в разрезах Северного Кавказа и Грузинской глыбы (Крашенинников, Музылев, 1975; Гавтадзе, 1998) соответствует нанопланктоновой зоне *Discoaster multiradiatus*.

**Рвельская свита** представлена толстыми слоями песчаников, отделенных друг от друга пачками тонких слоев и прослоек мергелей, известковистых алевролитов, аргиллитов, глин и песчаных известняков. В разрезе ущ. р.Гуджаретис-цкали в ее отложениях установлены подзона *Tribrachiatius contortus* и низы подзоны *Discoaster binodosus*. Проследить контакт с вышележащей квибисской свитой в данном разрезе не удалось, но этот пробел несколько восполнен в окрестностях с.Рвели, где она имеет удовлетворительную обнаженность. Здесь верхняя часть рвельской и нижняя часть квибисской свит принадлежат подзоне *Discoaster binodosus*. Таким образом, объем рвельской свиты соответствует интервалу подзон *Tribrachiatius contortus* и *Discoaster binodosus* (нижняя часть) зоны *Discoaster diastypus* нижнего эоцена. Эти данные подтверждают мнение П.Д.Гамкрелидзе (1949) и Н.И.Мревлишвили (1978) о раннеэоценовом возрасте свиты, обоснованной нуммулитами.

Вышележащая **квибисская свита** сложена пачками, ритмично чередующихся красных, зеленоватых и сероватых мергелей с прослоями плотных песчано-известковистых пород. В нижней части песчаных слоев встречаются микробрекчии и микроконгломераты, сложенные обломками меловых известняков и зеленоватых туфогенов. В основании этих отложений встречается раннеэоценовая нуммулитовая фауна, по которой П.Д.Гамкрелидзе (1949) и И.В.Качарава (1964), вопреки прежним исследователям, приурочили ее к нижнему эоцену (см. табл. 1). По



нанопланктону стратиграфический диапазон квибисской свиты соответствует подзоне *Discoaster binodosus* (верхняя ее часть) и *Tribrachiatus orthostylus* нижнего эоцена

**Цопианская свита** представлена терригенно-вулканогенными отложениями. Она сложена туфами, туфо-песчаниками, туфобрекчиями, песчаниками, мергелями, мергелистыми глинами и аргиллитами пестрой окраски. В стратотипическом разрезе по р.Цопианис-хеви в песчаниках свиты были найдены нуммулиты раннеэоценового габитуса, что и послужило поводом И.П.Гамкрелидзе и Г.П.Лобжанидзе (1984) отнести ее к нижнему эоцену. Хотя часть исследователей (Б.Ф.Мефферт (1933) и С.С.Кузнецов (1937) и др.) ее считали палеоценом, а другие (И.В.Качарава (1964) и П.Д.Гамкрелидзе (1949) - средним эоценом. По нанопланктону объем свиты соответствует объему зоны *Discoaster lodoensis* нижнего эоцена.

В М	Палеоцен					Эоцен					Отдел													
	Нижний		Верхний			Нижний		Средний			Подотдел													
	Серия Боржомского флиша					Триалетская серия					Серии													
	Пестроцветная свита										Свиты													
	Боржомульская			Дабисхевская			Рве льс.	Квиби сская	Цоп ланс.	Ликан- ская		Ква бисх евск	Двирс- кая											
	Micula murus	Biantholithus sparsus	Cruciplacolithus tenuis	Chiasmolithus danicus	Cyclococcolithus robustus	Fasciculithus tympaniformis	Helioolithus kleinpellii	Discoaster gemmeus	Helioolithus riedeli	Discoaster multiradiatus	Rhombaster cuspidus	Tribraachiatus bramlettei	Tribraachiatus contortus	Discoaster diastypus	Discoaster binodosus	Tibraachiatus orthostylus	Discoaster lodoensis	Discoaster kucperri	Rhabdosphaera inflata	Discoaster strictus	Chiasmolithus gigas	Cruciplacolithus staurion	Discoaster bifax	Зоны и подзоны

Таблица 2 (продолжение)

В М	Палеоцен				Эоцен				Отдел													
	Нижний		Верхний		Нижний		Средний		Подотдел													
	Серия Боржомского флиша								Триалетская серия	Серии												
	Пестроцветная свита								Ликанская	Квабисхевская	Двирская	Свиты										
Боржомльская		Дабихевская		Рвельская	Квибицкая	Попан	Ликанская	Квабисхевская	Двирская	Свиты												
Micula murus	Biantholithus sparsus	Cruciplacolithus tenuis	Chiasmolithus damicus	Cyclococcolithus robustus	Fasciculithus tympaniformis	Heliolithus kleinpellii	Discoaster gemmeus	Heliolithus riedeli	Chiasmolithus bidens	Rhomboaster cuspis	Tribrachiatius bramlettei	Tribrachiatius contortus	Discoaster binodosus	Tribrachiatius orthostylus	Discoaster lodoensis	Discoaster kuepperi	Rhabdosphaera inflata	Discoaster strictus	Chiasmolithus gigas	Cruciplacolithus station	Discoaster bifax	Зоны и ПОДЗОНЫ
	Discoaster multiradiatus	Discoaster diastypus	Discoaster sublo-doensis	Nannotetrina fulgens																		



цопианской свиты и начинается подзоной *Discoaster kuepperii* зоны *Discoaster sub-*  
*lodoensis* среднего эоцена; в окрестностях

Распределение нанопланктоновых зон в разрезах  
центральной части Аджара-Триалетской складчатой зоны

ОТДЕЛ ПОДОТДЕЛ	Зональная схема Грузии		с. Монастери	Ущелье р. Мтквари	р. Гуджарула	Серии и свиты			
Э о ц е н	Средний эоцен	14 a	Discoaster bifax		Discoaster bifax	Триалетская серия	Двирская		
		13	c	Cruciplacolithus staurion				Cruciplacolithus staurion	
			b	Nannotetrina fulgens	Chiasmolithus gigas				Chiasmolithus gigas
			a	Discoaster strictus				Discoaster strictus	
	12	b	Discoaster subloboensis	Rhabdosphaera inflata	Rhabdosphaera inflata	Rhabdosphaera inflata	Ликанская		
		a	Discoaster kuepperi	Discoaster kuepperi	Discoaster kuepperi	Discoaster kuepperi			
	Нижний эоцен	11	Discoaster lodoensis		Discoaster lodoensis	Discoaster lodoensis	Цопианская		
		10	Tribrachiatius orthostylus	Tribrachiatius orthostylus	Tribrachiatius orthostylus	<i>Перерыв в обнажениях</i>		Квибисская	
		9	b	Discoaster binodosus	Discoaster diastypus				Discoaster binodosus
	a		Discoaster diastypus	Tribrachiatius contortus	Tribrachiatius contortus	Tribrachiatius contortus	Рвельская		
	П а л е о ц е н	Верхний палеоцен	8	c	Tribrachiatius bramlettei	Tribrachiatius bramlettei	Серия Боржомского флиша	Дабисхевская	
				b	Rhomboaster cuspis	Rhomboaster cuspis			
				a	Chiasmolithus bidens	Chiasmolithus bidens			
		7	Heliolithus reideli		Heliolithus reideli				
6		Discoaster gemmeus		Discoaster gemmeus					
5		Heliolithus kleinpellii		Heliolithus kleinpellii					
Нижний палеоцен		4	Fasciculithus tympaniformis	Fasciculithus tympaniformis	<i>Перерыв в обнажениях</i>	Боржомульская			
	3	Cyclococcolithus robustus	Cyclococcolithus robustus						
	2	Chiasmolithus danicus	Chiasmolithus danicus						
	1	b	Cruciplacolithus tenuis	Cruciplacolithus tenuis					
a		Biantholithus sparsus	<i>Перерыв в обнажениях</i>						
В. мел. В. мааст.	25	Micula murus	Micula murus	Micula murus					
	24	Lithraphidites quadratus							

с.Монастери она представлена верхней частью той же самой подзоны и подзоной Rhabdosphaera inflata; на южном крыле Кортанетской синклинали свита согласно сменяется квабисхевской свитой и отвечает подзоне Discoaster strictus зоны Nannotetrina fulgens. Таким образом, ликанская свита охватывает зону Discoaster subloboensis и нижнюю часть зоны Nannotetrina fulgens (подзона Discoaster strictus).

**Квабисхевская свита** состоит, в основном, из лавовых покровов, чередующихся с зеленовато-серыми и светло-зелеными тонко- и среднеслоистыми туфами андезито-базальтов,

туфовыми песчаниками и реже карбонатными песчаниками. Она соответствует верхней части подзоны *Discoaster strictus* и подзоне *Chiasmolithus gigas* зоны *Nannotetrina fulgens*.

**Двирскую свиту** слагают толстослоистые грубообломочные, местами массивные базальты с прослоями крайне редких туфовых и карбонатных песчаников. Она соответствует подзонам *Chiasmolithus gigas* (верхняя часть) и *Cruciplacolithus staurion* зоны *Nannotetrina fulgens* и зоне *Discoaster bifax* среднего эоцена.

Таким образом, на основании детального анализа нанопланктона в отложениях центрального сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны установлены все международные биостратиграфические зоны и подзоны палеоцен-среднеэоценового возраста. Это позволило уточнить возрастной диапазон, объем и мощность литостратиграфических единиц (за исключением боржомульской свиты) данного района.

### Литература

- Варенцов М.И. (1950). Геологическое строение западной части куринской депрессии. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 258 с.
- Гавтадзе Т.Т. (1998). Нанопланктон палеоцен-эоценовых отложений Грузинской глыбы и его биостратиграфическое значение // Тр. ГИН АН Грузии, С. 92-100.
- Гамкрелидзе П. Д. (1949). Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы // Тр. Ин-та геол. и минерал. АН ГССР. Монографии. № 2. 508 с.
- Гамкрелидзе И.П., Лобжанидзе Г.П. (1984). Геология центральной Аджаро-Триалети и проблема Боржомской минеральной воды // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 83. 82 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1948). Домиоценовый эффузивный вулканизм // Тр. ГИН АН ГССР. № 1. Изд-во АН ГССР. 407 с.
- Качарава И. В. (1964). Палеоцен и эоцен // Геология СССР. Т. 10. М.: Недра. С. 182-209.
- Качарава М. В. (1977). Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба. 367 с.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. (1975). Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и нанопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа. // Вопр. микропалеонт. Т. 18. С. 212-225.
- Кузнецов С.С. (1937). Аджаро-Триалетская складчатая система // Мат. по геол. и петрог. ГССР. Вып. 22, 184 с.
- Мефферт Б.Ф. (1933). Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Карельской долиной и Ахалцихским нагорьем // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. Вып. 303. 67 с.
- Мревлишвили Н.И. (1971). Зона *Nummulites brongniarti* в палеогене Грузии // Тр. ТГУ. А. 2 (141), Тбилиси: Изд-во ТГУ. С.
- Мревлишвили Н.И. (1978). Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба. 241 с.
- Обручев С.В. (1923). Геологический очерк района Боржоми // Тр. Ин-та прикл. минер. и петрог. Вып. 1. М. 104 с.
- Обручев С.В. (1916). Новые данные о геологии Боржома // Геол. вестн. Т. 2. С. .
- Фохт К.К. (1916). Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г., по меридиану Боржоми-Ахалкалаки // Изв. геол. ком-та. Т. 25. № 1. С. 21-26.
- Okada H., Bukry D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Marine micropaleontology. N-5. P. 321-325.

## СОДЕРЖАНИЕ

Н.И.Схиртладзе, М.В.Топчишвили. <i>გ.ძირფხობდის ცხოვრება და მოღვაწეობა</i> .....	3
Н.И.Схиртладзе, М.В.Топчишвили. <i>Жизнь и деятельность Г.С.Дзоценидзе</i> .....	8
М.В.Топчишвили, Г.П.Лобжанидзе. <i>Возраст и литофациальные особенности нижней части порфиритовой серии Северной Абхазии</i> .....	13

### Вулканология

Г.Ш.Надареишвили. <i>Позднеюрский вулканизм Грузии (закономерности эволюции, геодинамика проявления и проблема Восточно-Черноморской впадины)</i> .....	21
Г.Ш.Надареишвили, Т.В.Джанелидзе, Р.Т.Джрбашян, Г.В.Мустафаев, М.А.Мустафаев. <i>Фанерозойский вулканизм Южного Кавказа</i> .....	39
Р.Т.Джрбашян, С.Г.Карапетыан, А.Х.Мнацаканян. <i>Позднеколлизионный риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья</i> .....	53
М.Г.Татишвили. <i>К вопросу палеовулканологического прогнозирования полезных ископаемых в Аджара-Месхети (Юго-Западная Грузия)</i> .....	64
В.С.Алпаидзе. <i>Неотектонические движения и молодой вулканизм Грузии</i> .....	73
Ф.Д.Майсадзе. <i>О продуктах эоценового вулканизма на Южном склоне Большого Кавказа и Грузинской глыбы (в пределах Грузии)</i> .....	80
Б.Д.Тутберидзе. <i>Гидротермально измененные породы вулкана Самсар</i> .....	85
М.В.Отарашвили. <i>Юрский вулканизм Кафанского рудного узла</i> .....	88
М.А.Мустафаев. <i>Types and condition of mesozoic volcanism manifestation of Azerbaijan</i> ...	94

### Петрология

И.П.Гамкрелидзе, О.З.Дудаури, Г.Ш.Надареишвили, Н.И.Схиртладзе, Б.Д.Тутберидзе, Д.М.Шенгелиа. <i>Геодинамическая типизация докембрийско-фанерозойского магматизма Грузии</i> .....	105
Г.М.Заридзе. <i>О некоторых спорных проблемах офиолитовых ультрабазитов</i> .....	127
М.Б.Абесадыдзе, Ш.А.Адамия, Т.Г.Чхотуа, Г.К.Цимакуридзе, И.Д.Шавишвили. <i>Строение и становление Локского выступа фундамента Закавказья</i> .....	135
О.З.Дудаури. <i>Основные закономерности развития среднеюрского интрузивного магматизма Грузии</i> .....	146
Г.Т.Вашакидзе, Р.А.Ахвледиани. <i>Петрохимия гранитоидного комплекса Локского массива</i> .....	157
Р.А.Ахвледиани, Г.Т.Вашакидзе, И.У.Швелидзе. <i>Петрохимия Рквийского интрузива</i> .....	166
А.В.Окросцваридзе, Д.В.Кларк, П.Х.Рейнолдс. <i>Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопные системы и возрасты доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа Закавказского среднего массива</i> .....	173
Т.Н.Цуцунава, Н.Г.Тархан-Моурави. <i>О первичной природе метаморфитов Чорчана-Улевского аллохтонного комплекса Дзирульского кристаллического массива</i> .....	187
М.Н.Щербакова, Ф.П.Мельников. <i>Эксплозивное стеклообразование и формирование газовой-жидких включений</i> .....	195
К.С.Чихелидзе, Л.Г.Шубитидзе. <i>Акцессорные минералы ортоклазового габбро (рикоитов) Дзирульского кристаллического массива</i> .....	199
Л.Г.Шубитидзе. <i>О лейкократовых жильных породах, связанных с ортоклазовыми габбро Дзирульского кристаллического массива</i> .....	204

### Литоология

Е.Е.Карнюшина. <i>Типизация туфокремнистых пород нефтегазоносных прогибов Западной Камчатки</i> .....	213
Г.А.Чихрадзе, О.В.Енукидзе. <i>Попытка выявления связи циклитов с космическими циклами</i> .....	219
Э.В.Варсимашвили. <i>Седиментационные особенности и литогенез нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Грузии</i> .....	223
Н.Г.Цабадзе. <i>Верхнеюрский пестроцветный комплекс Хреити</i> .....	232
М.Т.Твалчрелидзе, З.М.Лебанидзе, Г.Ш.Джаошвили. <i>Условия формирования современных осадков Центральной и Юго-Восточной части Грузинского сектора Черного моря</i> .....	238



А.И.Махарадзе, П.М.Джинджихадзе, Ц.И.Кипиани. <i>Анальцимолиты окрестностей города Кутаиси</i> .....	245
Н.Э.Гагнидзе. <i>Маастрихтские олистостромовые образования бассейна р.Арагви</i> .....	250
Л.И.Чомахидзе. <i>Древние коры выветривания Западной Грузии в пределах бассейна р.Риони</i> .....	255
Г.П.Туманишвили, Н.И.Хамхадзе. <i>Литогенез и минералогения майкопской формации Восточного Паратетиса</i> .....	261
Б.К.Чичуа, Д.Ю.Папава, З.Н.Киласония, В.Г.Иорашвили, А.И.Суладзе. <i>Органическое вещество мезозойских отложений Ткибульского угленосного района и проблема образования залежей углеводородов</i> .....	270
Н.А.Асланикашвили, В.Г.Иорашвили. <i>О роли вулканизма в процессе углеобразования</i> ....	278
О.В.Енукидзе. <i>О минералогическом составе меловых отложений Военно-Грузинской дороги</i> .....	287

### Минералогия

<b>О.Ш.Надареишвили.</b> <i>Идентификация раннепротерозойских гранитоидов Восточной Европы и связанные с ней вопросы стратиграфии протерозоя и палеотектонической реконструкции</i> .....	290
Г.И.Насидзе, Р.А.Ахледяни, Г.Т.Вашакидзе, К.С.Чихелидзе. <i>Типоморфизм амфиболов Дзирульского кристаллического массива</i> .....	300
Н.И.Схиртладзе, Р.А.Ахвледяни, И.Р.Ахвледяни. <i>Кристаллохимические особенности анальцимов Грузии</i> .....	310
М.Н.Мамедов. <i>Минералы-индикаторы в процессе эволюции эоценового магматизма Малого Кавказа и Талыша</i> .....	318
Н.Г.Попорадзе, С.Г.Гвелесиани. <i>Об изоморфизме и распаде твердых растворов в силикатах</i> .....	323
Е.К.Кванталиани. <i>Термический анализ некоторых цеолитов Грузии</i> .....	330
И.У.Швелидзе. <i>Типоморфные особенности состава и структуры биотитов из метаморфитов Дзирульского массива</i> .....	336
И.Р.Ахвледяни. <i>Место гагата в классификации углей</i> .....	347

### Тектоника

М.Г.Ломизе, Д.И.Панов. <i>Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии (амагматическая фаза субдукции)</i> .....	358
Н.П.Гамкрелидзе, С.А.Гонгадзе, <b>Р.И.Надирашвили.</b> <i>О тектонике акваторной части Аджаро-Триалетской зоны по геофизическим данным</i> .....	370
В.М.Алания, О.В.Енукидзе, К.П.Коява. <i>Строение и кинематическая эволюция южной части Картлийской депрессии (Восточная Грузия)</i> .....	381

### Тектоника и магматизм

Т.В.Гиоргобиани, Д.П.Закарая. <i>Закономерности размещения, возраст и условия формирования диабазов Центрального и Восточного Кавказа</i> .....	384
И.П.Гамкрелидзе, М.С.Квиникадзе, Г.Ш.Надареишвили, Д.М.Шенгелиа. <i>Действительно ли все диабазы Большого Кавказа позднеэоценового возраста ?</i> .....	408

### Геохимия

В.И.Гугушвили, М.А.Кекелия, Ч.Мун. <i>Коровые и мантийные источники мелового вулканизма и сульфидного рудообразования в Болнисском рудном районе</i> .....	412
И.Д.Долидзе. <i>К вопросу об эволюции постмагматических растворов при формировании медно-полиметаллических месторождений Мерисского рудного поля (Западная Грузия)</i> .....	420
В.Г.Гвахария. <i>Распределение Си, Zn, Мо и Fe в современных донных отложениях грузинского сектора Черного моря</i> .....	424

### Металлогения

С.А.Кекелия, М.А.Кекелия. <i>Геология и условия формирования альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Понтид и Кавказа</i> .....	430
---	-----

В.И.Буадзе. <i>Проблемы металлогении золота в свете научного наследия академика Георгия Дзоценидзе</i> .....	443
Г.В.Мустафаев. <i>Геологические предпосылки перспектив расширения рудно-сырьевой базы Азербайджана</i> .....	456
А.Г.Магалашвили. <i>Связь оруденения с вулканизмом на примере месторождения Маднеули – развитие идей академика Г.С.Дзоценидзе</i> .....	460
Г.В.Гигиадзе, В.З.Ярошевич. <i>Некоторые закономерности рудообразования Зопхитского месторождения (Горная Рача)</i> .....	467
<b>Геология рудных месторождений</b>	
Р.Р.Мигинейшвили. <i>A possible model of formation for the Madneuli copper-gold deposit</i> .....	472
Н.А.Каджая. <i>Геологическая позиция медно-полиметаллической минерализации Аджарского рудного района</i> .....	480
<b>Петрография</b>	
Н.Г.Садрадзе. <i>Некоторые вопросы петрографии среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород юго-западной периферии Локского массива</i> .....	487
<b>Стратиграфия</b>	
Т.Т.Гавтадзе. <i>Биостратиграфия флишевых и вулканогенных отложений палеоцена и эоцена центрального сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны по нанопланктону</i> .....	492
<b>Геоморфология</b>	
Т.Тавхелидзе. <i>Quartäre Geomorphodynamik im Finkenbachtal, Südlicher Odenwald</i> .....	506