

ბ. ზარიძე

# პეტროლოგია

საქართველოს სსრ უმაღლესი და საშუალო სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ დამტკიცებულია სახელმძღვანელოდ უმაღლესი სასწავლებლების გეოლოგიის სპეციალობის სტუდენტებისათვის





პეტროგრაფია (ბერძ. „პეტრა“ — კლდე, ქვა. „გრაფო“ — ვწერ) მეცნიერებაა ქანების შესახებ. ქანები აგებენ სხვადასხვა ფორმის და ზომის სხეულებს მიწის ქერქში. ხშირად ამ დისციპლინას პეტროლოგიას უწოდებენ (ბერძ. „ლოგოს“ — სიტყვა, ცნება, აზრი, გონება)\*.

პეტროგრაფია ყოველმხრივ შეისწავლის ენდოგენურ ქანებს, კერძოდ, მათ ნივთიერ შედგენილობას (ქიმიურს და მინერალურს), განლაგების პირობებს, განსაზღვრული გეოლოგიური ციკლის განვითარების ადგილსა და დროს (ასაკს), გენეზისს, ფაქციურ და ფორმაციულ დანაწილებას და სხვ. პეტროგრაფია გეოლოგიური დისციპლინაა — იგი შეისწავლის მიწის ქერქის ამგებ ქანებს.

ჩვეულებრივ თვლიან, რომ პეტროგრაფიამ, როგორც სამეცნიერო დისციპლინამ, განვითარება დაიწყო და გამოიყო როგორც გეოლოგიის დამოუკიდებელი დარგი, გასული საუკუნის 50-იან წლებში. მას შემდეგ, რაც ინგლისელმა ბუნებისმეტყველმა გ. სორბიმ ქანმანაწილ მინერალების შესასწავლად თხელ თლილებში მიკროსკოპი გამოიყენა. გ. სორბი თავის მრავალრიცხოვან ნაშრომებში პროპაგანდას უწევდა ქანთა შესწავლას თლილებში გამავალ სინათლეში. იგი იყენებდა ბრტყელ- და ცირკულარულ-პოლაროზებულ, პარალელურ და თავმოყრილ (კონუსურ) სინათლეს. 1858 წელს გამოქვეყნებულ წერილში გ. სორბი აღნიშნავდა, რომ შესაძლებელია მინერალებში თხევადი ჩანარების გამოყენება მათი კრისტალიზაციის ტემპერატურის დასადგენად, რაც უნდა მივიჩნიოთ თანამედროვე გეოლოგიური თერმომეტრიის დასაწყისად. 1863 წელს გ. სორბიმ შეისწავლა მეტეორიტების და ფოლადის ამოჭმული ზედაპირები, აგრეთვე გაღობის შემდეგ ნელ-ნელა გაცივებული სიენიტი. 1865 წელს მიკროსკოპს მოარგო სპექტროსკოპი გამჭვირვალე მინერალების შეფერილობის და ძვირფასი ფერადი ქვების შესასწავლად. 1869 წელს მან შეისწავლა თხევადი ნახშირორჟანგის ჩანარები რიგ ქანმანაწილ მინერალებში.

მიკროსკოპის გამოყენებამ შესაძლებელი გახადა სრულად დადგე-

\* უცხოელი გეოლოგების წარმოდგენით, ამავე აზრს იზიარებდა ა. ზავარცკო და ბერი საბჰოთა სპეციალისტი, მათ შორის ამ წიგნის ავტორიც: „პეტროლოგია“ უფრო ფართო ცნებაა, ვიდრე „პეტროგრაფია“, რადგან იგი მოიცავს ქანების შესწავლის თეორიულ მხარესაც, მაშინ როდესაც პეტროგრაფია მხოლოდ აღწერილობითაა. წინამდებარე წიგნში ტერმინები „პეტროგრაფია“ და „პეტროლოგია“ განიხილება როგორც სინონიმები.

ნილეო ქანების მინერალური შედგენილობა და სტრუქტურა, აგრეთვე ქანმაშენი მინერალების ოპტიკური თავისებურებანი.

პეტროგრაფიის განვითარების ისტორიას ყოფენ ორ პერიოდად — მიკროსკოპის გამოყენებამდე და მისი შემდგომი.

პოლარიზაციული მიკროსკოპის გამოყენებამდე ქანებს სწავლობდნენ ლუპითა და ქიმიური ანალიზების მეშვეობით. ეს მეთოდი არ იყო სრულყოფილი და მაინც ქანებზე ბევრი ძირითადი წარმოდგენა სწორედ პეტროგრაფიის განვითარების ამ პერიოდში შეიქმნა.

1742 წელს მ. ლომონოსოვმა გამოაქვეყნა გეოლოგიური ნაშრომი „დედამიწის ფენების შესახებ“, რომელშიც მან ქანთა სამი გენეტური ჯგუფი გამოყო — პირველადი (ე. ი. მაგმური) ქანები, მეორეული — ფხვიერი (ე. ი. დანალექი, მაგრამ არადიავენებული) და ისევ მეორეული მკვრივი — ქვიშაქვები, კირქვები, თიხაფიქლები.

სამამულო პეტროგრაფიის განვითარების ისტორიაში აღსანიშნავია შემდეგი ძირითადი თარიღები: 1773 წელს პეტერბურგში დაარსდა სამთო კორპუსი, რომელიც შემდეგ გადაკეთდა სამთო ინსტიტუტად; სადაც „გეოლოგიის“ კურსის კითხვისას მსმენელებს პეტროგრაფიის შესახებაც აწვდიდნენ ცნობებს. 1783 წელს პეტერბურგში შეცნირებათა აკადემიამ გამოაცხადა კონკურსი თემაზე: „ქანების კლასიფიკაცია“. ამასთან დაკავშირებით გამოქვეყნდა რიგი ნაშრომებისა პეტროგრაფიაში. XVIII საუკუნის ბოლოსა და XIX საუკუნის დასაწყისში ვ. სევერგინმა რუსულ ენაზე გამოაქვეყნა პირველი სახელმძღვანელო მინერალოგიაში, რომელშიც ცალკე თავი პეტროგრაფიას მიეძღვნა. 1817 წელს დაარსდა სრულიად რუსეთის მინერალოგიური საზოგადოება, დაიწყო რუსულ ენაზე პირველი პერიოდული ჟურნალის გამოცემა მინერალოგიაში, რომელიც ამჟამადაც გამოიცემა, „Записки Всесоюзного Минералогического общества“-ს სახელწოდებით. 1825 წელს დაიწყო „Горный журнал“-ის გამოცემა; მასში მნიშვნელოვნად შექდებოდა პეტროგრაფიული საკითხები.

მეცნიერული აზრის მკვეთრი აღმავლობა დაკავშირებულია ქანების მიკროსკოპული კვლევის მეთოდების გამოყენებასთან. 1866 წელს გამოიცა ვ. ცირკელის სამტომეული; 1869 წელს ა. კარპინსკიმ გამოაქვეყნა მონოგრაფია ურალის მეტამორფული ქანების შესახებ; 1873—1877 წლებში გ. როზენბუშმა გამოსცა წიგნი „მიკროსკოპული ფიზიოგრაფია“, 90-იან წლებში გამოქვეყნდა ფ. ლევისონ-ლესინგის მონოგრაფია; აქ კავკასიონის შესწავლის მაგალითზე პეტროგრაფიული თვალსაზრისით განხილული იყო გენეტური საკითხები. ამავე პერიოდში ე. ფედოროვმა დაამუშავა ქანმაშენი მინერალების ოპტიკური შესწავლის უნივერსალური მეთოდი; ხელსაწყოს, რომლითაც იგი სარგებლობდა, ეწოდა ფედოროვის მაგიდა.

ქანების შესწავლის განვითარებაში მიკროსკოპის გამოყენების წინა და შემდგომი პერიოდების მნიშვნელობაზე ფ. ლევისონ-ლესინგი წერდა: „ბოლო ნახევარი საუკუნის, განსაკუთრებით უკანასკნელი 25—30 წლის პეტროგრაფია იმდენად განსხვავდება მიკროსკოპამდელი პეტროგრაფიისაგან, რომ ჩვენ შეგვიძლია სრულიად დავივიწყოთ მიკროსკოპამდელი პეტროგრაფია, ან უარყოთ მისი მნიშვნელობა. მაგრამ მიკროსკოპამდელი პერიოდის პეტროგრაფიული სისტემების მიუკერძოებელი განხილვა ცხადად გვიჩვენებს ასეთი შეხედულების მცდარობას და არასწორ დამოკიდებულებას მიკროსკოპის შემდგომი პეტროგრაფიის წინაპრებისადმი“ (1950, გვ. 13).

XX საუკუნის დასაწყისში რუსეთში პეტროგრაფიის განვითარება ა. კარპინსკისა და ფ. ლევისონ-ლესინგის ორი სამეცნიერო სკოლის არსებობამ განაპირობა. ამ საუკუნის 50-იან წლებში ჩამოყალიბდა ა. ზავარიცკის სკოლა. ამჟამად წარმატებით ვითარდება ა. ზავარიცკის მოწაფის — დ. კორჩინსკის სამეცნიერო მიმართულება.

თანამედროვე პეტროგრაფიის განვითარებაში დიდი წვლილი შეაქვთ სსრ კავშირის ზოგიერთი სამეცნიერო ცენტრის სხვადასხვა სკოლას, კერძოდ, მოსკოვის (მოსკოვის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეულ საბადოთა გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის და გეოქიმიის ინსტიტუტი), ნოვოსიბირსკის, ლენინგრადის, უკრაინის, შუა აზიის, საქართველოს და სხვ.

ამჟამად პეტროგრაფია ორი გზით ვითარდება — წმინდა გეოლოგიური (ისტორიული), რომელიც ძირითადად და ფიზიკურ-ქიმიური; იგი მჭიდრო კავშირშია ექსპერიმენტულ კვლევებთან, რომელთა მიხედვითაც გეოლოგიური პროცესების მოდელირება ხდება. ამაში გამოიხატება თანამედროვე პეტროლოგიის (პეტროგრაფიის) და ყველა სხვა მონათესავე საბუნებისმეტყველო-საისტორიო დისციპლინის განვითარების თავისებურება.

გეოლოგიაში თანამედროვე ფიზიკურ-ქიმიური მიმართულების ფუძემდებლად ა. ზავარიცკი ითვლება. მან 1926 წელს გამოაქვეყნა წიგნი „მაგმური ქანების პეტროგრაფიის ფიზიკურ-ქიმიური საფუძვლები“. ეს წიგნი პეტროგრაფიაში მაგმური ქანების ფიზიკურ-ქიმიური იდეების ორიგინალურ განზოგადებას წარმოადგენს. საბჭოთა კავშირში ფიზიკურ-ქიმიური პეტროგრაფიის (ფიზიკური გეოქიმია) სფეროში კვლევებმა ამჟამად დიდ მასშტაბებს მიაღწია. წარმატებით ვითარდება იგი აშშ-ში და კანადაში; ნაკლებ სისტემატური სახე აქვს ამ კვლევებს გერ-ში, საფრანგეთში, ინგლისსა და იაპონიაში (ვ. უარიკოვი, 1976).

## პირველი ნაწილი

# ინდოგენური ქანების ნივთიერი შედგენილობა, სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებანი და მორფოლოგია

### თ ა ვ ი 1

## მოკლე ცნობები დედამიწის უინაგანი აგებულების, ვაგონისა და ქანების შესახებ

### დედამიწის უინაგანი აგებულება

ჩვენს პლანეტას ელიფსოიდის (გეოიდის) ფორმა აქვს, კონცენტრული აგებულებისაა და შებრტყელებულია პოლუსებთან. მიწის ეკვატორული რადიუსის სიგრძე 6378,245 კმ-ია, პოლარულისა — 6356,863 კმ (საშუალო რადიუსი 6371,1110 კმ). დედამიწის ასაკი დაახლოებით 5 მილიარდი წელია.

დედამიწის გარშემო აკრავს აირის გარსი — ატმოსფერო, რომლის სიგანეა დაახლოებით 1300 კმ. გარე გარსი — ჰიდროსფერო წყვეტილად ვრცელდება, იგი წყლისა და ყინულის სახით ატმოსფეროსა და დედამიწის მყარი გარსის — ლითონფეროს შორისაა მოთავსებული. თანამედროვე წარმოდგენებით ატმოსფერო და ჰიდროსფერო მანტიის დეგაზაციის შედეგადაა წარმოშობილი.

ბუნებრივ პირობებში დედამიწის წიაღის უშუალო დაკვირვება მხოლოდ 2—3 კმ სიღრმემდეა შესაძლებელი (ზოგიერთი მაღალმთიანი სისტემის ღრმად ჩაჭრილ ხეობებში), მაგალითად. ჰიმალაებში, ანდებში. ალპებში, პამირზე, კავკასიონზე და სხვ.

ხელოვნური სამთო გამოწამლუშევერების სიღრმე იშვიათად აღწევს 2000—3000 მეტრს. ასე, მაგალითად, ამჟამად ყველაზე ღრმა სამთო გამოწამლუშევარი ინდოეთში გვხვდება და მისი სიღრმეა 3187 მ (2290 მ ზღვის დონიდან). ზეღრმა ბურღილები კოლის და აფშერონის ნახევარკუნძულებზე, კალიფორნიასა და ტეხასში მდებარეობს, რომლებიც გვაწვდიან ცნობებს დედამიწის ქერქის აგებულების შესახებ.

ჩვენი პლანეტის უღრმესი ნაწილების აგებულების შესახებ წარმოდგენა შეიძლება ვიქონიოთ დედამიწის ქერქის (ბლოკების) ძლიერ ამოწეული უბნებით, რომლებიც ადრეულ პერიოდში (ასეული მილი-

ონი წლის წინათ) იმყოფებოდნენ დიდ (ზოგჯერ 10 კმ-მდე) სიღრმეზე: ეს ბლოკები აგებულია უძველესი ქანებით, უმთავრესად მეტამორფიტებით. დედამიწის აგებულების და შედგენილობის შესწავლის მთავარ მეთოდს მაინც გეოფიზიკური მეთოდი წარმოადგენს, პირველ ყოვლისა სეისმური მეთოდი, რომლის მეშვეობით დადგენილია, რომ დედამიწის წიაღში არსებობს ორი კონცენტრული ზედაპირი (საზღვარი). რომლითაც გამოყოფილია დედამიწის გული და ორი გარსი — ქერქი და მანტია.

დედამიწის ქერქი (ლითოსფერო) ან შრე, ამერიკელი გეოფიზიკოსის კ. ბულენის კლასიფიკაციით ჰეტეროგენული გარსია (ძირითადი კომპონენტებია: Si, Al, Fe), რომელიც ჩამოყალიბდა მანტიური ნივთიერების ხანგრძლივი (მილიარდი წლების) გადამუშავების შედეგად.

კვლევის შედეგად დადგენილია, რომ კონტინენტის სხვადასხვა ნაწილში დედამიწის ქერქის სისქე განსხვავებულია და მერყეობს 20-დან 70 კმ-მდე. ოკეანის ქვეშ იგი 5—15 კმ-ია. დედამიწის ქერქის საერთო საშუალო სისქე 35 კმ-ია.

როგორც კონტინენტების, ასევე ოკეანეების ქვეშ დედამიწის ქერქი სპი შრისაგან შედგება: დანალექი. გრანიტულ-მეტამორფული და ბაზალტური.

ზედა, ანუ დანალექი შრე ხასიათდება გრძივი სეისმური ტალღების გავრცელების 2.0—5.0 კმ/წმ სიჩქარით. კონტინენტებზე ეს შრე ფართო სტრატეგრაფიული დიაპაზონის ქანებითაა აგებული — ზედა პროტეროზოულადან მეოთხეულ ქანებამდე. ოკეანის ქვეშ კი თვლიან, რომ ფანეროზოულამდეა. კონტინენტებზე დანალექი შრის სისქეა 10—15. იშვიათად 15—25 კმ. ოკეანეების ცენტრალურ ნაწილებში არა უმეტეს 1 კმ.

მეორე, ე. ი. გრანიტულ-მეტამორფიტულ შრეში გრძივი სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარეა 5.5—6.5 კმ, რაც ექსპერიმენტი დასტურდება. მეორე შრის ნივთიერებათა სიმკვრივე 2.7 გ/სმ<sup>3</sup>-ია.

ფიზიკური თვისებებით, მათ შორის დრეკადი სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარით, მესამე შრის შემადგენელი ნივთიერება ბაზალტს პასუხობს. რასაც ადასტურებს შუალედი ქედების რიფტულ ხეობებში დრაგირების შედეგები. ოკეანური ქერქისათვის  $V_p = 6.8$  კმ/წმ. იგი იცვლება 6,5-დან 7,1 კმ/წმ-მდე, რაც ახლოსაა კონტინენტებზე მესამე შრისთვის მიღებულ ციფრებთან ( $V_p = 6,6—7.4$  კმ/წმ). ბაზალტური შრის ნივთიერებათა სიმკვრივეა 3,0 გ/სმ<sup>3</sup>. ვულკანიტებს ოკეანის ფსკერის უზარმაზარი ტერიტორია უჭირავთ. ოკეანური ქერქის მეორე შრე ძირითადად შედგება ტოლიტური ბაზალტებისაგან, რომელთა მოცულობა 500 მლნ კმ-ია, რაც 20-ჯერ მეტა

კონტინენტების სინქრონული ვულკანიტების მოცულობაზე და დაახლოებით 5-ჯერ აღემატება მატერიკების ფანეროზოული ვულკანოგენური წყებების მოცულობას. მეორე ოკეანური შრის შემადგენელი ოკეანის ფსკერის ვულკანიტები, წარმოქმნილი არეალური ამოფრქვევის შედეგად. იცვლებიან ტუტე-ბაზალტური ვულკანიტებით. რომლებიც შეადგენენ კუნძულთა და წყალქვეშა მთებს, ეს უკანასკნელი კი განლაგებულია ოკეანის კონსოლიდირებულ ქერქზე.

გრანიტ-მეტამორფიტულ და ბაზალტურ შრეებს შორის საზღვარი დადგენილია სეისმური ზედაპირის ე. წ. კონრადის ზედაპირის მეშვეობით. ეს სახელი იმ მეცნიერის პატივსაცემად ეწოდა, რომელმაც პირველად შენიშნა ამ ზედაპირის არსებობა.

დედამიწის ქერქი ძირითადად ენდოგენური ქანებისაგან შედგება. ფ. კლარკის გაანგარიშებით დედამიწის ქერქში 16 კმ სიღრმემდე მაგმური და მეტამორფული ქანები 95%-ია, თიხოვანი — 0.75, კრქლოვანი — 0.25%. სულ სხვა თანაფარდობაა ამ ქანებს შორის დედამიწის ზედაპირზე: მაგმური და მეტამორფული ქანები 25% შეადგენს. დანალექი — 75%.

დედამიწის ქერქის საზღვრად (საგებად) მოხოროვიჩიჩის ზედაპირს თვლიან. კონტინენტის ქვეშ იგი საშუალოდ 35 კმ სიღრმეზეა, ოკეანის ქვეშ — დაახლოებით 7 კმ-ზე. ეს ზედაპირი პირველად შენიშნა იუგოსლაველმა გეოფიზიკოსმა მოხოროვიჩიჩმა. მოკლედ მას მოხოს ზედაპირს ან მოხოს გამყოფს უწოდებენ და აღნიშნავენ  $M$  ასოთი.

მოხოს ზედაპირიდან დედამიწის ცენტრის მიმართულებით აღინიშნება გრძივი ( $V_p$ ) და განივი ( $V_s$ ) დრეკადი სეისმური ტალღების სიჩქარის ზრდა და იწყება შემდეგი გარსი — მ ა ნ ტ ი ა. მისი სისქე 2900 კმ ფარგლებშია.

მანტიაში სეისმური ტალღების გავლის ხასიათის მიხედვით კ. ბულენი სამ შრეს გამოყოფს: ზედას —  $B$ , შუას —  $C$ , რომელსაც გოლიცინის შრეს ან ნაწილსაც უწოდებენ, და ქვედას —  $D$ . ზედა და შუა შრეებს ზედა მანტიას უწოდებენ (მისი მთავარი კომპონენტებია Si, Fe, Mg).

$B$  შრის სისქე 60—250 კმ-ია. ამ შრეში მის განსაზღვრულ დონეზე შეიძინევა გრძივი და განივი ტალღების სიჩქარეთა შემცირება, რაც უპასუხებს გუტენბერგის ჰორიზონტს ან არხს ( $T$  — 1500—1250°); ზოგჯერ მას ასტენოსფეროსაც უწოდებენ (ბერძ. „ასტენოს“ — სუსტი). ამ ჰორიზონტის ზედა საზღვარი კონტინენტების ქვეშ 50—100 კმ-ია, ხოლო ქვედა საზღვარი 200—400 კმ. ზოგ ადგილებში რამდენიმე ასტენოსფერული ჰორიზონტია დადგენილი, რაც დამახასიათებელია გარდამავალი ზონებისათვის. იმის გამო, რომ განივი ( $V_s$ ) ტალღები არ გვხვდება, ვარაუდობენ, რომ აქ არის თხევადი ნივთიერება

(მაგმა). ფიქრობენ, რომ ასტენოსფეროს ხასიათი, წნევისაგან განსხვავებით, განპირობებულია ტემპერატურის მატების ტენდენციით, აგრეთვე ნივთიერების გადასვლით კრისტალური მდგომარეობიდან ამორფულში.

შუა C შრე 800—950 კმ სიღრმემდე ვრცელდება და განივი ტალღების გრადიენტის ჩქარი მატებით (11 კმ/წმ) ხასიათდება. შრის სიმკვრივე იზრდება 3,5 მ/სმ<sup>3</sup>-მდე. მკვლევართა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ შუა C შრეში მიმდინარეობს ფაზური გარდაქმნები — ერთი ნერალური სახე გადადის მეორეში, რომლებიც ხასიათდებიან ატომთა უფრო მჭიდრო განლაგებით და ამასთანავე ინარჩუნებენ ქიმიურ შედგენილობას.

დედამილია, რომ ქვედა შრე მოხოს ზედაპირიდან 2900 კმ სიღრმეზე ვრცელდება (ძირითადი კომპონენტებია: Fe, Mg, Ni; სიმკვრივე 5,7—3,3;  $T=3000—1500^\circ$ ). იგი ხასიათდება ტალღების V სიჩქარის ( $V_p = 1,35$ -მდე,  $S_c = 7,3$  კმ/წმ) ნელი მატებით. სიმკვრივის გაზრდა აიხსნება წნევის გაზრდით და ნივთიერების მჭიდრო განლაგებით.

დედამიწის ბირთვში (ძირითადი კომპონენტები: Ni, Fe) გამოიყოფა გარე და შიგა ნაწილები. მათ შორის გარდამავალი ზონა შეიძინევა. მთელი ბირთვის რადიუსი  $R=3500$  კმ, შიგა ნაწილის კი 1300 კმ-ია. ბირთვში  $V_s$  სიჩქარე ცენტრის მიმართულებით თანდათანობით ქრება. ბირთვის გარე ნაწილისა და მანტიის საზღვარზე  $V_p$  ნახტომისებრად მცირდება  $\sim 8,1$  კმ/წმ-მდე; ბირთვის გარე ნაწილში კი აღინიშნება  $V_p$  მუდმივი მატება 40,7 კმ/წმ-მდე (დაახლოებით 4700 კმ სიღრმეზე). ბირთვის შიგა ნაწილის საზღვარზე (გარდამავალი ზონა)  $V_p$  ჩქარა იზრდება (11,2 კმ/წმ-მდე). შემდეგ კი შიგა ბირთვში, რომელიც 5100 კმ-ზე იწყება, ცენტრის მიმართულებით უკვე აღარ იცვლება.

მანტიისა და ბირთვის საზღვარზე სიმკვრივე ნახტომისებრად იცვლება. მონაცემები სიმკვრივის შესახებ აქ არაერთგვაროვანია. მკვლევართა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ ბირთვის გარე ნაწილი (სიმკვრივე 11,2—10;  $T=3870^\circ\text{C}$ -მდე) იმყოფება თხევად მდგომარეობაში, შიგა კი მკვრივია (სიმკვრივე — 12). მკვლევართა ნაწილის აზრით, ბირთვი უმთავრესად რკინის შენაერთებისგან შედგება. ნაწილი კი ამტკიცებს მის მანტიურ შედგენილობას ნივთიერების მეტალურ ფაზასთან ერთად. დედამიწის ქერქში და მანტიაში სიმძიმის ძალა სიღრმესთან ერთად უმნიშვნელოდ იზრდება და მაქსიმუმს აღწევს მანტიისა და ბირთვის საზღვარზე (საშუალოდ ქერქში და მანტიაში სიმძიმის ძალა 1000 სმ-ია), შემდეგში იგი სწრაფად მცირდება და ცენტრში ნულის ტოლი ხდება.

დედამიწის ცენტრის მიმართულებით წნევა თანდათანობით იზრდება: ბირთვის საზღვარზე  $P \approx (1,3—1,4) \cdot 10^3$  კბარ ან  $(1,3—1,4) \cdot$

$\cdot 10^{11}$  პა: ცენტრში  $P \approx (3.5 \pm 0.5) \cdot 10^3$  კბარ ან  $(3.5 \pm 5) \cdot 10^{11}$  პა. მონაცემები წიალის ტემპერატურული რეჟიმის შესახებ საკმაოდ განსხვავებულია და დამოკიდებულია დედამიწის წარმოშობის იმ ჰიპოთეზაზე, რომელსაც ესა თუ ის ავტორი ეყრდნობა, ე. ი. მათი წარმოდგენით როგორია დედამიწის საწყისი ტემპერატურა მისი ჩამოყალიბების დროს. ამავე დროს მხედველობაში იღებენ რადიოაქტიურ ნივთიერებათა შემცველობას დედამიწის წიაღში. დადგენილია, რომ დედამიწის ქერქში ტემპერატურა სწრაფად იზრდება ( $1500^\circ$ -მდე), შემდეგ ტემპერატურა ნელ-ნელა მატულობს და შიგა ბირთვში  $4750^\circ\text{C}$  აღწევს.

### მ ა გ მ ა

მაგმა (ბერძ. „მაგმა“ — პასტა, ციში) სილიკატური მდნარია, რომელიც წარმოიშობა დედამიწის ქერქის და ზედა მანტიის გეოლოგიურად აქტიურ უბნებში. ხელსაყრელ პირობებში იგი დედამიწის ქერქს ზედა ჰორიზონტებში გადაადგილდება და ამოინთხევა კიდეც ზედაპირზე. მაგმის გამოყარების შედეგად წარმოიშობა სხვადასხვა ქანები ანუ აგებული ინტრუზიული და ეფუზიური სხეულები.

მაგმას და მაგმური ქანების წარმოშობას შეიძლება თვალყურით ვადევნოთ ვულკანებზე, რომელთაც შეისწავლის სპეციალური მეცნიერება — ვულკანოლოგია. ეს მეცნიერება სწავლობს არა მარტო მნიშვნელოვან გამოყენებით პრობლემებს (ვულკანურ სასარგებლო წარმოშობის და განლაგების კანონზომიერება, დედამიწის შიგა სითბოს უდიდესი მარაგების გამოყენება, უმთავრესად, ელექტროენერჯის მისაღებად, ვულკანების ამონთხევის და მიწისძვრების პროგნოზი, ზღვების და ოკეანეების ფსკერზე არსებული მინერალური რესურსების ათვისება), არამედ ხსნის დედამიწის და სხვა პლანეტების ფუნდამენტურ მეცნიერულ პრობლემებსაც.

იტალიაში, იაპონიაში, ისლანდიაში, აშშ-ში, სსრკ-სა და სხვა ქვეყნებში ცნობილია მოქმედი ვულკანები, სსრკ-ში ისინი გვხვდება კამჩატკაზე. კურილის კუნძულებზე: მოქმედ ვულკანებს შეიძლება მივაკუთვნოთ იალბუზიც (კავკასიონის ჩრდილო ფერდზე), რომლის მწვერვალი ზოგჯერ „ბოლავს“.

1964—1975 წლებში ს. ფედოტოვის და ი. დუბიკის მონაცემებით, კამჩატკაზე და კურილის კუნძულებზე ვულკანური პაროქსიზმები შემდეგი თანამიმდევრობით ვითარდებოდა.

1964 წელს მოხდა ვულკან შიველუჩის კატასტროფული ამოფრქვევა. რომელიც მხოლოდ 1 საათს გრძელდებოდა. აფეთქების ენერჯია ეკვივალენტური იყო საშუალო სიმძლავრის წყალბადის ბომბის



ენერჯისა. ვულკანის 2 კმ<sup>3</sup> მოცულობის მთელი ზედა ნაწილი დაიმსხვრა და გადმოიტყორცნა დაახლოებით 12 კმ მანძილზე: მის ადგილზე 2 კმ-ზე მეტი დიამეტრის ახალი კრატერი წარმოიშვა. ვულკანის ულამაზესი სამხრეთი ფერდი გადაიქცა ქვიან უდაბნოდ, რომლის ფართობი 150 კმ<sup>2</sup>-ია. ეს იყო XX საუკუნის ერთ-ერთი მძლავრი ამოფრქვევა.

1965 წელს ამოიფრქვა ბენზიმინის ვულკანი. მისმა თაღმა, რომელიც 1956 წლიდან თანდათან იზრდებოდა, ამ დროისათვის მიაღწია 700 მ სიმაღლეს. 10 მარტს თალის ზემოთ ავარდა აირულ-ფერფლოვანი ღრუბელი. ფერფლი 8 კმ სიმაღლეზე აიტყორცნა და დაფარა 30 000 კმ<sup>2</sup> ფართობი. თალიდან მიმდებარე ხეობებში დენა იწყო გამანადგურებელმა პიროკლასტურმა ნაკადებმა.

ამკვარი ნაკადები ყველაზე სახიფათოა მოქმედ ვულკანებზე. ლავანს გამოყოფილი აირები მდნარს გარდაქმნიან აირულ-ფერფლოვან ნარეულად, რომლის ტემპერატურაა დაახლოებით 800°C და ძლიერ მოძრაობს. ამ ნაკადების სიჩქარე 150 კმ/სთ აღწევს.

1966 წელს კლიუჩევსკაიას სოპკის ჩრდილო ფერდობზე მოხდა გვერდითი კრატერების ამოფრქვევა, სამი თვის განმავლობაში ვულკანის კონუსში ლავა ნაპრალებიდან მოედინებოდა ზედაპირზე, წარმოიშვა ახალი თანავულკანი და ლავური ნაკადი, რომელმაც ამოფრქვევის დასასრულისათვის მიაღწია 100 მლნ მ<sup>3</sup> ფართობს და გადაადგილდა ამოფრქვევის ცენტრიდან 11 კმ-ზე.

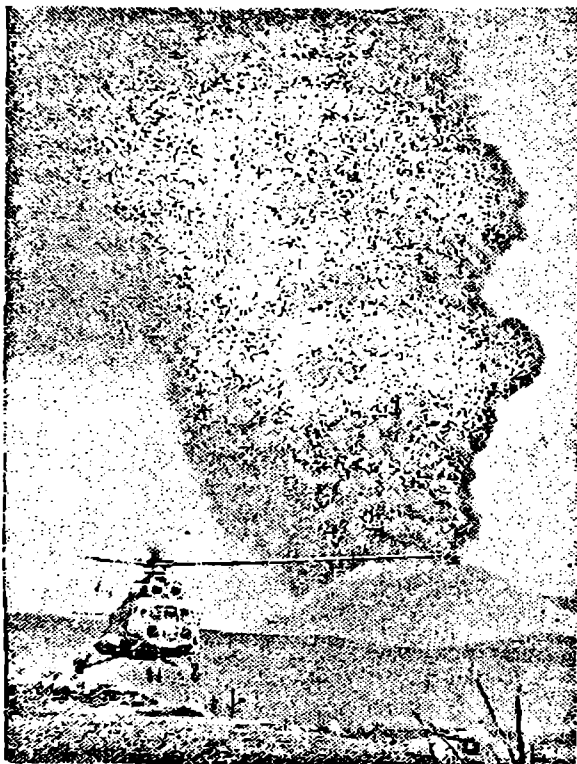
1970 წელს კვლავ გააქტიურდა კარიმის ვულკანი, 6 კმ-ზე ავარდნილი ფერფლის ღრუბელი ქარმა ოკეანის მიმართულებით გადაადგილა. ამოფრქვევის პირველ დღეებში ვულკანის ფერდებზე კრატერის წვერიდან გადმოედინა ლავური ნაკადი. ამის შემდეგ სამი წლის განმავლობაში ყოველ ერთნახევარ-ორ საათში კრატერის თავზე ავარდებოდა აფეთქების მუქი ნაცრისფერი ფერფლის „სოკო“.

1972 წელს ვულკანური ბომბების ცეცხლიანი შადრევნები ავარდა ვულკან ალაიდის ახალ გვერდით კონუსზე. სამი თვის განმავლობაში ლავური ნაკადის გავლენით ოზოტის ზღვის სანაპირო ზოლში, კუნძულ აგლასოვზე, წარმოიშვა ახალი კონცხი.

1973 წელს სამხრეთ კურილის მცხოვრებლები და მეთევზეები ვულკან ტიატიას ამოფრქვევის მოწმენი გახდნენ. ვულკანის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდებზე ახალი კრატერები წარმოიშვა. ამოფრქვევის ორი კვირის მანძილზე ვულკანის მიდამოები 200 მლნ მ<sup>3</sup> ფერფლით დაიფარა.

1974 წელს კლიუჩევსკის სოპკის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდზე დაიწყო გვერდითი ვულკანის ამოფრქვევა. 3600 მ სიმაღლეზე ახალი კრატერი წარმოიშვა, ქვევით კი ფერდზე ბოგდანოვიჩის მყინვარის სათავეს რაიონში გაჩნდა ლავური ნაკადი.

1975 წლის ივნისის ბოლოს ვულკან პლოსკი ტოლბაჩიკის სამხრეთით დაიწყო მიწისძვრების დიდი სერია, 2 ივლისს კი მოხდა ყველაზე დიდი მიწისძვრა, კლიუჩევსკის ჯგუფის ვულკანების ცნობილ მიწისძვრებს შორის. 6 ივლისს პლოსკი ტოლბაჩიკის 18 კმ სამხრეთით დაიწყო ამოფრქვევა, რომელსაც ეწოდა ტოლბაჩიკის დიდი ნაპრალური ამოფრქვევა (ნახ. 1), რომლის ამოფრქვევის დრო სწორად და-



ნახ. 1. ვულკან ახალი ტოლბაჩიკის I კონუსის ამოფრქვევა 1975 წლის 25 ივლისს. ფოტო ბ. ივანოვის.

ადგინა პ. ტოკარევა. იგი დამთავრდა 1975 წლის 10 დეკემბერს. ეს იყო კურილია-კამჩატკის სარტყლის ერთ-ერთი ყველაზე დიდი ბაზალტური ამოფრქვევა. ვულკანიზმის აქტიური ზოლი პლოსკი ტოლბაჩიკის მწვერვალიდან 30 კმ-ზე გაიდევნებოდა. ამ ამოფრქვევის შედეგად წარმოიშვა ოთხი ახალი მონოგენური ვულკანი (350 მ სიმაღლის წიდური კონუსები), გაეარვარებული ღრუბელი 13 კმ სიმაღლეზე

ადიოდა, ვულკანებიდან მოედინებოდა ბაზალტური შედგენილობის ლავა (ლავეური მდინარეები ან ნაკადები), წარმოიშვა 40 კმ<sup>2</sup> ფართობის და დაახლოებით 80 მ სისქის ლავეური საფარი. პლოსკი ტოლბაჩიკის მწვერვალზე წარმოიშვა 1700 მ დიამეტრის და 0,5 კმ სიღრმის ახალი მწვერვალური კალდერა. ახალი კონუსებიდან პირველად წარმოშობილ ყველაზე დიდ კონუსს ცნობილი ვულკანოლოგის გიორგი სტეფანეს ძე გორშოვის პატივსაცემად გორშოვის ვულკანი ეწოდა.

სამყაროს ისტორიაში ცნობილი ამოფრქვევებიდან ერთ-ერთი ყველაზე კატასტროფული ამოფრქვევა მოხდა ჩვ. წ. აღრიცხვამდე 1470 წელს ეგეოსის ზღვაში კუნძულ ტირაზე. პაერში ავარდა 80 მლრდ მ<sup>3</sup> ვულკანური მასა. კატასტროფა ათეულობით კილომეტრზე გავრცელდა და რამდენიმე წუთში მოსპო ხმელთაშუა ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილის კრიტომინოსის ცივილიზაცია. ცნობილი ფრანგი ვულკანოლოგის გარუნ ტაზიევის აზრით ხმელთაშუა ზღვის ამ ნაწილის მცხოვრებთა თანამედროვე კონცენტრაციის, სამრეწველო საწარმოების და კურორტების პირობებში ვულკანის ასეთი აფეთქება გამოიწვევდა მილიონობით ადამიანის სიკვდილსა და განადგურებას, რომელიც გადააჭარბებდა ხიროსიმასა და ნაგასაკში ატომური აფეთქების შედეგებს. ნაკლები მასშტაბის კატასტროფებიც კი, როგორც იყო ტამბორას ამოფრქვევა 1815 წელს ზონდის არქიპელაგში, შეიწირა 100 000 სიცოცხლე. 70 წლის შემდეგ კრაკატაუს ვულკანის ამოფრქვევისას დაიღუპა 40 000 ადამიანი — ჩვენს დროში გაცილებით საშიში იქნებოდა. 1950 წელს ახალ გვინეაში „მძინარედ“ წოდებულმა მთის „ლამინგტონის“ უეცარმა გაღვიძებამ მოსპო 5000 ადამიანი.

ცნობილია, რომ ამჟამად მოქმედ ვულკან ვეზუვის ამოფრქვევის შედეგად 79 წ. ჩვ. წელთაღრიცხვამდე გავარვარებული ფერფლის მძლავრი ფენის ქვეშ დაიმარხა ძველი ცივილიზაციის ქალაქები — პომპეა, ჰერკულანუმი და სტიბია.

ერთ-ერთი ყველაზე გრანდიოზული და დამანგრეველი ამოფრქვევა მოხდა 1902 წლის 8 მაისს კუნძულ მარტინიკაზე (მცირე ანტილიის კუნძულები), მას „ფრანგული კატასტროფა“ უწოდეს; კუნძულის ჩრდილოეთ ბოლოზე მდებარე ვულკანმა მონ-პელემ ამოტყორცნა გაზების ძალიან დიდი გავარვარებული ღრუბელი, სავსე წვრილი ფერფლითა და მსხვილი მყარი ნივთიერებით და იმის მაგივრად, რომ ჰაერში ასულიყო, როგორც ეს ხდება სხვა ვულკანებში, ღრუბელი ქვევით დაეშვა, არაჩვეულებრივი სისწრაფით დაუყვა ფერდობს და განადგურა ყველაფერი. ვულკანის ძირში, ზღვისპირას მდებარე ქალაქი სენპიერი სრულიად განადგურდა რამდენიმე წუთის განმავლობაში. სახლები დაიწვა, ხოლო ქალაქის 29 ათასი მცხოვრები დაიხრჩო და

დაიწვა. ამ გამანადგურებელი ამოფრქვევის მოწმეები იყვნენ ვულკანის შემოგარენში მცხოვრებნი, რომლებიც ღრუბელს გადაურჩნენ. 1929 და 1930 წლებში მონ-პელეს ვულკანის ამოფრქვევა განმეორდა. ისეთივე გავარვარებული ღრუბელი „ჩამოგორდა“ კალთებზე, მაგრამ ამჟამად ადამიანის მსხვერპლი არ ყოფილა.

განადგურებისა და მსხვერპლის მასშტაბის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ შემდეგი ციფრებით: 3. ტოკარევის მონაცემებით. 1500 წლიდან 1970 წლამდე პერიოდში დედამიწაზე ვულკანების ამოფრქვევების შედეგად დაიღუპა დაახლოებით 240 ათასი კაცი (დაახლოებით 400 კაცი წელიწადში). ადამიანთა ასეთი დიდი მსხვერპლი კიდევ იმით აიხსნება, რომ ქვეყნებში, სადაც ხდებოდა ამოფრქვევა. სოფლები და ქალაქები, როგორც წესი, განლაგებული იყო ვულკანის კალთებზე ან უშუალოდ მის ქვემოთ.

ვულკანების ამოფრქვევა ბუნების ძლიერი მოვლენაა და მათი თავიდან აცილება შეუძლებელია. მაგრამ მათი ბუნების შეცნობით, ადამიანმა შეიძლება იწინასწარმეტყველოს ამოფრქვევა და ამით შეამსუბუქოს მათი კატასტროფული შედეგები.

არსებობს ამოფრქვევის პროგნოზის ორი ვარიანტი: 1. ვულკანების აქტივობისა და ვულკანური საშიშროების გრძელვადიანი პროგნოზი და 2. ადგილის, ენერგიის, დროის და ამოფრქვევის საშიშროების მოკლევადიანი პროგნოზი.

გრძელვადიანი პროგნოზი ეყრდნობა ვულკანის წინა ამოფრქვევების ანალიზს, მონაცემებს ამოფრქვევებზე ისტორიულ დროში და გეოლოგიურ მონაცემებს, იგი განსაზღვრავს ამოფრქვევის ალბათობას დროის ცალკეულ მონაკვეთებში, ამოფრქვევის სავარაუდო ადგილს, ნივთიერების და ენერგიის რაოდენობას, ამოფრქვევის ხასიათს, მისი პროდუქტების დალექვის უბნებს და განსაზღვრავს ვულკანთან მიმდებარე ტერიტორიების მოსალოდნელ საშიშროებას (ვულკანური დარაიონება).

ამოფრქვევის მოკლევადიანი პროგნოზი ეყრდნობა წნევის გაზრდის ანალიზს მაგმურ კერაში და ვულკანის ამომყვან არხში. წნევის გაზრდა ამომყვან არხში წარმოშობს დაძაბულობას და დეფორმაციას მის ირგვლივ მყოფ ქანებში, მათი ფიზიკური თვისებების ცვლილებას. ყველაზე დამახასიათებელ თვისებებს, რომლებიც წინ უსწრებს ამოფრქვევას, ეკუთვნის ვულკანური მიწისძვრა, დედამიწის ზედაპირის დეფორმაცია, მაგნიტური, ელექტრული და გრავიტაციული ველების ცვლილება, ტემპერატურის და ფუმაროლური გაზების შედგენილობის შეცვლა და სხვ. ეს მოვლენები აღინუსხება ზუსტი ხელსაწყოებით. თუ დავადგენთ ვულკანის მოქმედებასთან იმ მოვლენათა კავშირის კანონზომიერებებს, რომლებიც წინ უსწრებს ამოფრქვევას

და ვაწარმოებთ უწყვეტ დაკვირვებას მათზე, შეიძლება დავადგინოთ ამოფრქვევის დრო, ადგილი და ენერგია და შევაფასოთ მისი საშიშროება.

როგორც წესი, წინასწარი მოვლენები განსაკუთრებით ინტენსიურია ძლიერი ამოფრქვევების წინ. უწყვეტმა დაკვირვებამ სეისმურ რეჟიმზე კლუჩევსკაიას ჯგუფის ვულკანების რაიონში, შესაძლებელი გახდა ეწინასწარმეტყველებინათ ბეზიმიანის ვულკანის ზომიერი ამოფრქვევები 1959, 1960 და 1961 წლებში, ასევე შიველუჩის ვულკანის გიგანტური ამოფრქვევა 1964 წელს. კარიმსკის ვულკანის მახლობელ წყაროებში რადონის კონცენტრაციის შესასწავლად ჩატარებული სამუშაოები მიგვიითებებს ამ მეთოდის გამოყენების პერსპექტიულობაზე ამოფრქვევის პროგნოზირებაში. ასევე პერსპექტიულია მეთოდი, დამყარებული დედამიწის ზედაპირის დეფორმაციის შესწავლაზე ვულკანის რაიონში.

ვულკანების ამოფრქვევა არა მარტო დამანგრეველი, არამედ აღდგენის პროცესიცაა. მ. ვასილევსკი აღნიშნავს, რომ ამ მრისხანე მოვლენის შესწავლის ძირითადი მიზანი არის არა მარტო მათი პროგნოზირება და მათგან გამოწვეული ნგრევის საწინააღმდეგო ზომების მიღება. ვულკანებს მოაქვთ არა მარტო საშინელება და სიკვდილი — ისინი აგებენ დედამიწას, გამოხატავენ ჩვენი პლანეტის განვითარების ზოგად გეოლოგიურ პროცესს, როცა ზედაპირზე მისი სიღრმეიდან ამოდის სხვადასხვა ნივთიერება და ენერგია. ვარაუდობენ, რომ ვულკანური წარმოშობისაა დედამიწის ატმოსფერო და მსოფლიო ოკეანის წყლები, მათი მინერალური სიმდიდრე.

უკანასკნელი 60—70 წლის მანძილზე შესწავლილია ვულკანების განაწილების კანონზომიერება დედამიწის ზედაპირზე. გამოვლინდა ვულკანიზმის უწყვეტი სარტყლები, პლანეტის თავისებური „ციცხლოვანი რკალები“, განლაგებული დედამიწის ქერქში სიღრმული ნაპრალების (რიფტების) გასწვრივ, რომლებიც დაკავშირებულია მსოფლიო ოკეანის კუნძულების ჯაჭვთან და კონტინენტების მთიან ნაპირებთან; მსოფლიო ოკეანის ფსკერი დაფარულია ვულკანური ქანებით. დადგენილია უძველესი ვულკანური სარტყლები, რომლებიც კვეთდნენ დედამიწის ზედაპირს ათეული და ასეული, მილიონი და მილიარდი წლების წინათაც კი.

მაგმის წარმოშობის (გენერაციის) მიზეზების შესახებ ერთიანი აზრი ჯერ კიდევ არ არსებობს. თვლიან, რომ ულტრაფუძე და ფუძე შედგენილობის მაგმები წარმოიშობა მანტიის ზედა ნაწილში და დედამიწის ბაზალტურ ფენაში, ხოლო სილიციუმმყავა ქანები — დედამიწის ქერქის გრანიტულ-მეტამორფიტულ ფენაში. გარდა ამისა, ითვლება, რომ სილიციუმმყავა (გრანიტოიდული) მაგმა მანტიის ნივთი-

გრებათა დიფერენციაციის პროდუქტია. გამოთქმულია ასევე მოსაზრება გრანიტოიდული მაგმის წარმოქმნის შესახებ სიღრმულ ზონებში ტექტონო-მაგმური აქტივაციის შედეგად. რაც შეეხება ე. წ. ანატექტურ (ბერძ. „ანა“ — ზევით, უმაღლესი ხარისხით, „ტექსის“ — გაღობა) გრანიტოიდებს, მათი წარმოშობა დასაშვებია მხოლოდ პროტოგრანიტოიდების (ბერძ. „პროტოს“ — პირველი) ჩამოყალიბების შემდეგ: ისინი წარმოიშობა რთული ალოქიმიური მეტამორფული (მეტასომატური) პროცესების შედეგად დედამიწის წიაღში.

ამოფრქვეული მაგმის (ლავის) ტემპერატურა 900-დან 1200°C-მდეა. იშვიათად 1350°C, ინტრუზიული მაგმის — 700-დან 1100°C-მდე, ხანდახან ოდნავ მაღალი.

მაგმის ამოფრქვევის მიზეზები ჭერჭერობით სავსებით ნათელი არ არის. დედამიწის სიღრმეში წარმოქმნილი მაგმის გადაადგილებისათვის აუცილებელია მაგმის ამოძვრის არხის ჩასახვა, ე. ი. ნაპრალის (რღვევის) წარმოქმნა დედამიწის ქერქში, რომელიც მიიღწევს მაგმურ კერას. მდნარის წარმოქმნით გამოწვეული გაზრდილი წნევის გამო ხდება მაგმის ამოსვლა რღვევის გასწვრივ. მაგმის ამოტყორცნის მეორე მიზეზია კონტაქტში მყოფი ნივთიერებების სიმკვრივეთა სხვაობა. რამბერგი თვლის, რომ გრანიტულ მდნარს ნორმალურ პირობებში ექნება 2,4 გ/სმ<sup>3</sup> სიმკვრივე, ხოლო შემცველ ქანებს — 2,8 გ/სმ<sup>3</sup>. ამ დროს გრანიტული მაგმის მოძრაობის შესაძლო სიჩქარე, გამოთვლილი მოდელირებით, 30 კმ-ია 150 ათასი წლის განმავლობაში.

ფრანგი მეცნიერი ა. ბლო სამხრეთ იტალიის, იაპონიის, ახალი გებრიდის კუნძულების ვულკანებზე მათ გააქტიურებამდე სეისმოლოგიური დაკვირვებების შედეგად იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ მიწისძვრები იწყება ვულკანურ ამოფრქვევებამდე დიდი ხნით ადრე და დროთა განმავლობაში ხდება სეისმური პროცესების ჰიპოცენტრის თანდათანობითი გადაადგილება ზევით დედამიწის ზედაპირამდე, რაც ამოფრქვევის დასაწყისია. ამ მეცნიერის აზრით, მაგმის მოძრაობის სიჩქარე საკმაოდ თანაბარია და სიღრმული მიწისძვრებისათვის 1,8 კმ/დღ შეადგენს, მცირე სიღრმეების მიწისძვრებისათვის მოქმედი ვულკანების ზონაში მაგმის გადაადგილების ზღვრული სიჩქარეა 0,9 კმ/დღ (ვ. პეტროვი, 1974).

ამოფრქვეული ლავის გაცივება საკმაოდ ნელა მიმდინარეობს, დაკვრებები გვიჩვენებს, რომ მოზრდილი ლავური ნაკადი ცივდება დაახლოებით 10 წელიწადს. ასე, მაგალითად, ვულკან კატამაის მიერ ამოფრქვეული ფერფლი, წლების განმავლობაში „უზრუნველყოფდა“ რამდენიმე ათასი ფუძაროლის მოქმედებას, რის გამოც ამ ადგილს დაერქვა „ათი ათასი ბოლის ველი“.

1954 წელს ე. ლარსენმა გამოითვალა ინტრუზიული სხეულების

გაცივების სიჩქარე, იმ მაგმის შემოქრის შემდეგ, რომელიც წარმოიშობა 100 მ სისქის სილების ზედაპირთან ახლოს; მისი გაცივებისთვის დაახლოებით 100 წელია საჭირო; 5 კმ სიღრმეზე მდებარე უცაბოდ დაქანებული ცილინდრული სხეული დაახლოებით 1 მლნ წლის განმავლობაში კარგავს თავის საწყისი სითბოს მხოლოდ 1/5 (ვ. პეტროვი, 1974).

**ძირითადი სწავლავი მახასიათებელი და მეთამორფული ქანების შესახებ**

ქანი გარკვეული შედგენილობის, ტექსტურის, სტრუქტურის და გენეზისის ბუნებრივი აგრეგატია (ლათ. „აგრეგატუს“ — შეერთებული), რომელიც აგებს გეოლოგიურ სხეულს. იგი შეიძლება შედგებოდეს მინერალებისაგან, ქანების ნატეხებისა და განამარხებული ფაუნისაგან, ვულკანური მინისა და პიროკლასტოლოთებისაგან — სხვადასხვა ზომის ვულკანური ნატეხი ნივთიერებებისაგან.

ქანებს არ ეკუთვნის თანამედროვე წყლის აუზების ფსკერზე და მათი ნაპირების ირგვლივ მდებარე ნალექები. მსგავსი ნალექების გამკვრივების (დიაგენეზისის) შედეგად, რომლებიც არსებობდა გეოლოგიურ წარსულში, წარმოიშვა დანალექი ქანები.

ყველა ქანი, რომელიც აგებს დედამიწის ქერქს, იყოფა ორ ჯგუფად (ცხრილი 1) — ენდოგენურ (საკუთრივ მაგმური, მეტამორფული, მეტასომატური) და ეგზოგენურად (დანალექი ან სელიმენტოგენური).

წინამდებარე წიგნში განიხილება ქანების პირველი ჯგუფი. ქანების მეორე ჯგუფს სწავლობს სპეციალური დისციპლინა, რომელსაც დანალექი ქანების პეტროგრაფია ან ლითოლოგია ეწოდება.

**მაგმური ქანი.** მაგმური ქანები შედგება მინერალების ან მინერალებისა და ვულკანური მინის, ან მხოლოდ ვულკანური მინისაგან, რომლებიც წარმოიშობა მაგმური მდნარის კრისტალიზაციით ან გაცივებით.

ცხრილი 1

**ქანების გეოლოგიური კლასიფიკაცია**

ენდოგენური ჯგუფი (მაგმური, მეტამორფული, მეტასომატური ქანები)	ეგზოგენური ჯგუფი (სელიმენტოგენური ქანები)
ამოფრქვეული ქანები და მათი პიროკლასტოლოთები (ტუფები, ტუფბრექჩიები და სხვ.)	მექანიკური დიფერენციაციის პროდუქტები (ფსეფიტოლოები, ფსამიტოლოები, ალევროლოები, პელეტოლოები)
სიღრმული ქანები:	
ინტრუზიული	ქიმიური და ბიოქიმიური დიფერენციაციის პროდუქტები (ალუვიები, ლატრიტები და ბოქსიტები, ფეროლიტი, მანგანოლოთები და სხვ.).
მეტამორფული და მეტასომატური	

მაგმური ქანები და მათგან აგებული სხეულები წარმოიშობა მაგმის ამოფრქვევით მაგმური კერიდან, მისი შექრით დედამიწის ქერქის სხვადასხვა დონეზე და ნელი გაცივებით სიღრმულ (ინტრუზიული, პლუტონური) სხეულებად, ან მაგმის (ლავის) ამოფრქვევით (ამონთხევით) დედამიწის ზედაპირზე (კონტინენტებზე ან წყლის აუზის ფსკერზე — ტბების, ზღვების, ოკეანეების) და შედარებით სწრაფი გაცივებით ამოფრქვეულ (ეფუზიური, ვულკანური) სხეულად.

**მეტამორფული ქანი.** ცნება „მეტამორფული ქანი“ შემოიტანა ჩ. ლაიელმა. იგი წარმოიშობა რომელიმე საწყისი ქანის (დანალექი ან მაგმური) მეტამორფიზმის (გარდაქმნის) შედეგად. მეტამორფიზმის (მეტამორფული პროცესების) მთავარი ფაქტორებია ტემპერატურა ( $T$ ), წნევა ( $P$ ) და ხსნარების ქიმიური აქტიურობა. არსებითი მნიშვნელობა აქვს საწყისი (პირველადი, დედაქანი) ქანების შედგენილობას.

მეტამორფული პროცესის შედეგად ხდება საწყისი მინერალების დაშლა და ახლების წარმოშობა, რომლებიც ახალ პირობებში უფრო მდგრადია. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ხდება საწყისი ქანმაშენი მინერალების გადაკრისტალება, რასაც ბუნებრივია, მოჰყვება ახალი მინერალების და სტრუქტურების წარმოშობა.

არსებობს მეტამორფიზმის იზოქიმიური და ალოქიმიური პროცესები. პირველ შემთხვევაში მეტამორფული ქანის ქიმიური შედგენილობა არ იცვლება, მეორეში — მეტამორფული ქანების შედგენილობა ოდნავ სხვანაირი ხდება, რაც გამოწვეულია აღმაველი ხსნარებით ნივთიერებების შემოტანით, რომლებიც გამოდევნიან ზოგ საწყის ნაერთს. ამ შემთხვევაში ხდება მიმოცვლითი რეაქციები, რასაც გეოლოგიაში **მეტასომატოზი** (მეტასომატური პროცესები) ეწოდება. დ. კორჟინსკის მიხედვით, მეტასომატოზი, რომელიც როგორც ენდოგენურ, ასევე ეგზოგენურ პირობებში მიმდინარეობს, წარმოადგენს „ქანის ჩანაცვლებას ქიმიური შედგენილობის შეცვლით“. ამ პროცესის მსვლელობაში „ძველი მინერალების გახსნა და ახლების წარმოქმნა ხდება თითქმის ერთდროულად, ასე რომ პროცესის განმავლობაში ჩანაცვლებული ქანები ყოველთვის ინარჩუნებენ მყარ მდგომარეობას“. ამრიგად, შეიძლება ჩაითვალოს, რომ მეტასომატური ქანები მეტამორფულების სახესხვაობაა.

მეტამორფული ქანების ჩამოყალიბების ტემპერატურა ოდნავ დაბალია ინტრუზიული მაგმის კრისტალიზაციის ტემპერატურაზე. რადგანაც მეტამორფიზმი ხდება მყარ მდგომარეობაში (დნობის ტემპერატურაზე დაბლა).

მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროგრაფია მჭიდროდა დაკავშირებული სხვადასხვა სამეცნიერო დისციპლინებთან და ფარ-



თოდ იყენებს მათ მიღწევებს. არასპეციალური დისციპლინებიდან ასეთებია, ფიზიკა, ქიმია, სპეციალურებიდან — კრისტალოგრაფია, იზოტოპების გეოლოგია, მინერალოგია, გეოქიმია, ეულკანოლოგია, ლითოლოგია, მეცნიერება მადნეული საბადოების შესახებ, დინამიკური და ისტორიული გეოლოგია, გეოტექტონიკა და სხვ.

ენდოგენური ქანების შესწავლას აქვს უდიდესი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა. თეორიული მნიშვნელობისაა დედამიწის ქერქისა და მისი უფრო ღრმა ფენების შედგენილობის და აგებულების დადგენა, მის წიაღში მიმდინარე პროცესების გაშიფვრა, ქანებისა და მთლიანად დედამიწის ასაკის დადგენა და სხვ. პეტროგრაფია, როგორც სხვა გეოლოგიური მეცნიერებები, ხელს უწყობს დედამიწისა და მზის სისტემის წარმოშობის რაციონალურა მოდელის შექმნას. ენდოგენური ქანების და მათგან აგებული სხეულების შესწავლის პრაქტიკული მნიშვნელობა, პირველ ყოვლისა, მდგომარეობს იმაში, რომ გარკვეული შედგენილობისა და გენეზისის ქანებთან დაკავშირებულია სასარგებლო წიაღისეული საბადოები. ამ ბოლო დროს კი თვით ქანებს ენიჭებათ პრაქტიკული მნიშვნელობა.

#### ქანების კვლევის მეთოდები

პეტროგრაფიული კვლევის მეთოდები ორი სახისაა: საველე (გეოლოგიური) და კამერალური (ლაბორატორიული). საველე სამუშაოების დროს დგინდება ქანების განლაგების ფორმები და მათი ზომები. კანონზომიერი ნაპრალიანობა და განწყობა; შემცველი ქანების კონტაქტური ცვლილებები (კონტაქტური მეტამორფიზმი), ქანების შეცვლა რომელიმე გეოლოგიური სხეულის ფარგლებში (თანდათანობითი ან მკვეთრი გადასვლები. ერთი მაგმური სხეულით მეორის კვეთა), ქანების ტექსტურული თავისებურებანი, მემკვიდრეობით მიღებული ფიქლოვნება და ზოლებრიობა მეტამორფიტებში, კრისტალიზაციური ფიქლოვნება, მეტამორფიზმის ხარისხის ცვლილებების მიმართულება, მადანწარმოქმნა და სხვ. ქანების შესწავლის კამერალური მეთოდები მრავალნაირია, მათ მიეკუთვნება ქანების თლილების კრისტალოპტიკური გამოკვლევები პოლარიზაციული მიკროსკოპის და ფილოროვის მაგიდის გამოყენებით, პეტროქიმიური გამოკვლევები. ქანმაშენი მონომინერალური ფრაქციების შესწავლა და სხვ.

ფიზიკის უდიდესმა მიღწევებმა შესაძლებლობა მოგვცა შეგვექმნა ელექტრონული აპარატურა — იზოტოპური და მოლეკულური მას-სპექტრომეტრები, აირულ-თხევადი ქრომატოგრაფი, მაგნიტურ-ბირთვული რეზონანსის ხელსაწყო, რამაც ქანებისა და მადნების ნივთიერი შედგენილობის შესახებ უხვი ინფორმაცია მოგვცა.

ამ საუკუნის უკანასკნელი მეოთხედის განმავლობაში შეიქმნა ნივთიერების რაოდენობითი სპექტრული ანალიზის ხელსაწყო. სსრ კავშირში შემუშავდა ქანების და მინერალების რაოდენობითი სპექტრული ანალიზის მეთოდი ფხვნილისებრი სინჯის ჩაბერვის მეთოდით, უშუალოდ რკალისებრი ელექტრული მუხტის პლასმაში. ეს მეთოდი გამოიყენება სასარგებლო კომპონენტების აღმოსაჩენად მაგმური და დანალექი ქანების გაბნევის ორეოლებში, გამართული ავტომატიზაცია კი საშუალებას გვაძლევს ყოველწლიურად მრავალი მილიონი სინჯის ანალიზი გავაკეთოთ მცირე რაოდენობის იშვიათი და გაბნეული ელემენტების აღმოსაჩენად.

მაღალი მგრძობელობითა და სიზუსტით ხასიათდება ატომურ-აბსორბციული სპექტრული ანალიზისათვის განკუთვნილი ავტომატიზებული ხელსაწყო. ფართოვდება ე. წ. კვანტომეტრის გამოყენებებს არე, რომლის დახმარებითაც შეიძლება დავადგინოთ ქანში ერთდროულად 28 ქიმიური ელემენტის არსებობა; დამხმარე მოწყობილობის საშუალებით აღმოჩენილი ელემენტების რაოდენობა კი ორჯერ გაიზარდა.

ქანის შედგენილობის განსასაზღვრავად უშუალოდ შტუფში დაიწყეს იმპულსური ნეიტრონული მეთოდის გამოყენება. მინერალებისა და მათი ჩანართების მიკროსპექტრული ანალიზის უახლესი მეთოდია ლაზერულ-ლოკალური. ამ მიმართულებით ძალიან პერსპექტიულია ელექტრონულ-ზონდური მიკროანალიზატორი.

ელექტრონული მიკროსკოპი (ემ) არის ერთ-ერთი უმთავრესი ხელსაწყო ბუნებრივი შენაერთების შესასწავლად. თანამედროვე გამჭოლი ტიპის ხელსაწყოები საშუალებას იძლევა ერთდროულად მივიღოთ მინერალების 1 მკმ-ზე უფრო მცირე ზომის მიკრონაწილაკების მორფოლოგიური, სტრუქტურული და ქიმიური დახასიათება. ელექტრონული მიკროსკოპი ძალიან ეფექტურია ოპტიკურად ერთგვაროვანი მინერალების, ანუ ნივთიერი და სტრუქტურული არაერთგვაროვნების შესასწავლად, რაც საშუალებას იძლევა დაზუსტდეს მათი ბუნება, დადგინდეს მინერალმატარებელში ძვირფასი მიკროელემენტის გაჩენის ფორმები და სხვ. რასტრული ელექტრონული მიკროსკოპი (რემ) ტელევიზიური განშლის პრინციპით საშუალებას იძლევა მივიღოთ მასიური ნიმუშების ზედაპირის მოცულობითი გამოსახულება. ამასთან ერთად, იგი განსაზღვრავს დადგენილი ფაზების შედგენილობას ელემენტების მიხედვით.

კრისტალების სტრუქტურის გამოსაკვლევად უკვე დღეი ხანია გამოიყენება რენტგენული მეთოდი (რენტგენოსტრუქტურული ანალიზი), ოღონდ იგი საშუალებას არ გვაძლევს გამოვიკვლიოთ წვრილდისპერსიული, ცუდად დაკრისტალბული მინერალების სტრუქტურული

მონაცემები. ზემალაღვოლტიანი ელექტრონული მიკროსკოპის (ზემ) — ელექტროგრაფის გამოყენებით და მიკროდიფრაქციების მე-  
თოდის დამუშავებით ეს ნაკლი შეივსო. სრულყოფილი ზემ საშუალებ-  
ას გვაძლევს მივიღოთ კრისტალური მესრების საკვანძო სიბრტყე-  
ების გამოსახულებები სიბრტყეთაშორისი ტოლი მანძილებით, რომე-  
ლიც დაახლოებით უდრის 10-1მ(1A).

## თ ა ვ ი ი I

### ენდოგენური ქანების სხეულთა მორფოლოგია

#### მაგური ქანების სხეულთა მორფოლოგია

მაგური ქანების სხეულები მორფოლოგიური თავისებურებების მიხედვით იყოფა ორ ჯგუფად — ამოფრქვეულად და სიღრმულად. თავის მხრივ თითოეული ამ ჯგუფის ფარგლებში სხეულების ფორმა განისაზღვრება რაიონის გეოლოგიური მდებარეობით — მიწის ქერქის იმ უბნის გეოლოგიური განვითარების სტადიით, რომელშიც მიმდინარეობს მაგური პროცესი.

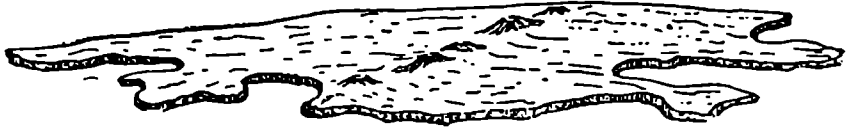
ამოფრქვეული ქანების სხეულთა მორფოლოგია. რელიეფში გამოსახვის მიხედვით ამოფრქვეული ქანების სხეულთა ფორმები შეიძლება იყოს როგორც დადებითი (განფენები, ზეწრები, ნაკადები, ნეკები, ვულკანური გუმბათები, დიატრემები, ვულკანური კონუსები, სტრატოვულკანები, ფარისებრი ვულკანები), ისე უარყოფითი (კრატერები, მარები, ლავური ქები, კალდერები). მათ შორის გამოიყოფა მარტივი და რთული სხეულები. პირველთა რიცხვს ეკუთვნის ლავური განფენი, ლავური ნაკადი, ნეკი (ვულკანის ყელი), ვულკანური (ექსტრუზიული) გუმბათი (პიკი, ნემსი) და დიატრემა (აფეთქების მილი); მეორეს ეკუთვნის ვულკანური კონუსი, სტრატოვულკანი, ფარისებრი ვულკანი.

ამოფრქვევის ტიპის მიხედვით გამოყოფენ ნაპრალურ, ანუ ხაზოვან და ცენტრულ ამოფრქვევებს, რაც ასევე შედგენდება სხეულების ფორმაში.

ლ ა ვ უ რ ი გ ა ნ ფ ე ნ ი დიდი ზომის ბრტყელი სხეულია (ნახ. 2), რომლის სიმაღლერე ფართობთან შედარებით დიდი არაა, როგორც წესი, 6—30 მ. ამოფრქვევის განმეორებითი პაროქსიზმის დროს სხეულის ჯამური სიმაღლერე შეიძლება გაიზარდოს 1800—3000 მ-მდე. მძლავრი ბაზალტური განფენები (ვულკანური პლატოები) ცნობილია ბრაზილიაში (750 000 კმ<sup>2</sup>), დეკანის ზეგანზე (650 000 კმ<sup>2</sup>), ციმბირში (270 000 კმ<sup>2</sup>).

ბაზალტური ან ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობის ლავების ამოფრქვევა ხდება მშვიდად, რის შედეგადაც ნამსხვრევი ვულკანური მასალა განფენში თითქმის არ გვხვდება.

ლაური განფენი განსაკუთრებით კარგად ფიქსირდება კონტინენტებზე. გეოსინკლინებში ისინი ქმნიან ბევრად უფრო დიდი ზომის



ნახ. 2. ლაური განფენი, ვულკანი ლაკო, ისლანდია. გ. ტრელის მიხედვით, 1932 წ. წარმოიშვა ლავის ნაპრალო ამოფრქვევის შედეგად 1783 წელს. ნაპრალო ფიქსირდება მცირე ზომის კონუსების განლაგებით.

სხეულებს, ვიდრე კონტინენტებზე, მაგრამ დისლოცირების და მეტამორფიზმის შედეგად მათი მორფოლოგიური თავისებურებების დადგენა გაძნელებულია.

ლაური ნაკადი წარმოადგენს ძლიერ გაწევილ სხეულს: იგი წარმოიქმნება ლავის მოძრაობის შედეგად რელიეფის დახრილ ზედაპირზე; ნაკადის სიგრძე ბევრად აღემატება სიგანეს. ხშირად ნაკადები ავსებენ მდინარეთა ხეობებსა და ველებს. უფრო ხშირად ისინი წარმოიქმნებიან ცენტრული და არანაპრალო ამოფრქვევების შედეგად. სილიციუმშეკავა ლავის ნაკადები, როგორც წესი, უფრო მოკლეა (1—10 კმ) და მძლავრი (25—30 მ-მდე), ხოლო ფუძე შედგენილობის ლავების ნაკადები, განსაკუთრებით ტალღოვანი და *aa* — ლავეები, აღწევენ ათეულ კილომეტრებს.

ლაური ნაკადები კარგად ჩანს თანამედროვე და მეოთხეულ ვულკანურ რაიონებში. კერძოდ, ისინი ცნობილია ჰავაის კუნძულების მდამოებში, კუნძულ ლიპარიზე იტალიაში (ნახ. 3), კამჩატკაზე, ყაზბეგის ვულკანურ ოლქში, სომხეთსა და სხვა ადგილებში.



ნახ. 3. ტელური კონუსის კრატერიდან გამომდინარე ობსიდიანის ლავა. კუნძული ლიპარი, იტალია. რ. დელის მიხედვით, 1914.

ტექსტურული თავისებურებების მიხედვით, ბაზალტურ ლავურ ნაკადებს შორის განასხვავებენ ნაკადებს, რომლებიც აგებულია ტალღოვანი (პახოეხოე) ლავეებით, შეერთებულია უხეშ ფრაგმენტებად და დამახასიათებელია ფორებისა და სიცარიელეების დიდი რაოდენობა: ბლოკური ლავეები, რომლებიც შედგება პოლიჰედრული ფორმის მრავალრიცხოვანი ნატეხებისაგან და ბალიშისებრი (პი-



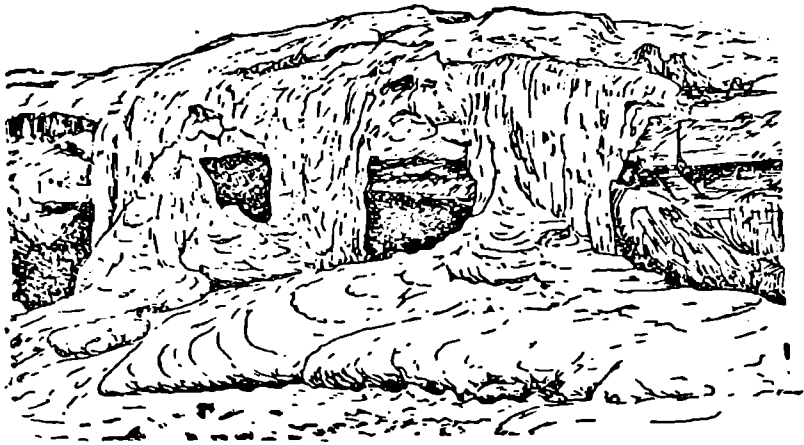
ნახ. 4. პილოუ-ლავა  
(I. Green, N. M. Short,  
197.).

ლოუ) ლავეები (ნახ. 4). ისინი ხასიათდება წრიული და ოვოიდური ფორმის ფრაგმენტებით.

ლავური კასკადები (ციცაბოდ დაქანებული ბლანტი ლავეები) ასევე ლავური ნაკადების კატეგორიას ეკუთვნის (ნახ. 5).

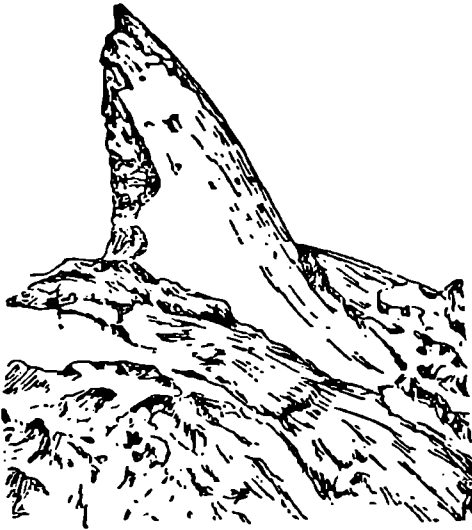
ნეკი (ყელი) (ინგ. — „ნეკ“ — ყელი, კისერი) — სვეტისებრი სხეულია, რომელიც ვულკანური მასალით — ლავით, პიროკლასტოლით, ტუფური ლავით, ტუფებით, ლავური ბრექჩიებით. ვულკანური ბრექჩიებით და სხვ. ავსებს ვულკანის ყელს (ლავის ან მაგმის ამომყვან არხს) განიკვეთში ნეკები მომრგვალებული, ოვალური ან არასწორი გარშემოწერილობისაა. ზომებით რამდენიმე მეტრიდან 1,5 კმ-მდეა. ფხვიერი ვულკანური მასალის დაშლისას უფრო მყარი ქანებისაგან შედგენილი ნეკები ამოჩრილი რჩება და ქმნის დამახასიათებელ სვეტებს. ქანები, რომლებიც ქმნიან სვეტს, როგორც წესი, ძლიერ შეცვლილია პოსტმაგმური გაზო-ჰიდროთერმებით. ხშირად ნეკები მადანს შეიცავს.

ვულკანური გუმბათი (პიკი, ნემსი) — თალისებრი სხეულია, სიმაღლით 700—800 მ-მდე და ციცაბო კალთებით (40° და



ნახ. 5. ლავერი კასკადი: ვულკანი კლაუეა ჰავაის კუნძულები. ა. პოლმსის მიხედვით, 1949 წ. ნახაზის ქვედა ნაწილში ჩანს ლავა ტიპური ტალღური ზედაპირით.

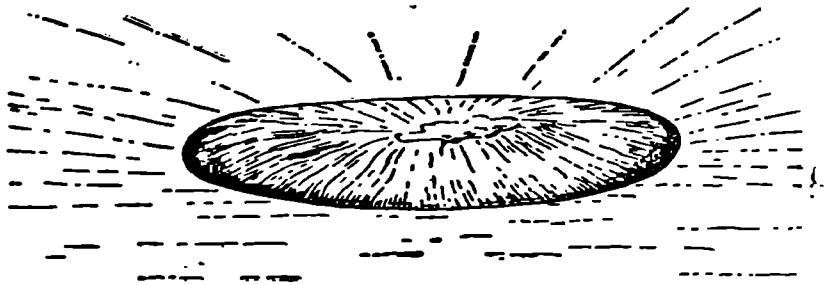
მეტი). წარმოიქმნება ვულკანური არხიდან ბლანტი ლავის გამოქცელების შედეგად. ასეთი თაღების მაგალითებია მონ-პელე მარტინიკაზე



ნახ. 6. მონ-პელეს ვულკანური თალი: სიმაღლე 400 მ-ზე მეტი. კუნძული მარტინიკა, ანტილის კუნძულები. ა. ლაკრუას მიხედვით, 1907 წ.

(ნახ. 6), მერაპი იავაზე, ბეზიმიანი კამჩატკაზე და სხვ. ბლანტი ლავა ეცობა მაგმის ამომყვან არხს, რაც ასტიმულირებს ვულკანის აფეთქების აქტივობას, გაზების, გავარვარებული ღრუბლებისა და ნი-ალვრის გამოყოფას. ჭერ წარმოიქმნება მაგარი ქერქი, რაც შემდგომში ზევით ამოდის; სწრაფი ვაცივების შედეგად ქერქი სკდება და ლავეები გადმოედინება ფერდებზე. ვულკანური გუმბათის შიგა ნაწილი (ბირთვი) ცივდება რა ნელა, წარმოქმნის მასიურ ლავას. ვულკანური გუმბათი სწორშრეული ან მარაოსებრ-შრეულია, ზოგჯერ თალის მწვერვალზე ვაცივებული მასის დაქდომის ან ყელში ლა-

ის დონის დაწვევის შედეგად წარმოიშობა ფინჯნისებრი ღრმული-  
 დიატრემა (აფეთქების მილი) (ბერძ. „ღია“ — გავე-  
 ლით, „ტრემა“ — ნახვრეტი, ხვრელი) — მილისებრი ვულკანური არ-  
 ხია, რომელსაც გეგმაში აქვს მრგვალი ან ოვალური გარშემოწერი-  
 ლობა და წარმოიქმნება აირების ერთჯერადი ამოფრქვევის შედეგად  
 (ნახ. 7). ამასთან ერთად ლავა კი არ ამოიფრქვევა, არამედ იგი შეიჭ-  
 რება მაგმის ამომყვან არხში, რომელიც ვულკანური ბრეჭჩიებისგა-  
 ნაა შედგენილი. დიატრემების განივი კვეთის დიამეტრი 1 კმ-მდეა.  
 ვულკანურ მასალასთან ერთად დიატრემა შეესებულია არხის კედლის  
 ქანების ნამსხვრევებით (ბაზალტები, ლიმბურგიტები, ვულკანური  
 ტუფები, კიმბერლიტები და დანალექი ქანები). განსაკუთრებულ ინ-

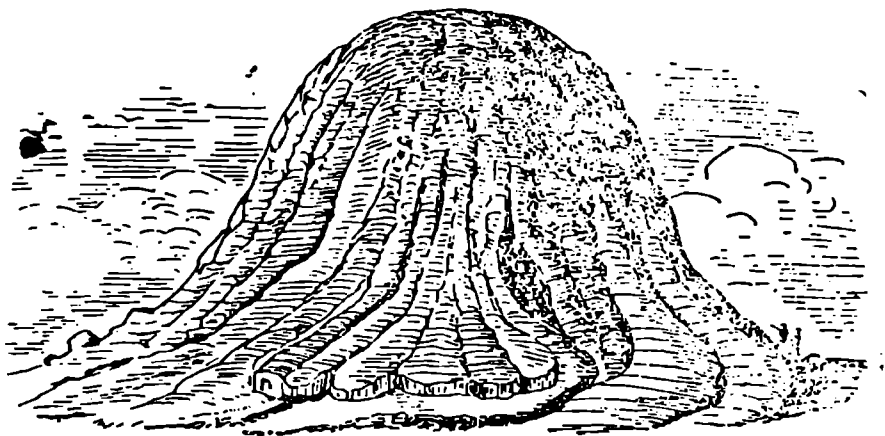


ნახ. 7. პოლი-ინ-გრაუნდი (ორეგონი, აშშ), პლესტოცენური დიატრემა  
 (I. Green, № 14. short, 1971).

ტერესს იწვევს ალმასის შემცველი დიატრემები, შექმნილი კიმბერ-  
 ლიტური ბრეჭჩიებისგან. ცალკეულ მილებს შორის არსებობს კავში-  
 რი დაიკის სახით, რომელიც მილების ფესვებია და წარმოადგენს მათ  
 გაბერილ ნაწილებს.

ვ. პეტროვი (1974) აღნიშნავს, რომ კიმბერლიტის ალმასში ჩარ-  
 თული კოესიტის აღმოჩენა ამტკიცებს უკანასკნელის სიღრმულ წარ-  
 მოშობას. როგორც ჩანს, ალმასი წარმოიშობა  $4-5 \text{ პა} \cdot 10^9$  ინტერ-  
 ვალში, კოესიტი —  $2-4,5 \text{ პა} \cdot 10^9$ . კიმბერლიტის სწრაფი შემოჭრის  
 დროს (აფეთქების მილში) ალმასი შენარჩუნებულია, ხოლო ნელი  
 შემოჭრის დროს არ გვხვდება, იმ მიზეზით, რომ ალმასი (როგორც  
 კოესიტი) გადადის დაბალი წნევის მოდიფიკაციაში. რადგანაც თანა-  
 მედროვე კიმბერლიტური ამოფრქვევები ცნობილი არაა, ამიტომ ძნე-  
 ლია მტკიცება იმისა, რომ კიმბერლიტების წარმოქმნას თან სდევდა  
 ბომბების აფეთქების მსგავსი აფეთქებითი მოვლენები. შეიძლება ეს  
 „აფეთქებები“ თავისი ხასიათით არ განსხვავდებოდა ვულკანური  
 ამოფრქვევებისაგან.

ვულკანური კონუსი ეულკანური ნაგებობაა, რომელსაც კონუსის ფორმა აქვს (იხ. ნახ. 3, ნახ. 8) და წარმოიშობა ყელის ირგვლივ ეულკანური მასალის დაღეჭვის შედეგად. კონუსის ფორმა განპირობებულია ლავის დენადობის ხარისხით, აგრეთვე ფხვიერი მასალის ხასიათით (ფერფლი, წიდა, ლავა-ბრეკჩიები და სხვ.). როგორც წესი, ეულკანური კონუსის მწვერვალზე არის კრატერი, რის გამოც კონუსების მწვერვალები წაყვეთილია. ეულკანური კონუსის ფერდების დახრილობა განისაზღვრება ნატეხების ზომით. წვრილი მასალის ამოტყორცნით წარმოიქმნება 30-დან 35°-მდე კუთხით დაქანებული ფერდები. უფრო მსხვილი მასალა, ბუნებრივია, გროვდება კრატერის მახლობლად და ქმნის 40° და მეტად დახრილ ფერდებს. წიღური ეულკანური კონუსების ზრდის სიჩქარე საკმაოდ მწ-მწველოვანია. მა-



ნახ. 8. ბლანტი ლავით აგებული ეულკანური კონუსი. ეულკანი რეინიონი, კუნძულ შადაგასკარის აღმოსავლეთით.

გალითად, სწორ ადგილზე წარმოქმნილი ეულკანური კონუსი პარიკუტინი—(მექსიკა) კვირის განმავლობაში გაიზარდა 140 მ-მდე, ხოლო მეორე თვის ბოლოსთვის მისი სიმაღლე 300 მ იყო. მთავარი კონუსების ფერდებზე განლაგდება წვრილი, გვერდითი (პარაზიტული) კონუსები და ნაპრალები, რომლებიდანაც გადმოედინება ლავური ნაკადები. ნაპრალებში გაცივებული ლავა წარმოქმნის დაიკებს, რაც მნიშვნელოვნად ამაგრებს ეულკანურ ნაგებობას. მსხვილი ეულკანური კონუსების ფერდები დასერილია ბარანკოებით (ესპ. „ბარანკო“ — ღრმა ხევი, ხეობა) — ხევებით, რომლებიც რადიალურად გამოდის ეულკანის მწვერვალიდან ძირამდე და წარმოიქმნება წვიმით და ლხო-



ბილი წყლებით ფერდების გამორეცხვის, ასევე კრატერიდან ჩამო-  
ტანილი მშრალი ზვავების მოქმედების შედეგად.

სტრატოვულკანი (შერეული ვულკანი) წარმოადგენს ვულ-  
კანურ კონუსს, რომელიც შედგება ფხვიერი მასალისაგან (ბომბები,  
ლაპილები, ფერფლი და სხვ.), რომლის ამოტყორცნა, როგორც წესი,  
გვიწინასწარმეტყველებს აფეთქებითი ხასიათის ვულკანურ ამოფრქვე-  
ვებს და ლავურ ნაკადებს. შემდეგ ხდება ექსპლოზიური მოქმედების  
პერიოდული ცვლა თითქმის სუფთა ლავურთან. სტრატოვულკანი  
ცენტრული ტიპის ყველაზე გავრცელებული ფორმაა.

ფარისებრი ვულკანი ვულკანური ნაგებობაა, წარმოქ-  
მნილი თხევადი ლავის მრავალჯერადი ამოფრქვევების შედეგად. აქვს  
ძალიან დამრეცი ფარის ფორმა, რომლის ფერდობების დაქანება ზე-  
და ნაწილში  $7-8^{\circ}$ -ია, ხოლო ქვედაში —  $3-6^{\circ}$ . ფარისებრი ვულკა-  
ნის მწვერვალზე განლაგებულია კრატერები, რომელთაც აქვთ ფარ-  
თო ფინჯნისებრი ჩაღრმავება დამრეცი, ხშირად ვერტიკალური ან ტე-  
რასულ-საფხურისებრი კედლებით. მოქმედი ფარისებრი ვულკანების  
კრატერების ფსკერზე არის თხევადი დენადი ლავა ტბების სახით.  
უმოქმედო ფარისებრ ვულკანებში ლავა გაცივებულია.

არჩევნ ფარისებრი ვულკანების ორ სახეს: ისლანდიურს და ჰა-  
ვაიურს. პირველი ტიპის ფარისებრი ვულკანები სიმაღლეში იშვიათად  
აღწევენ 1000 მ-ს (ხშირად 100 მ-ზე ნაკლებია), მათი განივკვეთი ათე-  
ულჯერ აღემატება სიმაღლეს, დახრილობის კუთხე ძალიან დიდია,  
მწვერვალური პლატო, როგორც წესი, არ არის. ჰავაის ტიპის ფარი-  
სებრ ვულკანებს გიგანტური ზომები აქვს და ისლანდიური ტიპის  
ვულკანებისაგან განსხვავდება ფერდობების დახრილობის ნაკლები  
კუთხით და მწვერვალური პლატოს არსებობით.

უარყოფითი მორფოლოგიის მქონე ვულკანურ სხეულებს ეკუთვ-  
ნის: ვულკანური კრატერი, მაარი, ლავური ჭა, კალდერა.

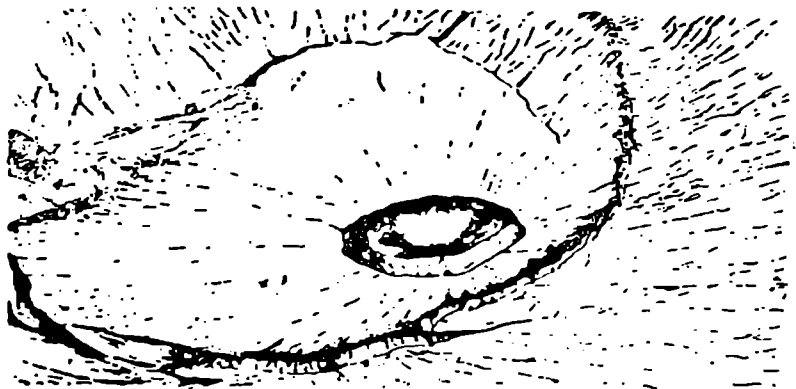
ვულკანური კრატერი ფინჯნის ან ძაბრის ფორმის  
ღრმულია, წარმოშობილი უმთავრესად ექსპლოზიური ამოფრქვევების  
შედეგად. კრატერი მკიდროდაა დაკავშირებული ვულკანურ არხთან  
და მისი ზედაპირული გამოვლენაა. ვულკანური არხის განივკვეთი სა-  
ერთოდ  $2-2,5$  კმ-ია, იშვიათად ოდნავ მეტი, სიღრმე — რამდენიმე  
ათეულიდან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე. კრატერის საწყისი სახეა  
მაარი (იხ. ქვემოთ). მრავალჯერ ამოფრქვევა ქმნის ვულკანურ კო-  
ნუსს, რომლის მწვერვალზე მოთავსებულია ვულკანური კრატერი.  
ვულკანური კონუსების მწვერვალებზე წარმოქმნილი კრატერების  
კედლები ხშირად ციცაბო და კლდოვანია და შედგება ლავებისა და  
პიროკლასტოლითებისაგან, ან ორივესაგან. კრატერის ბრტყელ  
ფსკერს, თუ მასზე არ არის ვულკანური ქანების ნატეხები ძაბრისებ-

რი ფორმა აქვს. მოქმედ ვულკანებში კრატერის ფსკერზე არის ერთი ან რამდენიმე ბოკა, რომლიდანაც გამოდის ფუმაროლები (იტალ. — ფუმაროლა — ბოლი); ვულკანური აირი და ორთქლი ნაკადის ან წყნარად მომდინარე მასების სახით ამოდის ნაპრალებიდან და არხებიდან ვულკანის ან გაუცივებელი ლავეური და პიროკლასტური განფენების და ნაკადების ზედაპირზე.

წმირად კრატერები წააგავს ბუდეს („კრატერი კრატერში“), ე. ი. როცა დიდი (მთავარი), უფრო ადრეული კრატერის შიგნით ვულკანური მოქმედების მოცულობის შემცირების შედეგად წარმოიშობა სხვა კრატერები. „კრატერი კრატერში“ ვითარდება შევიწროებული დიამეტრის მქონე მაგმის ამომყვანი არხის (ყელის) თავზე. გამოყოფენ ასევე ლატერალურ კრატერებს (გვერდითი, პარაზიტული); ისინი განლაგებულია მთავარი ვულკანის (ვულკანური კონუსის) ფერდობებზე და მაგმის ამომყვანი არხის დამატებითი ზედაპირული გამომქლავნებაა, რომელიც გამოდის ცენტრალური (მთავარი) მაგმის ამომყვანი არხისაგან.

მაარი შედარებით ბრტყელძირიანი აფეთქების კრატერია, რომლის ყელსაც კონუსი არა აქვს. მის გარშემო გვხვდება ამოფრქვეული ქანების ფხვიერი პროდუქტებისაგან აგებული დაბალი ნაყარი. მაარები ზოგჯერ სავსეა წყლით. მათი განივკვეთი 200-დან 3200-მდეა, სიღრმე — 150-დან 400 მ-მდე. მაარები წარმოიშობა ერთი აფეთქების შედეგად. მათთვის დამახასიათებელია წიღური ნაგებობების უმნიშვნელო განვითარება, მისგან გადმოდენილი ლავეური ნაკადის არარსებობა, ამოფრქვევის მოკლე პერიოდი და აფეთქების დიდი ძალა.

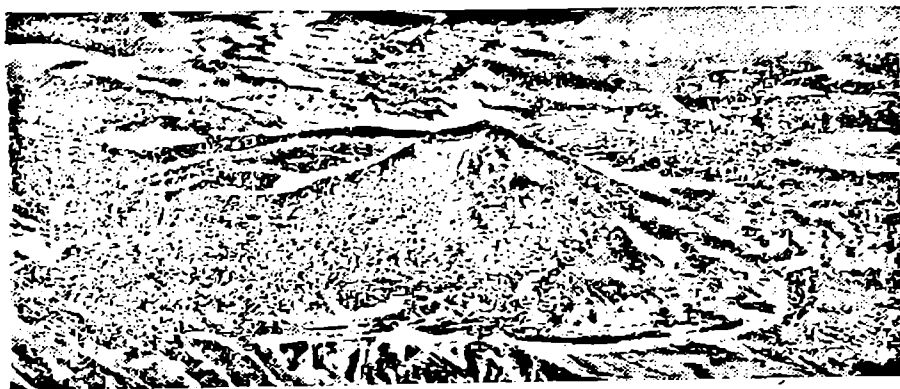
ლავეური ქა. ცილინდრული ფორმის ჩანაქევიანა (ნახ. 9) წარმოშობილი კრატერის ფსკერზე, ფარისებრი ვულკანების ფერდობებ-



ნახ. 9. კრატერი-ქა (ხალემაუმაუ) კლაუეას კალდერაში (პაეია).

ზე (ცნობილია ჰავაის კუნძულებზე) და ზოგიერთ ბაზალტურ ვულკანურ განფენზე.

კ ა ლ დ ე რ ა (პორტ. „კალდერა“ — ქვაბი) — ცირკისებრი ღრმულია ციცაბო კედლებით და მეტ-ნაკლებად სწორი ფსკერით (ნახ. 10). რომელიც წარმოიშვა არა ვულკანური აქტიურობით, როგორც კრატერი. არამედ ვულკანის მწვერვალის ჩამოქცევის და ზოგ შემთხვევაში მასთან მიმდებარე ტერიტორიის ჩაწოლის შედეგად. ვარაუდობენ, რომ ენერგიული ვულკანური პაროქსიზმების შედეგად აფეთქებასთან ერთად ამოიტყორცნება დიდი რაოდენობით მაგმა, ხდება ვულკანური კამერის დაცლა, რაც წინ უსწრებს სიღრმიდან მის შევსებას. ამ მიზეზით ვულკანის სახურავს ეცლება საყრ-



ნახ. 10. კარიბის ვულკანის გარშემო განლაგებული კალდერა (ხედი დასავლეთიდან). კალდერის დიამეტრი დაახლოებით 5 კმ; იგი გარშემორტყმულია 50 მ სიმაღლის საფეხურით. ვულკანის ჩრდილო ფერდსა და საფეხურს შორის დაცრტების ნაკადებია. კონუსის სამხრეთ ფერდზე კალდერის საფეხური არ არსებობს, რის გამოც ლაუერი ნაკადები მოედინება სამხრეთით.

დენი და ჩამოიქცევა. ასე ახსნეს კრატაუს კალდერის წარმოქმნა 1883 წელს.

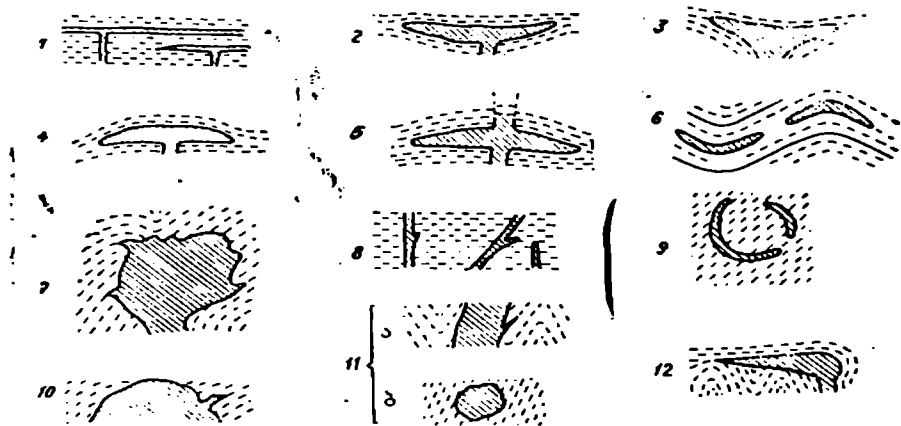
კრატერისგან კალდერა წარმოშობის პირობებით და დიდი ზომებით განსხვავდება (განიკვეთი 10—15 კმ-მდე და მეტი).

ვ. ვლოდავეცი კალდერის შემდეგ სახეებს გამოყოფს: 1. ჩამოქცევის კალდერა მრგვალი ან მომრგვალებული ვულკანური დეპრესიისაა დახრილი კედლებით, რომელიც წარმოიშვა კრატერის კედლების ჩამოქცევის შედეგად, რასაც იწვევს ძლიერი აფეთქება. 2. დაჯდომის კალდერა მრგვალი ან ოვალური ვულკანური დეპრესიისაა ციცაბო კედ-

ლებით; იგი წარმოიშვა სახურავის დაჯდომის შედეგად ძლიერი ამოფრქვევის შემდეგ კამერაში მაგმის დონის დაწევის გამო; 3. ჩაქცევის კალდერა (ფარულველკანური) არის მომრგვალებული ფორმის ვულკანური დებრესია, რომელიც მის შემომსახლრველ ხაზზე ვულკანური გამოვლენით არ ხასიათდება.

**სიღრმული ქანების სხეულების მორფოლოგია.** განასხვავებენ სიღრმული სხეულების (ინტრუზიების) შემდეგ მორფოლოგიურ სახეებს: თანხმობით სხეულებს — სილს (შრეძარღვი, შრეინტრუზია), ლოპოლითს, ეთმოლითს, ლაკოლითს, ბისმალითს და ფაკოლითს; უთანხმო სხეულებს — ხონილითს, დაიკას, აპოფიზას, ცენტრალურ რგოლურ ინტრუზიას (რგოლური დაიკა, სუბეულკანი), ბათოლითს, შტოკს და ჰარპოლითს.

**სილი** (ფენობრივი ინტრუზია) (ინგ. „სილ“ — ზღუდე) — ფენობრივი ინტრუზიული სხეული, განლაგებული ჰორიზონტალურად მდებარე სუსტად დისლოცირებულ დანალექ შრეებში (ნახ. 11.1). მორ-



ნახ. 11. ინტრუზიული სხეულების განლაგების ფორმების სქემატური გამოსახულება. თანხმობითი სხეულები: 1—სილი (ინტრუზიული ბუდობი, ფენოვანი ინტრუზია), 2—ლოპოლითი, 3—ეთმოლითი, 4—ლაკოლითი, 5—ბისმალითი, 6—ფაკოლითი; უთანხმო სხეულები: 7—ხონილითი; 8—დაიკა, აპოფიზა; 9—რგოლური ინტრუზია (რგოლური დაიკა, სუბეულკანი); 10—ბათოლითი; 11—შტოკი (ა—ჰარილი, ბ—გეგმა); 12—ჰარპოლითი.

ფოლოგიურად ვულკანური განფენის მსგავსია და გენეტურადაა მასთან დაკავშირებული. დიდი ზომის სილები წარმოიშობა ფუძე (ბაზალტური) მაგმის შემოჭრის შედეგად. ზედაპირები, რომლებიც დიდ მანძილზე შემოსახლრავს სილებს ზევიდან და ქვევიდან, თითქმის პარალელურია.

სიღების ზომა დამოკიდებულია შემოჭრილი მაგმის მოცულობაზე, წნევაზე, ტემპერატურასა და ფენების შეკავშირების უნარზე. სისქე ცვალებადობს უმნიშვნელოდან ასეულ მეტრამდე. ფართობი, რომელზეც ვრცელდება სილი. რამდენიმე ათას კვადრატულ კილომეტრს აღწევს. მაგალითად, ციმბირის ფარზე ერთ-ერთი სილი აღწევს ათეულ ათასობით კვადრატულ კილომეტრს, კარუს პროვინციაში (სამხრეთი აფრიკა) სილის ფართობი 570 000 კმ<sup>2</sup>-ია.

**ლოპოლითი** (ბერძ. „ლოპოს“ — ფიჩანო, ბრტყელი თიხის თეფში) თავისი წარმოშობით ახლოსაა სილებთან. ქანების შედგენილობა ბაზიტურია. ლოპოლითები სილებისაგან განსხვავდება ჩაზნე-ქილობით შუა ნაწილში; იგი გვაგონებს გიგანტურ ფიჩანს: სისქის ფარდობა დიამეტრთან დაახლოებით 1:10 (ნახ. 11.2). ლოპოლითები გვხვდება ფარებზე და დაკავშირებულია დიდ სინკლინურ დებრესიებთან. ბუნებრივია დავუშვათ, რომ ისინი გართულებული ფორმის სილებია, რაც გამოწვეულია მსხვილი მაგმური სხეულის შემცავი ფენების ჩაზნექვით. მაგალითად, შეიძლება მოვიყვანოთ სადბერის ლოპოლითი (ონტარიოს პროვინცია), რომლის ფართობია 55×30 კმ. სისქე (სიღრმე) უცნობია. საკმაოდ დიდია დულუთის ლოპოლითი (მინესოტას შტატი). მისი განივკვეთი 250 კმ-ია, სიღრმე 15 კმ, მოცულობა 200 000 მ<sup>3</sup>. ზომით იგი შეიძლება შევადაროთ ჰავაის ფარს. აფრიკაში, ბუშველდის ლოპოლითს, რომლის წარმოშობა სადისკუსიოა ბ. ბეილის (1972) აზრით, აქვს 400×250 კმ ფართობი, სიღრმე უცნობია. ლოპოლითები შედგენილობით მაფიტებსა და ულტრამაფიტებს ჰგავს. ნაკლებ მნიშვნელოვანია უფრო გვიანდელი სილიციუმშეყავა ინტრუზიული სხეულები, რომლებიც, როგორც წესი, იკავებენ ლოპოლითის ზედა ნაწილს, როგორც, მაგალითად, ბუშველდის ლოპოლითში.

**ეთმოლითი** (ბერძ. „ეთმოს“ — ძაბრი) ფინჯნისებრი სხეულია ქვედა ნაწილში ძაბრისებრი დაბოლოებით, რაც ყოფილ ამომყვან არხს წარმოადგენს (ნახ. 11.3). მისი შემცველი დანალექი შრეები ეთმოლითის ქვედა ციკაბო ზედაპირის მიმართ დახრილია ქვევით. ეთმოლითები პირველად შემჩნეული იყო ალპებში; შემდეგ ისინი გვხვდებოდა ფარებზეც. შეიძლება ვიფიქროთ, რომ ეთმოლითი წარმოიშობა მძლავრი სილის განვითარების გვიან სტადიაში, სქემით — სილი — ლოპოლითი — ეთმოლითი. ეს კარგად ჩანს ბუშველდის ლოპოლითის მაგალითზე, რომელიც ქვემოთ ძაბრისებრ ფორმას იღებს.

**ლაკოლითი** (ბერძ. — „ლაკოს“ — ღრუ, ჩაღრმავება) სოკოსებრი ან კვერისებრი სხეულია, რომელიც თანხმობითაა განლაგებული შემცველ დანალექ შრეებში (ნახ. 11.4). მისი ფორმა გვემაში წრეს ან ელიფსს უახლოვდება: ლაკოლითის ფსკერი (საგები გვერდი) მეტნაკლებად პორიზონტალურია, ხოლო სახერხევი ამობურცულია (ზევით

ამოწეული) თაღს მსგავსად, რაც გამოწვეულია ბლანტი (სილიციუმმყავა) მაგმის დაწოლით (წნევით), რომელიც მიედინება რა შრეებს შორის, არ შესწევს უნარი გავრცელდეს დიდ მანძილზე, რომ წარმოქმნას სილი. მაგმა გროვდება ამომყვანი არხის ახლოს, თანდათანობით სწევს მალა სახურავის შრეებს და აგრესიულად იკავებს სივრცეს. ლაკოლითები გვხვდება ცალ-ცალკე ან ჯგუფურად. ჩვეულებრივ, ისინი აღინიშნება ზედა სტრუქტურულ საართულში. ლაკოლითების ზომები შედარებით მცირეა — მისი დიამეტრი ასეული მეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდეა.

**ბისმალთი** (ბერძ. „ბისმა“ — კორპი) წარმოადგენს ლაკოლითის განვითარების გვიან სტადიას (ნახ. 11. 5). იმ შემთხვევაში, როცა ბლანტი (სილიციუმმყავა) მაგმის წნევა აღემატება სახურავი შრეების წონას, ლაკოლითის სახურავში შეიძლება გაჩნდეს ნაპრალოთა სისტემა, სადაც იჭრება მაგმა და ქმნის გამკვეთ ცილინდრულ სხეულს. აწრივად, ბისმალთი ნაწილობრივ უთანხმო სხეულია.

**ფაკოლითი** (ბერძ. „ფაკო“ — ლინზა) მცირე ზომის ლინზისებრი ფორმის ინტრუზიული სხეულია, განლაგებული უმთავრესად ანტიკლინის, იშვიათად სინკლინური ნაოქების თაღებში (ნახ. 11. 6). ფაკოლითის ფორმა დანაოქების შედეგია. იგი წარმოიშობა დანალექი ქანების ნაოქა დეფორმაციების დროს და განსაკუთრებით დამახასიათებელია ოფიოლიტური (ალპინოტიპური) ჰიპერბაზიტებისათვის. გვხვდება აგრეთვე გრანიტოიდებით აგებული ფაკოლითები.

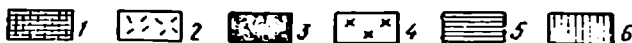
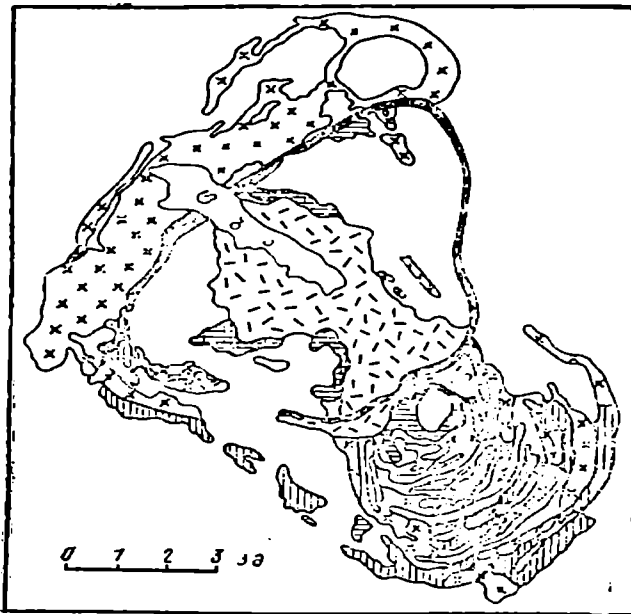
**ხონოლითი** (ბერძ. „ხონოს“ — ყალიბი) უფორმო სხეულია. მის შემცველ დისლოცირებულ ქანებში შემოჭრილი მაგმა სივრცეს აგრესიულად იკავებს; ამ დროს მიმდინარეობს სახურავის ქანების ჩამოქცევა და შთანქვა (ასიმილაცია), ქანების ბლოკების გაწევა ნაოქა სისტემებში წარმოქმნილი წყვეტების გასწვრივ (ნახ. 11. 7). ხონოლითი, ჩვეულებრივ, გრანიტოიდებისაგან შედგება.

**დაიკა ვერტიკალური ან ციკაზო სხეულია**, შემოფარგლული ნაპრალოთა ორი პარალელური კედლით; მისი სიგრძე რამდენიმე მეტრიდან ასეულ და ათასობით მეტრამდე და კილომეტრამდეა (ნახ. 11. 8). დაიკის სისქე ასევე დიდ ფარგლებში მერყეობს — სანტიმეტრებიდან რამდენიმე კილომეტრამდე. გარდა დაიკებისა, რომლებიც წარმოშობილია მაგმის შეჭრის შედეგად ტექტონიკურ ნაპრალებში (რღვევებში) და მათი გაწევიით მდნარის წნევის გამო, არსებობს დაიკები, რომელთა საბოლოო ჩამოყალიბება ტექტონიკურ რღვევებში მთავრდება ალომეტამორფული (მეტასომატური) გზით. მათ მიეკუთვნება ზოგიერთი გრანიტის, სიენიტის, მონცონიტის, აპლიტის, პეგმატიტის და სხვა ქანთა დაიკები. გარდა ამისა, ცნობილია ეგზოგენური დაიკები, რომლებიც წარმოშობილია დანალექი მასალის ნაპრალებში და-

ლექვით. სივრცობული განლაგების ხასიათის მიხედვით განარჩევენ ჯგუფურ (რომლებიც ხშირად ქმნიან სარტყლებს), რადიალურ (რომლებიც გამოდიან ერთი ცენტრიდან) და რგოლურ დაიკებს. ყველაზე მსხვილი, ე. წ. დიდი დაიკა ცნობილია სამხრეთ როდეზიაში; იგი თითქმის სწორხაზობრივად ვრცელდება 350 კმ-ზე, აქვს 5,5 კმ საშუალო სისქე და აგებულია მაფიტებითა და ულტრამაფიტებით.

აპოფიზის (ბერძ. „აპოფიზის“ — გამოწარადი) მაგმური სხეულის დატოტვაა; მაგმურ სხეულთან აპოფიზის კავშირს შეიძლება უშუალოდ გავადევნოთ თვალი ან მოვახდინოთ ექსტრაპოლირება. აპოფიზებს აქვს დაიკის ან არასწორი წაგრძელებული სხეულის ფორმა.

რგოლური ინტრუზიას (რგოლური დაიკა, სუბველკანი) გეგმაში რკალის ან ჩაკეტილი რგოლის ფორმა აქვს; ხშირად უფორმა (ნახ. 11.9). სხეულის დაქანება ვერტიკალური ან ციცაბოა და



ნახ. 12. რგოლური სხეულები კუნძულ მაღზე (შოტლანდია), დ. რიჩის მიხედვით.

ცენტრალური ინტრუზიები: 1—ფელზიტები; 2—გრანოლოიტები; რგოლური დაიკები: 3—ფელზიტები; 4—გრანოლოიტები; 5—კვარციანი დოლერიტები; 6—კვარციანი გაბრო.

მიმართულია საერთო ცენტრიდან გარეთ, კონუსური შრეებისაგან განსხვავებით. ვარაუდობენ, რომ ამ ტიპის დაიკები წარმოიშობა ქანების კონუსური ან ცილინდრული ფორმის ბლოკების დაძირვით მაგმაში, რაც იწვევს მაგმის შეჭრას ბლოკების გარემომცველ სივრცეში. მაგმის ამოფრქვევა დედამიწის ზედაპირზე ხდება მაშინ, როცა რგოლური ნაპრალები აღწევს დედამიწის ზედაპირს. მსოფლიოში ცნობილი რგოლური ინტრუზიებიდან უდიდესია ხიბინის სუბვულკანი. რგოლური ინტრუზიის მაგალითად ნახ. 12-ზე მოცემულია მალის კუნძულის რგოლური სხეულის გეოლოგიური სქემა.

ბათოლითი (ბერძ. „ბათოს“ — სიღრმე), ე. ზუსის მიხედვით, ეს არის უზარმაზარი უძირო სხეული, უშუალოდ შეერთებული მაგმურ კერასთან; იგი წარმოშობილია მაგმის შემოჭრის შედეგად, რომელმაც გააღლო და გადაამუშავა შემცველი ქანები (ნახ. 11.10). რ. დელი თვლიდა, რომ ბათოლითის მიერ შევსებული სივრცე შემცველი ქანების სახურავის ჩამოქცევის, დამსხვრევის და მათი მაგმასთან ასიმილაციის შედეგადაა მიღებული. გ. კლოსმა 1929 წელს ჩაატარა ბათოლითების წარმოქმნის მექანიზმზე შეხედულებების გადამოწმება და აღნიშნა, რომ შემცველი ქანების ქსენოლითები გვხვდება მხოლოდ ბათოლითების აპიკალურ ნაწილებში. თვით ბათოლითებს კი აქვთ ფსკერი, წარმოქმნილი შემცველი ქანებით. 1932 წელს აშშ-ში სპეციალურად შექმნილი კომისია მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ ბათოლითები უნდა ეწოდებოდეს ინტრუზიებს, რომელთა დიამეტრები 32 კმ-ს აღემატება.

ამჟამად ბათოლითებში გულისხმობენ მსხვილ ინტრუზიულ სხეულებს (200 კმ<sup>2</sup>-ზე მეტი ფართობით), რომლებიც აგებულია ძირითადად გრანიტოიდებისაგან და განლაგებულია ვულკანოგენ-დანალექი და ტერიგენულ-გეოსინკლინური წყებების ანტიკლინის თალებში. როგორც წესი, ბათოლითები გრძელი ღერძით ორიენტირებულია ნაოქა



ნახ. 13. ზერეფოსის გრანიტული მასივი (პარპოლითი), ნორვეგია. ს. სმიტსონის მიხედვით, 1953 წ.

სტრუქტურების მიმართების პარალელურად. ბათოლითები, ჩვეულებრივ, შემცველ ქანებს კვეთენ, მაგრამ არსებობენ თანხმობითი ბათოლითებიც. ბათოლითები საკმაო სიღრმეზე წარმოიშობა და შიშვლდება ინტენსიური ეროზიის შედეგად. მისი წარმოშობა ხდება ან სილიციუმმყავა (გრანიტოიდები) მაგმის შემოჭრისას, ან მეტასომა-



ტური გრანიტიზაციის შედეგად. ბათლითების წარმოქმნის პროცესი შემდეგნაირად შეიძლება წარმოვიდგინოთ — მაგმის შემოჭრა, მისი კრისტალიზაცია და შემდგომი მეტასომატოზი.

**შტოკი** (გერმ. „შტოკ“ — ჯოხი, ღერო) შედარებით მცირე ინტრუზიული სხეულია, ხშირად უფორმო, მაგრამ ზოგადად ცილინდრულთან მიახლოებული (ნახ. 11. 11). შტოკის კედლები, ჩვეულებრივ, ციცაბოა, არასწორი მოხაზულობის. შტოკების მიერ დაკავებული ფართობი აღწევს 200 კმ<sup>2</sup>. სხვადასხვა შედგენილობის ინტრუზიულ ქანებს შორის შტოკები ხშირად გვხვდება.

**პარპოლითი** (ბერძ. „პარპოს“ — ნამგალი) ინტრუზიული სხეულია, რომელსაც კრილში ნამგლის ფორმა აქვს. წარმოშობილია უძველეს კრისტალურ სუბსტრატსა და მასზე ზუსტად დისლოცირებული წყებების გასწვრივ მაგმის შეჭრით (ნახ. 11. 12). ერთ-ერთი ყველაზე მკაფიოდ გამოხატული პარპოლითი ცნობილია ნორვეგიაში. ეს არის ხერყფოსის პარპოლითი — (ნახ. 13).

#### მეტამორფული და მეტასომატური ქანების სხეულთა მორფოლოგია

მეტამორფული და მეტასომატური ქანების განლაგების ფორმები დამოკიდებულია დედაქანების განლაგების ფორმებზე. შეიძლება ამ სხეულთა მეტამორფიზმის და მეტასომატოზის ხარისხი სხვადასხვა იყოს და ერთი და იმავე სხეულის სხვადასხვა ნაწილში განსხვავებული ფაციესები შეგვხვდეს მაგმური, განსაკუთრებით ინტრუზიული სხეულების მსგავსად, რომელთა ტექსტურა და ქანების შედგენილობა სხვადასხვა ნაწილში ჩვეულებრივ, განსხვავებულია. თუ მეტამორფული ქანები წარმოიშვა გეოსკლინური ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებისაგან, მაშინ მისი განლაგების ფორმა მსგავსია საწყისი ქანების ფორმისა, ე. ი. შემკვიდრულია. იგივე უნდა ითქვას მეტასომატურ გრანიტოიდებსა და სხვა მეტასომატურ სრულკრისტალურ ქანებზე. მაგრამ არის შემთხვევები, როცა მეტამორფიზმი და მეტასომატოზი არ შემოისაზღვრება რომელიმე საწყისი სხეულით, მაშინ მეტამორფიტების და მეტასომატიტების განლაგების ფორმა არ არის შემკვიდრული, იგი შექნილია ამ პროცესების შედეგად.

მეტამორფული და მეტასომატური ქანები დედამიწის ქერქში საკმაოდ ფართოდაა განვითარებული. ისინი ხშირად ინტრუზიული ქანების მსგავსია, მაგრამ მათი ყურადღებით შესწავლა უძველეს ხდის მათ მეტამორფულ და მეტასომატურ წარმოშობას. ძალიან ხშირად გვხვდება დედამიწის ქერქში მაგმის შემოჭრის შედეგად წარმოშობილი ინტრუზიული სხეულები, რომლებიც შემდგომში მეტასომატურ-

რად იცვლებიან, ზოგჯერ იმდენად, რომ დედაქანის ბუნების დადგენა შეუძლებელია. მაგალითად, გაბრო შეიძლება გარდაიქმნას გრანიტოიდად. არის შემთხვევები, როცა კონტაქტი გრანიტოიდსა და მის შემცველ ქანს შორის აშკარაა, რაც მოჰყავთ გრანიტოიდის ინტრუზიული ბუნების დამამტკიცებელ საბუთად. მოცემულ შემთხვევაში ყოველთვის არ მიიღება მხედველობაში, რომ მეტასომატურ პროცესს ზოგადად შერჩევითი ხასიათი აქვს, რის შედეგადაც მეტასომატურ სხეულსა და შემცველ ქანს შორის მხოლოდ მკვეთრი საზღვრები არ შეიძლება იყოს შესასწავლი სხეულის მაგმური გენეზისის დამამტკიცებელი საბუთი.

გაბროს სხეულის მეტასომატური გრანიტიზაციის გამომწვევი ხსნარები გაიჟონება მისი საზღვრის გასწვრივ, ხშირად არ შლის გაბროიდსა და შემცველ ქანს შორის კონტაქტის ზედაპირს კონტაქტურ-მეტამორფული ქანების წარმოშობით. იქმნება შთაბეჭდილება გაბროიდის უშუალო კონტაქტური ზემოქმედებისა შემცველ ქანებზე.

პოსტმაგმური ხსნარებისა და ინტრუზივის შემცველი გვერდითი ქანების ხელსაყრელი შედგენილობის შერჩევისას ამ უკანასკნელსა და ინტრუზივს შორის მკაფიო კონტაქტი წაიშლება. ხშირად ველზეც კი შეიძლება დავადგინოთ გრანიტოიდის მეტასომატური გენეზისი, განსაკუთრებით მაშინ, როცა საწყის ქანს აქვს ფუძე შედგენილობა. ასეთ შემთხვევაში შეიმჩნევა ქანის თანდათანობითი გაჟღენთა ლეიკოკრატული მასალით.

თუ საწყის ქანს აქვს მასიური ბუნება, მაშინ აღმავალი ხსნარების შემოჭრა და მათ მიერ გამოწვეული ქიმიური რეაქციები მიმდინარეობს არათანაბრად. ცალკეულ ადგილებში აღმოჩნდება ძარღვები ან ძარღვისებრი წაგრძელებული სხეულაკები, რომლებიც ყოფილ ამომყვან არხებს წარმოადგენენ. გვერდით, იმავე სხეულში ან სხვა ანალოგიურ სხეულში შეიძლება გაჩნდეს უფრო ძლიერ მეტასომატურად გარდაქმნილი სუბსტატის ქანები. თუ მეტასომატურად შეცვლილ ქანში საწყის სტადიაში ჭარბადაა საწყისი მასალა, გვიან სტადიაში ჭარბობს შემოტანილი ლეიკოკრატული მასალა. მოცემულ გაბროში შეინიშნება ნაწილობრივი ან სრული გადასვლა საწყისი პიროქსენისა რქაყუარაში, ხოლო ამ უკანასკნელისა — ბიოტიტში. გვიან სტადიაში წარმოიშობა გრანიტოიდები, უფრო იშვიათად სიენიტები და სხვა ქანები. ამგვარად, დგინდება ამ უკანასკნელთა წარმოშობა მეტასომატური გრანიტიზაციის, სიენიტიზაციის და სხვა გზით. გრანიტებში. განსაკუთრებით მათ პორფირისებრ (პორფირობლასტურ) სახესტეობებში, შეიმჩნევა ალბიტის ან კალიშპატის (მიკროკლინი) გამოყრდა ნატრიუმის ან კალიუმის მეტასომატოზის დროს, რადგანაც

ჩანს ძარღვები, რომლებიც კვებავს მინდვრის შპატის (პორფირო-ბლასტების) მსხვილ კრისტალებს.

თუ სუბსტატი, რომელიც ალომეტამორფიზმს (მეტასომატოზს) განიცდის, დაფიქლებულია, მაშინ ხსნარები შეაღწევენ ფიქლოვნების სიბრტყეების გასწვრივ და საწყისი მიწერალების გარდაქმნის შედეგად, მაგალითად, რქატყუარისა ბიოტიტად და შემდეგ მუსკოვიტად, ქანის ფიქლოვნება ბევრად უფრო მკაფიო ხდება. მეტასომატური გრანიტიზაციის შემდგომმა პროცესმა შეიძლება მიგვიყვანოს მეტასომატური მსხის შერბილებამდე (მაგმაწარმოქმნა), ფიქლოვნების წაშლამდე და მასიური გრანიტოიდების წარმოქმნამდე. განსაკუთრებით მკვეთრად შემკვიდრებობითი ფიქლოვნება ჩანს დანალექი ქანებისგან წარმოშობილ მეტამორფიტებში, რომლებიც მორაგეობენ ამფიბოლიტებთან; ეს უკანასკნელი ვულკანიტების ხარჯზე წარმოიშობა.

კავკასიონის ზოგიერთი პერტინული გრანიტოიდი წარმოშობილია ძრავალსტადიურა მეტასომატური პროცესის შედეგად სხვადასხვა საწყისი მაგმური და დანალექი ქანების ხარჯზე, მაგრამ მიუხედავად მეტასომატოზის ყველა სტადიის ინტენსიური გამოვლინებისა, ცალკეულ უბნებს ასცდა გარდაქმნის ზოგიერთი წინა სტადია და განიცადა მხოლოდ კალიუმის მეტასომატოზი; ამის შედეგად წარმოიშვა კალიშპატიანი გაბრო, რომელშიც კალიშპატის კრისტალებთან ერთად, რომლებიც ენაცვლებიან პლაგიოკლასს, შეიმჩნევა მისი ძარღვებიც; ამ გრანიტოიდების განლაგების ფორმა რთულია, უახლოვდება ბათოლითისას. ორი სხვადასხვა სტადიის მეტასომატოზი გამოხატულია ორი თანამიმდევრული პროცესით, რომლებიც განპირობებულია ჯერ სილიციუმის, შემდეგ ნატრიუმის, ან ორივეს თითქმის ერთდროული შემოტანით.

საკუთრივ სილიციუმ-ნატრიუმის მეტასომატოზი შეინიშნება საქართველოს სამხრეთ ნაწილში, სადაც განვითარებულია 2,5 კმ სისქის ზედაცარტული ვულკანოგენურ-დანალექი წყება; ამ წყების საწყისი ქანებია ბაზალტები, ანდეზიტები და მათი ტუფები, რაც მტკიცდება ქლორიტის, ან ქლორიტისა და კალციტის ფსევდომორფოზებით პორფირული ჩანაწინწკლების მიმართ, ხანდახან რქატყუარაზე ოპაციტური არშიით. ზოგჯერ რქატყუარა და მონოკლინური პიროქსენი შემორჩენილია როგორც ჩანაწინწკლებს შორის, ასევე ძირითად მასაშიც. სილიციუმის და ნატრიუმის მეტასომატოზის შედეგად ქანები გარდაიქმნება მეტასომატურ კვარციან პორფირიტებად და დაციტებად. ამ ქანების განლაგების ფორმები შეესაბამება საწყის ვულკანიტებს (განფენები, შრეული სხეულები, დაიკები, შტოკები).

ჩრდილოეთ კავკასიაში ზედა კამბრიულისწინა — ქვედა პალეოზოური (საწყისი ქანების ასაკი) ჩეგემის მეტამორფულ წყებაში შეინიშ-

ნება დედაქანების შეცვლილი შუაშრეების მოსპობა პირველი გენერაციის კვარციტ. ალბიტი უფრო გვიანდელია, ქმნის ძარღვებს, გარს ეკვრის კვარცის მარცვლებს და თანდათანობით ენაცვლება მათ. ალბიტური პორფილობლასტების რაოდენობის გაზრდასთან ერთად მცირდება კვარცის რაოდენობა, რომელიც წარმოქმნის გადარჩენილ უბნებს ალბიტის კრისტალებში. გვხვდება უფრო გვიანი კვარციტ. რომელიც წარმოშობს ძარღვებს და ბუდეებს, იგი რეზორბირდება, კვეთს და ქამს ალბიტის მარცვლებს. მეორე გენერაციის კვარცის თანადროული მადნეული მინერალი (ჰემატიტი) მეტასომატურად ანაცვლებს პირველი გენერაციის კვარცს და ალბიტს. ჩეგემის მეტამორფული წყება განლაგების ფორმით საწყისი გეოსინკლინური წარმონაქმნების მსგავსია.

სრულკრისტალური ქანების სხეულის გენეზისის გასარკვევად საჭიროა ვავითვალისწინოთ მისი შემდეგი თვისებები: გეოლოგიური თავისებურებები (საწყისი შემცველი ქანის ხასიათი, მაგალითად. ვულკანოგენურ-დანალექი გეოსინკლინი, ტერიგენული წარმონაქმნები და სხვ.), სხეულის შინაგანი აგებულება, ქანის მაკრო- და მიკროაგებულება (ტექსტურა და სტრუქტურა), ქანების უცხო ჩანართების ხასიათი (ქსენოლითები ან მეტამორფიზმს გადარჩენილი შემცველი ქანები), სიღრმული სხეულის კონტაქტის თავისებურება შემცველ ქანთან, მინერალური და ქიმიური შედგენილობა.

მეტასომატური სხეულების გეოლოგიურ თავისებურებათა შესწავლის მეთოდი ინტრუზიული სხეულების შესწავლის მეთოდის ანალოგიურია. მაგრამ სიღრმული მეტასომატური სხეულის არსებობის დასადგენად აუცილებელია მემკვიდრეობითი ფიქლოვნების შესწავლა, რაც მიგვითითებს ამ ადგილზე სხეულის მეტასომატური ვზით წარმოშობაზე აღმავალი ხსნარების ზემოქმედებით. გარდა ამისა, თუ ჩანართების ორიენტაცია ემთხვევა შემცველი ქანების ორიენტაციას და გვეძლევა საშუალება დავადგინოთ, რომ ჩანართები გადამუშავებული შემცველი ქანებია, შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ სიღრმული სხეული წარმოიშვა ადგილზე, მეტასომატური ვზით.

სიღრმული ინტრუზიული სხეულების მეტასომატურებისაგან მნიშვნელოვანი განმასხვავებელი ნიშანია შემცველ ქანებთან ურთიერთობისა და კონტაქტის ხასიათი. როგორც წესი, მეტასომატური სხეულებისათვის არაა დამახასიათებელი მკვეთრი კონტაქტები, მაგრამ არის მრავალი მაგალითი იმისა, რომ არსებობს მკვეთრი საზღვრები ნამდვილ მეტასომატურ სიღრმულ სხეულებსა და მათ შემცველ ქანებს შორის.

ქანების გენეზისის მნიშვნელოვანი მაჩვენებელია მათი მიკროაგებულება (სტრუქტურა). ზოგიერთი სტრუქტურა დამაჯერებლად გა-

დაქრის ქანების წარმოშობის საკითხს მაგმის გაცივების შედეგად.

მინერალური და ქიმიური შედგენილობის მიხედვით მეტასომატიტები მეტ-ნაყლებად ჰეტეროგენული ქანებია. მაგალითად, გრანიტოიდებში ზოგჯერ შეიმჩნევა მთავარი ქანმშენი მინერალების რაოდენობითი თანაფარდობების ცვლილება ერთი შტოკის ფარგლებშიც კი. გარდა ამისა, მეტასომატიტური გენეზისის ქანებში ზოგჯერ შედარებით ადვილად დგინდება ზოგიერთი ან ყველა მინერალის მეორეული (ზედნადები) ხასიათი. მაგრამ მხოლოდ ეს ერთი ნიშანი ცალმხრივად ვერ გადაწყვეტს ქანის მეტასომატიტისთვის მიკუთვნების საკითხს, რადგანაც ახლადწარმოქმნილი მინერალები შეიმჩნევა ჰიბრიდულ ქანებშიც.

მაგმური ქანები, რომელთაც არ განუცდიათ ზედნადები პროცესები, ავლენენ რაოდენობით-მინერალური შედგენილობის სტაბილურობას; მათში ახლადწარმოქმნილი მინერალები არ არის.

მაგმურ სიღრმულ სხეულებში და კონტაქტურად შეცვლილ მათ შემცველ ქანებში მინერალური და ქიმიური შედგენილობები და სტრუქტურებიც განსხვავებულია. ამ ქანებში ნივთიერების შემოტანა უშუალოდ ინტრუზიული სხეულიდან არ აღინიშნება ან უმნიშვნელო როლს თამაშობს. კვარცის, ალბიტის, კალიუმის მინდვრის შპატის თანაფარდობა მეტასომატიტურ გრანიტებში მაგმურისაგან განსხვავებით დიდ ფარგლებში იცვლება, რაც გამოწვეულია მეტასომატიტური პროცესის ერთი რომელიმე სტადიის — კალიუმის, ნატრიუმის, სილიციუმის უპირატესი განვითარებით.

ალომეტამორფიტებისა და მეტასომატიტების მინერალური და ქიმიური შედგენილობები დამოკიდებულია შემცველი ქანებისა და აღმავალი ქანების შედგენილობებზე. საჭიროა აღინიშნოს, რომ მეტასომატიტების შემცველ ქანებთან მკვეთრი კონტაქტის შემთხვევაში სხვადასხვა ინტენსივობით გამოვლინდება ზედნადები პროცესები (გაალბიტება, გამიკროკლინება, გაკვარცება, რქატყუარის გაბიოტიტება და სხვ.). რაც მიგვიითთებს კონტაქტის სიმკვეთრის მოჩვენებით (მხოლოდ მიკროსკოპულად ხილულ) ხასიათზე. თვით მეტასომატიტურ სხეულებში კი დადგენილია გარდაქმნის პროცესის რამდენიმე სტადია. კერძო შემთხვევებში მეტასომატიტური გენეზისის სიღრმული სხეულები ავლენენ ვერტიკალურ მეტასომატიტურ ზონალობას.

**მაგმური ქანების სხვადასხვა სხეულების  
წარმოქმნის გეოლოგიური პირობები**

ვულკანოგენურ გეოსინკლინებში (ევეგოსინკლინებში) სხვადასხვა ინტენსივობით მიმდინარე მაგმური აქტივობა ხორციელდება ნალექ-დაგროვებასთან ერთდროულად გეოსინკლინის ფსკერის დაღმავალი

მოძრაობის დროს. ამ დროს წარმოიშობა დანალექი და ვულკანური ქანების (ლავეების და პიროკლასტოლითების) მძლავრი წყებები, რომლებიც ერთმანეთს ენაცვლებიან. ვულკანური სხეულების მორფოლოგია ზოგადად შრეულია (განფენები, შრეთაშუა ლავური სხეულები, ანუ სილები), იშვიათად წარმოიშობა მოგრძო სხეულები (ნაკადები). ვულკანიზმის ამომყვანი წაგრძელებული არხები (ნაპრალოვანი ამოფრქვევები) დაიკებს ქმნის; თუ ამოფრქვევა ხდება განსაზღვრული ცენტრიდან (ცენტრალური ამოფრქვევები), მაშინ შეინიშნება განსხვავებულდამეტრიანი მაგმის ამომყვანი არხები.

ევეგოსინკლინის განვითარებასთან ერთად ხდება ჰიპერბაზიტების ჩამოყალიბება, რომლებიც წარმოქმნის უსწორმასწორო კედლისებრ გამოსოლილ სხეულებს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ეს სხეულები (პროტრუხიები) არ არის მაგმური წარმოშობის. ნაოჭა სტრუქტურებში მაგმის აქტიური შემოქრისა და მეტასომატოზის ზედნადები პროცესების შედეგად გეოსინკლინის განვითარების დანაოქების სტადიაში ვითარდება გრანიტოიდების უზარმაზარი სხეულები, რაც დიდ გეოლოგიურ დროს მოიცავს. ამგვარად, გრანიტოიდების წარმოქმნის ტიპური ადგილი გეოსინკლინია; მაგრამ გრანიტები სხვა გეოლოგიურ-სტრუქტურულ პირობებშიც ყალიბდება.

გრანიტოიდების სხვადასხვა ტიპის გამოყოფის საკითხს იკვლევდნენ ი. კუზნეცოვი და ა. იანშინი (1967, 1968), გ. ზარიძე (1971, 1972), Zaridze G. (1974, 1975), ა. სიმონენი (Simonen A., 1969) და სხვ.

ი. კუზნეცოვი და ა. იანშინი გამოყოფენ გრანიტოიდების 4 ტიპს:

1. გვიანოროგენული, ანუ სინინვერსიული; 2. ოროგენულის შემდგომი, ანუ პოსტინვერსიული (სხვაგვარად, გეოსინკლინის მიმდებარე, ანუ წარმოქმნილი არა იმ გეოსინკლინის საზღვრებში, რომელიც შედის განვითარების ოროგენულ სტადიაში, არამედ მის მახლობლად, უკვე დიდი ხნის კონსოლიდირებულ სტრუქტურაში); 3. გეოსინკლინის გარეშე (თაღურ-ბლოკური, თაღურ-რღვეული, რღვეულ-ბლოკური), რომლებიც ცნობილია „ტელეოროგენული“, „ტელეგეოსინკლინური“, „აქტივობის ზონის მაგმატიზმის“, ან „მოძრავი ზონების განვითარების გვიანი და ბოლო ეტაპების მაგმატიზმის“ სახელწოდებებით;
4. სინტექტონიკური ან სინოროგენული, გავრცელებული აშშ-ის ზონის ტიპის მსგავსად უძველეს კამბრიულსწინა და იშვიათად უფრო გვიან ნაოჭა სტრუქტურებში და წარმოდგენილი ინექციური გენისებითა და გრანიტ-გენისებით.

ა. სიმონენმა (Simonen A. 1966) გრანიტოიდული ინტრუზიული პლუტონების განლაგებასა და ოროგენულ დანაოქებას შორის დამოკიდებულების ანალიზის საფუძველზე ჩამოაყალიბა გრანიტოიდების შემდეგი ტექტონიკური კლასიფიკაცია: 1. ოროგენულისწინა (პლუ-

ტონები უფრო გვიანია, ეიდრე დანაოქება), 2. სინოროგენული და 3. გვიანოროგენული, დანაოქების თანადროული, რომელთა სტრუქტურა შემცველი ქანების სტრუქტურის მსგავსია; 4. პოსტოროგენული, რომელიც წარმოქმნის ბათოლითებს, შტოკებს და დაიკებს, რომლებიც კვეთს უძველეს ბაქნებს და მათ დანალექ საფარს, არ არის დაკავშირებული ოროგენულ დანაოქებასთან და განლაგებულია სიღრმული ნაპრალების გასწვრივ, რომლებიც კვეთენ დედამიწის ქერქს. ამ ავტორის მონაცემებით, ოროგენულისწინა პლუტონური მასივები აგებულია გნეისისებრი კატაკლაზური ქანებისაგან და ეკუთვნის ნაოქა სარტყლების ძველ სუბსტრატს, რომელიც რემობილიზებულია და გაახალგაზრდავებულია ოროგენეზისის დროს. ამ ქანთა მასივები მოწყვეტილია ფუნდამენტიდან და მოქცეულია შარიაყებში, წარმოქმნის ან თაღებს, ან გუმბათებს, მობილიზებულ და ახევებულ ფუნდამენტზე, ოროგენეზისის სუბსეკვენტური აფეთქებების დროს. ფუნდამენტიდან მოწყვეტილი მსგავსი პლუტონური სხეულების არსებობა ექვეს არ იწვევს, მაგრამ მათი განხილვა ინტრუზიულ მასივებად, ალბათ, არ შეიძლება. ისინი განეკუთვნება ტექტონიკური ბლოკების კატეგორიას.

სინოროგენული და გვიანოროგენული ინტრუზივები ქმნიან გრანიტოიდული მასივების მთავარ ტიპებს, რომლებიც წარმოშობილია გეოსინკლინების განვითარების პროცესში, მაგრამ უმჯობესია „სინოროგენული“ შეიცვალოს „ადრეოროგენულით“, რომელიც უკეთ ასახავს ბუნებაში მიმდინარე პროცესებს. საჭიროა გავითვალისწინოთ, რომ გვიანოროგენული პროცესი ასევე სინოროგენულია. მათ შორის განსხვავება იმაში მდგომარეობს, რომ პირველი წარმოიშვა მეორეზე ადრე. ალბათ უფრო ბუნებრივია მათ სახელი ვუწოდოთ ბუნებაში განვითარების პირობების მიხედვით.

პოსტოროგენული პლუტონური ქანები ძირითადად შედგება მასიური გრანოდიოტიტებისა და გრანიტებისაგან, რომელთა სტრუქტურები გავლენას არ ახდენს მათ ოროგენულ მოძრაობაზე. პოსტოროგენული ბათოლითები ძალიან იშვიათად გვხვდება კამბრიულისწინა ნაოქა სისტემის ღრმა ჭრილებში, მაგრამ ხშირია დედამიწის ახალგაზრდა ნაოქა სარტყლებში.

ქვემოთ მოყვანილი ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საფუძველზე ამჟამად მიზანშეწონილია გრანიტოიდების ხუთი სხვადასხვა გეოლოგიურ-სტრუქტურული ტიპის გამოყოფა: ადრეოროგენული, გვიანოროგენული, დასკვნითოროგენული, სუბველკანური (ველკანურ-პლუტონური) და კრატოგენული.

ამა თუ იმ ოლქის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში გრანიტოიდების წარმოშობას სხვადასხვა დროს უკავშირებენ. კერძოდ,

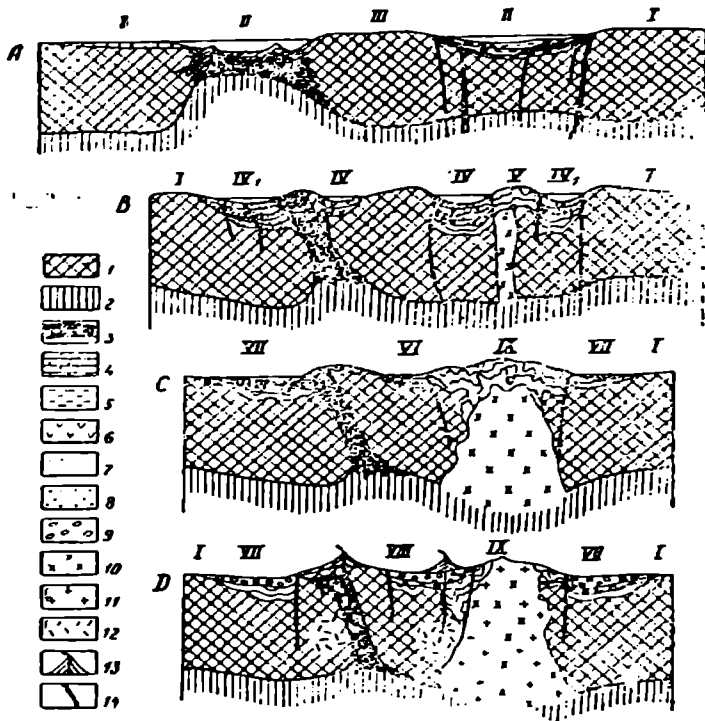
ალბათ, შეუძლებელია ეპვი შეგვეპაროს გეოანტიკლინური (ადრე-  
ოროგენული და გვიანოროგენული) გრანიტოიდების არსებობაში,  
ე. ი. ესეთი გრანიტოიდებისა, რომელთა წარმოშობა დაკავშირებულია  
გარკვეული გეოსინკლინური როფის ნალექების პირველ ძლიერ და-  
ნაოჭებასთან (აზევებასთან) და გრანიტოიდებისა, რომლებიც წარ-  
მოქმნილია ნაოჭა სისტემის ჩამოყალიბებასთან ერთად ინტენსიური  
რღვეულ-ბლოკური მოძრაობის შედეგად, გეოსინკლინური რეჟიმის  
შეწყვეტის შემდეგ ყველა კერძო როფში (ნახ. 14).

კავკასიონზე ადრეოროგენული გრანიტოიდები წარმოიშვა გეო-  
ანტიკლინების ჩამოყალიბების დროს ვულკანოგენურ-დანალექი გეო-  
სინკლინების (ეეგეოსინკლინების) ხარჯზე ფლიშური როფის ჩამოყა-  
ლიბებადმდე ან მის თანადროულად. ამ დროს აქ წარმოიშვა მცირე მა-  
სივები — შტოკები (გ. ზარიძე, 1944, 1961, 1970). სხვა გეოსინკლი-  
ნურ სისტემებში არსებობს გეოანტიკლინური ზონები, რომლებიც  
მემკვიდრულად ვითარდება გეოსინკლინური რეჟიმის წარმოქმნის ან  
რეგენერაციის ეპოქიდან. კერძოდ, ურალზე ასეთებია: სამხრეთში —  
ურალ-ტობოლის და ჩრდილოეთში — ირკუტსკ-სალდონის ზონები. ამ  
შემთხვევაში გრანიტოიდები ვითარდება გეოსინკლინური სისტემის  
მთელი არსებობის მანძილზე და ისინი ყოველთვის დაკავშირებულია  
გეოანტიკლინებთან. ამ შემთხვევაში თანამიმდევრულად წარმოშობ-  
ლ გრანიტოიდებს უნდა ვუწოდოთ „პირველი ადრეოროგენული“, „მე-  
ორე ადრეოროგენული“ და ა. შ. „პირველი გვიანოროგენული“, „მე-  
ორე გვიანოროგენული“ და ა. შ. ამ განმარტებაში საჭიროა ვუჩვენ-  
ოთ მათი ასაკი.

კავკასიონზე გვიანოროგენული სტადია, ე. ი. მათაა ნაოჭა სისტე-  
მის მთლიანი აზევება იწყება არაუგვიანეს მიოცენისა რღვეულ-ბლო-  
კური ტექტონიკის გაჩენასთან ერთად (ნახ. 15). ამ სტადიაში პლი-  
ოცენში ვითარდება გრანიტოიდების პატარა ინტრუზივები და დაიკები  
(გვიანოროგენული გრანიტოიდები). კერძოდ, ჩრდილო ოსეთში და  
მდინარე ცხენისწყლის სათავეებში გვხვდება ქანები, რომლებიც შე-  
ესაბამება პლაგიოგრანიტ—გრანიტულ ფორმაციას. უფრო მოგვიანე-  
ბით ხდებოდა ბაზალტების, დაციტების და ანდეზიტების ამოფრქვევა  
ძირითადად ნაკადების სახით.

მცირე კავკასიონზე ალპურ ციკლში ვულკანოგენური გეოსინკლი-  
ნების ხარჯზე თანამიმდევრულად წარმოიშვა რამდენიმე დამოუკიდე-  
ბელი გეოანტიკლინი. თითოეულ მათგანთან დაკავშირებულია გრანი-  
ტოიდული მასივები — შტოკები და ბათოლითები. იქვე ცნობილია  
პლიოცენით დათარიღებული დამამთავრებელოროგენული მეტალ-  
შემცველი ჰიპაბისალური მცირე ინტრუზივები და სხვადასხვა შედ-  
გენილობის დაიკები.





ნახ. 14. გეოსინკლინური ოლქის განვითარების სქემა ინერსიის გაღლით ტექტონური ციკლის განმავლობაში ვ. ბელოუსოვის მიხედვით, შ. ვზოესკის, ვ. ხაინის და გ. ზარიძის ცვლილებებითა და დაზუსტებით.

ციკლის სტადიები: *A*—ადრეგეოსინკლინური; *B*—გეიანგეოსინკლინური; *C*—ადრეოროგენული; *D*—გეიანოროგენული. I—ბაქანი; II—გეოსინკლინური საიტემა; III—შუალედი მასივი; IV—ინტრაგეოსინკლინი (ეგგეოსინკლინი); IV'—ინტრაგეოსინკლინი (მიოგეოსინკლინი); V—(ინტრა) გეოანტიკლინი; VI—უკანა როდი; VII—წინა როდი; VIII—მთათაშუა როდი; IX—ოროგენი.

1—კონტინენტური ქერქი; 2—ზედა შანტა; 3—ოფიოლტური კომპლექსი; 4—ბაქნური საფარი; 5—ფიქლურ-გრაუვაკული (ასპიდური) ფორმაცია; 6—ანდეზიტური ფორმაცია; 7—ფილზური ფორმაცია; 8—ქვედა მოლასები; 9—ზედა მოლასები; 10—პლაგიოგრანიტები და კვარციანი დიორიტები—ადრეოროგენული (აღრენაოქა ან ინტრაგეოანტიკლინური); 11—გრანიტები და კალშპატაში გრანოლოიტები (ჩვეულებრივ მიკროკლინიანი) თანაბარმარცვლოვანი და პორფირულუს-მაგვარი ან პორფირობლასტური—გეიანოროგენული; 12—მაგმურა ქერები ქერქში; 13—სტრატოვულკანები; 14—რღვევები.

აჭარა-თრიალეთის ზედნადებ ვულკანოგენურ გეოსინკლინში დანაკვების თრიალეთურ ფაზასთან დაკავშირებით შუა ეოცენის დასასრულს—ზედა ეოცენის დასაწყისში—ყალიბდება გეოანტიკლინური სტრუქტურა და წარმოიშობა ადრეოროგენული კვარც-გაბრო-დიორი-



ტული ინტრუზივები (შტოკები და დაიკები); მათთან პარაგენეტულ კავშირში გვხვდება სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოები. გურიის ზონაში წარმოშობილია ანალციმიანი სიენიტები.

ყურადღებას იქცევს ტექტონურ-მაგმური განვითარების მონაცემები ურალ-საიან-ტიან-შანის შიგაკონტინენტური მოძრავი სარტყლის შესახებ, რომელიც სამ ბაქანს — რუსეთის, ციმბირის და ტიმირის შორისაა მოქცეული. ადრეულ კამბრიულში ამ რეგიონში ბაიკალიდების მყარ სუბსტრატზე განვითარდა მოძრავი სარტყელი; ამ სარტყლის შიგნით ევგეოსინკლინური როფი და ღრმულები გვხვდება, კერძოდ, მანის როფი აღმოსავლეთ საიანში. ვულკანურ მოქმედებასთან დაკავშირებულია მცირე ინტრუზივები — ძირითადად გაბრო-დიორიტ-დიამაზური და სხვა შედგენილობის შტოკები (ნაწილობრივ გარდაქმნილი ეფუზივების ფესვები). განვითარდა აგრეთვე შედარებით გვიანი დენიტ-პარტურგიტული ფორმაციის ინტრუზივები. შუა კამბრიულის დასასრულს მოხდა დანაოკება და ახეება ალტაი-საიანის რეგიონის მნიშვნელოვანი ნაწილის ტერიტორიაზე, ჩინგიზ-თაუს ვიწრო ნაწილებში, სამხრეთ ტიან-შანსა და ურალზე. მათთანაა დაკავშირებული ალტაი-საიანის რეგიონის დიორიტ და კვარც-დიორიტ-პლაგიოგრანიტული ფორმაციის მძლავრი ადრეოროგენული ინტრუზივების (ბათოლითების) შემოჭრა ცენტრალური ყაზახეთის კოქჩეტაის და ერმენტაუ-ჩინგიზ-ტარაბაგატაის ზონებში და ჩრდილო ტიან-შანში. ნაოკა მოძრაობებმა აქ გამოიწვია ვულკანური აქტიურობის შეწყვეტა და მძლავრი ნალექწარმოება. ვულკანური მოქმედების ცენტრმა დასავლეთით გადაინაცვლა.

ორდოვიციულში ურალის აღმოსავლეთ ფერდზე ინტენსიურ განვითარებას იწყებს ევგეოსინკლინური როფები, რომელთა ეფუზივები (ანდესიტ-ბაზალტური პორფირიტები) შედგენილობით ზოგადად კამბრიულს ჰგავს. ამავე დროს განვითარებას განაგრძობს სტაბილური ვიწრო მიოგეოსინკლინური ზონა. ჩინგიზ-ტარაბაგატაის მაქსიმალური ვულკანიზმის ზოლის ჩრდილო-დასავლეთიდან მადნიან ალტაიმდე განვითარებულია შიგა მეგაზონა. რაც შეეხება მთიან ალტაის და ორდოვიციულ-სილურულ ნალექებით აგებულ ალტაი-საიანის რეგიონის მთელ დანარჩენ ტერიტორიას, ისინი ეკუთვნის გარე მეგაზონას, რომელიც არ ამჟღავნებს ვულკანურ აქტიურობას.

ისევე, როგორც კამბრიულში, ორდოვიციულის დასასრულსა და სილურში ვლინდება ინტენსიურ დანაოკებასთან დაკავშირებული დიამაზური ახეებები. ნაოკა მოძრაობამ მოიცვა მთელი ჩრდილო ტიან-შანი. შემდეგ კი სამხრეთ ტიან-შანის ზონები. ისინი ვაერცვლდა აგრეთვე ცენტრალური ყაზახეთის დასავლეთსა და ჩრდილოეთში და ჩაითრია

უძველესი მასივების — კარსაკპაის, ულუთაუს და კოკჩეტავის ნაწილები.

გვიან ორდოვიციულსა და სილურის დასაწყისში ჩამოყალიბდა დიდი ინტრუზივები (ბათოლითები). ტექტონიკური მოძრაობის ნიშნები ორდოვიციულისა და სილურის საზღვარზე აღინიშნება ურალზე. ალტაიზე რამდენიმე ადგილას, ჩრდილო აღმოსავლეთით კი არ ვრცელდება. ალტაიზე და ტუვაში ამ დროს ინტენსიურად იღექება ტერიგენული მასალა. ცენტრალურ ყაზახეთში ულუთაუს და კოკჩეტავის ზონების გააქტიურებული ახევებების მახლობლად სილურში წარმოიშვა ნარჩენი ბრაქისინკლინური როფი, რომელშიც იღექება კონტინენტური წითელმიწა ნალექები. იმავე დროს ვლინდება მიწისზედა ვულკანიზმიც. ამ პერიოდში ჩინგიზ-ტარაბაგატაის ზონა და დასავლეთი ბალხაშისპირეთი ვითარდება ევგეოსინკლინური პროფილით. ვულკანიზმის პროლუქტებს აქვს ანდეზიტ-ბაზალტური და დაციტური შედგენილობა.

შუა დევონის პირველ ნახევარში ვულკანიზმი ფართოდ ვლინდება სხვადასხვა ტექტონიკურ ზონებში, რომლებიც დროებით კარგავენ თავის მოქმედების სიმკვეთრეს. მაგრამ მაინცაა შესაძლებელი გამოიყოს გეოსინკლინური ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნების შიგა და გარე მეგაზონები, რომლებშიც მათათშუა ღრმულების და როფების კონტინენტური ან ეპიკონტინენტური ნალექები ვითარდება; მათათშუა ღრმულებში და როფებში ვულკანიზმის სუსტი გამოვლენა მცირე ხნით გრძელდება. ამ მეგაზონებიდან პირველი, რომელმაც ერთგვაროვნება უკვე სილურში დაკარგა, დაიყო ოთხ ნაწილად: აღმოსავლეთ ურალის, ჭუნგარ-ბალხაშის, ობი-ზაისანის და ტიან-შაინის. ამ შემთხვევაში სუბველკანური ინტრუზივები ეფუზივებთანაა დაკავშირებული. მოგვიანებით წარმოიშვა ულტრამაფიტიები.

აღრეოროგენული გრანიტ-გრანოდიორიტული ინტრუზული ფორმაციები შიგა მეგაზონის მობილური სტრუქტურების ნაოჭა ახევებებთანაა დაკავშირებული. შესაძლოა ზედაპალეოზოური ასაკის გვიანროგენულ გრანიტოიდებს მივაკუთვნოთ გარე მეგაზონის თაღურ-სტრუქტურებთან დაკავშირებული გრანიტოიდები, სიენიტები, ნეფელინიანი სიენიტები და სხვ., რომლებიც წარმოქმნიან ბაზალტურ სხეულებს.

ვერზოიან-ჩუკოტკის პალეოზოური ასაკის ტერიგენულ გეოსინკლინში, რომელსაც საფუძველი ორდოვიციულში ჩაეყარა, წარმოიშვა დიორიტები, მონცონიტ-სიენიტები და გრანოსიენიტები, რაც დაკავშირებულია კარბონული ასაკის ახევებებთან. რღვეულ-ბლოკურ მოძრაობებს უკავშირდება პერმული ასაკის გვიანროგენული სტადია. ამ დროს ადგილი ჰქონდა ფუძე შედგენილობის ვულკანიზმის გამოვლენ-

ნას და ჰიპაბისური სხეულების წარმოქმნას, რომლებიც აკუმულირებადებიან ტუტის ქანობის ფუნქციონირებით.

მაგმური სხეულების ფორმირება კარგად ჩანს მეზოზოურ-პალეოგენური ასაკის ვერხოიან-ჩუკოტკის გეოსინკლინის მაგალითზე, რომელიც გვიან ტრიასში ჩაისახა. გეოსინკლინური რეჟიმი გრძელდებოდა გვიან იურულამდე, რის შედეგადაც დაგროვდა ნალექები, რომელთა სისქე ზოგან 8 კმ-ს აღემატება. გვიან იურულში გეოსინკლინის განაპირა ნაწილებში ადგილი აქვს ეფუზიურ მოქმედებას, რის შედეგადაც წარმოიშობა 500 მ სისქის ვულკანოგენურ-დანალექი წყება და გაბროს, გაბროდიორიტების და დიორიტების სუბველკანური ინტრუზივები. ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად სიღრმული რღვევების გასწვრივ წარმოიშვა ადრეოროგენული გრანიტოიდების (გრანიტები, გრანოდიორიტები, კვარციანი დიორიტები, იშვიათად აპლიტები და აპლიტ-პეგმატიტები) წაგრძელებული სხეულები. რომლებთანაც დაკავშირებულია კალა-ვოლფრამ-მოლიბდენის გამადნებები.

ქვედა ცარცში კონდაკის ზეგანზე და პოლუსნის და ულახანსის რეგიონებზე შეინიშნება ზღვის ტრანსგრესია და დაციტური ან ანდეზიტური, იშვიათად ბაზალტური შედგენილობის ცარცული ეფუზიური წყების წარმოქმნა, რომელიც უთანხმოდ ადევს ტრიასულ- და იურულ ქვიშაქვა-ფიქლურ წყებას. გვიან ცარცში ცარცული ვულკანოგენურ-დანალექი წყების განვითარების ოქის აზევენასთან ერთად ფორმირდება გვიანოროგენული გრანიტოიდები (კვარციანი დიორიტები, გრანოდიორიტები, ანდეზიტური გრანიტები), რომლებიც წარმოქმნიან შტოკებს, ლინზებსა და დაიკებს კალა-კასიტერიტის, ტყვია-თუთიის, სტიბიუმის გამადნებით. ცარცის ბოლოსა და პალეოგენში აქ ხელახლა ვლინდება ოროგენული მოძრაობები. ამ დროს წარმოიშობა დამამთავრებელოროგენული გრანიტ-პორფირებისა და დიორიტ-პორფირების მცირე ინტრუზივები (დაიკები, შტოკები) ოქროსმადნიანი მინერალიზაციით. შემდეგ ვითარდება ცენტრალური ტიპის ვულკანიზმი, რომლის პროდუქტებია ანდეზიტებისა და ბაზალტების დაიკები და ტუფები.

კარგი მაგალითია აგრეთვე გრანიტოიდების წარმოშობა. პალეოზოური ასაკის ირტიშ-ზაისანის სიალურ გეოსინკლინში, რომელიც ჩაისახა ზედა სილურ-ქვედა დევონში, სადაც უკვე გვიან დევონში წარმოიშვა წრფივად განლაგებული ინტრუზივები (გაბრო-ამფიბოლიტები, დიორიტები, ტონალიტები, ზოგ ადგილებში კატაკლაზირებული რქატყუარიანი პლაგიოგრანიტები), პოლიმეტალური მინერალიზაციით. რაც დაკავშირებულია ირტიშ-მარკაკელის სიღრმულ რღვევებთან და რომლებიც, ალბათ, ადრეოროგენული წარმონაქმნებია. საკუთრივ

ირტიშის აშშ-შენის ზონაში გრანიტოიდები (მიკროკლინიანი, ბიოტიანი. ორქარსიანი, პეგმატოიდური გრანიტოიდები, პეგმატიტები, აპლიტები და სხვ.) ხელშეორედ ფორმირდება ადრეულ კარბონში (გვიანოროგენული გრანიტოიდები).

ირტიშ-ზაისანის გეოსინკლინური სისტემის საერთო აწეება მიმდინარეობდა შუა კარბონსა და პერმულში. ოროგენის დამამთავრებელ ეტაპად შესაძლოა მივიჩნიოთ კარბონული ასაკის კალბინის ნაკრული ინტრუზივი, შედგენილი როგორც კალიუმით ღარიბი გრანიტებით, ასევე მიკროკლინიანი და ალასკიტური გრანიტებით, აპლიტებითა და პეგმატიტებით. ამავე სტადიაში წარმოიშვა მცირე ინტრუზივებისა და სხვადასხვა შედგენილობის დაიკების სარტყელი, რომელიც დაკავშირებულია შუა კარბონული ასაკის ვულკანოგენურ წარმონაქმნებთან ირტიშ-მარკაკულის და კალბა-ნარიმის სიღრმული რღვევის რაიონში.

საკიროა აღინიშნოს, რომ ადრეოროგენული და გვიანოროგენული გრანიტოიდები ვლინდება არა მარტო თვით გეოსინკლინურ წყებებში, უფრო სწორად, არა მარტო ამ უკანასკნელებით წარმოქმნილ გეოანტიკლინურ სტრუქტურებში, არამედ ადრე კონსოლიდირებულ წარმონაქმნებშიც.

ადრეოროგენული გრანიტოიდული სხეულების მაგალითია ბათური ასაკის ხევის ინტრუზივი (შტოკი), გაშიშვლებული დაახლოებით 60 კმ<sup>2</sup> ფართობზე, რომელიც მდებარეობს შუალედი მასივის ბაიოსურა ეკვენოსინკლინის პერიფერიულ ნაწილში (ბაიოსის სპილიტ-დიამანს — პორფირიტური ფორმაცია დასავლეთ საქართველოში) და დისლოცირებულია ბათში. ეს გრანიტოიდები უნდა მივაკუთვნოთ ადრეოროგენულ ტიპს, ე. ი. გრანიტოიდებს, წარმოშობილს გარკვეულ გეოსინკლინის განვითარების შედეგად, რომელიც მდებარეობს პალეოლოური მყარი ბელტის ფარგლებში.

ხევის ინტრუზივიდან 7 კმ-ზე პალეოზოურ კრისტალურ ქანებს შორის ვიშვლდება უფრო მცირე ზომის კალვანის ბათური გრანიტოიდული ინტრუზივი (შტოკი), იგი შეიძლება ტელეადრეოროგენულ ტიპს მივაკუთვნოთ. ეს ინტრუზივი ოროგენულ მოძრაობაში ჩათრეული კრისტალური ბელტის მახლობლად მდებარეობს და ისიც ადრეოროგენულ ტიპს შეიძლება მივაკუთვნოთ. ტელეადრეოროგენული და ტელეგვიანოროგენული გრანიტოიდები განლაგებულია გეოსინკლინის საზღვრებს გარეთ, მაგრამ ყალიბდებიან ოროგენეზიის დროს ნაქ. სტრუქტურებში.

ჩრდილო ამერიკის გრანიტოიდული ინტრუზივებიდან აღსანიშნავია ეკვენოსინკლინში მოთავსებული დიდი სხეულები (ბათოლიტები), რომლებიც გადადიან მიოგეოსინკლინში და აგრეთვე კრატონში. ნა-

გალითად, ბათოლითი ბოულდერი (მონტანას შტატი, აშშ) გვხვდება ცარცულ წარმონაქმნებში კრატონის კიდის გასწვრივ. შედარებით მცირე ზომის ინტრუზივები გავრცელებულია მილარდის მიოგეოსინ-კლინურ სარტყელში კანადის კლდოვანი მთების დასავლეთ ნაწილში და აღმოსავლეთ ნევადასა და დასავლეთ იუტას ქედების და ველების რაიონში. გრანიტოიდების მასივები გვხვდება კრატონში ქვედა კამბრიულის მძლავრი ნალექების საზღვრებიდან შორს აღმოსავლეთით არიზონაში, ნიუ-მექსიკოსა და მექსიკის შტატ სონორაში. მოცემულ მაგალითში გრანიტოიდები განლაგებული გეოსინკლინის შიგნით ეკუთვნის ადრეოროგენულ ტიპს, ხოლო გრანიტოიდები, რომლებიც კრატონშია მოთავსებული, უნდა მივაკუთვნოთ ტელადროგენულ ტიპს. გრანიტოიდების ეს ორივე ტიპი ერთდროულად წარმოიშვა.

გვიანოროგენულს (ანუ ტელეგვიანოროგენულს) უნდა მივაკუთვნოთ ჩრდილო-აღმოსავლეთ იმიერბაიკალის (შილკა-ოლიოკმინის რაიონი) მეზოზოური გრანიტოიდები. რომლებიც დამთავრებული დანაოქების რაიონია მეზოზოურში, მოიცავს ჭუგდურის, ოლიოკმინის, ატანოვოს ქედებს, რომელთაც შემდეგ არ გავვლიათ გეოსინკლინური განვითარების სტადია. ამ რეგიონში გამოყოფენ ორ სტრუქტურულ სართულს — ქვედას, რომელიც შედგება კამბრიულისწინა და პალეოზოური კრისტალური ქანებისაგან, და ზედას, შედგენილს მეზოზოური მაგმური წარმონაქმნებით. ზედა სტრუქტურული სართულის შემადგენლობაში, რომელიც შედარებით უმნიშვნელოდ ვრცელდება. შედის უმთავრესად ზედაიურილი და ქვედაცარცული ვულკანოგენურ-დანალექი და ტერიგენული ნალექები. ყველაზე ადრეული მეზოზოური ინტრუზივები განლაგებულია ამ სართულის ფუძეში, მათი ქვარგვალი გვხვდება ქვათაშუა ღრმულების ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებში. ინტრუზიული ქანების ერუპტიული შეფარდება ზედა სტრუქტურული სართულის ნალექებთან არაა დადგენილი. არგონის მეთოდით ასაკი — იურულიდან ქვედა ცარცამდეა.

შილკა-ოლიოკმინის რაიონის მაგმური ქანები გაერთიანებულია ამუჯიკან-შახტამინის და ნერჩუგანის ორ სხვადასხვაასაკოვან მაგმურ კომპლექსში; პირველი (ალბათ ადრეოროგენული) ჩამოყალიბდა იურულში, მეორე (ალბათ გვიანოროგენული) — გვიანი იურულისა და ადრეული ცარცის საზღვარზე.

ამუჯიკან-შახტამინის კომპლექსი დაყოფილია ორ ქვეკომპლექსად — ამინინის (დიორიტები, კვარციანი დიორიტები, გრანიტოიდები. ამფიბოლ-ბიოტიტიანი გრანიტები, ბიოტიტიანი და ლეიკოკრატული გრანიტები, ძარღვული გრანიტ-პორფირები) და ამუჯიკანის (ინტრუზიულ-ეფუზიური წვრილ-მარცვლოვანი გაბრო-დიორიტები, დიორიტები, მიკროდიორიტები, კვარციანი და უკვარცო დიორიტული პორ-

ფირიტები, გრანიდიორიტ-პორფირები, დაციტები, ამფიბოლიანი პორფირები, ფელზიტები, ინტრუზიული გიგანტოპორფირული წარმონაქმნები — ბიოტიტ-ამფიბოლიანი გრანიტები. ვრ. ანოდიორიტები, ჰიბრიდული ქანები და პიროქსენიანი პორფირიტები). თითოეული ქვეკომპლექსი ხასიათდება განვითარების დამოუკიდებელი გზით, ყალიბდება განსხვავებულ სიღრმეზე, ალბათ, დაკავშირებულია აზეცებასთან და შემდეგ ეროზიასთან, რაზეც მიგვითითებს ამუჯიკანის ქვეკომპლექსის ეფუზიური საფარების განლაგება მათ ეროლირებულ ზედაპირზე.

ნერჩუგანის კომპლექსის შედგენილობაში შედის ინტრუზიული ქანები (ტუტე და სუბტუტე, ეგირინიანი, არფვედსონიტიანი გრანიტები, გრანოსიენიტები, გრანიტპორფირები) და ექსტრუზიულ-ეფუზიური წარმონაქმნები (კვარციანი და სფეროლითური პორფირები). ყველაზე გვიანია მეზოზოურ-კაინოზოური დეპრესიის ტუფოგენურ-დანალექი და ნახშირშემცველი ნალექები.

ჩრდილო-აღმოსავლეთ იმიერბაიკალში და მიმდებარე რაიონებში, ალბათ, ხდებოდა მთავარ ტექტონიკურ მოძრაობებთან დაკავშირებული თანამიმდევრული აზეცებები, რომლებიც მთავრდებოდა ოროგენეზისით, მისგან გამომდინარე ყველა შედეგით: მთებისა და მთათაშუა ღრმულების გაჩენა, რომლებიც შეესებოდა 1—2 კმ-მდე სისქის კონტინენტური, ნაწილობრივ ნახშირშემცველი ნალექებით: სხვადასხვა სახის გრანიტოიდების წარმოშობა მოლიბდენიანი და ოქროსმადნიანი მინერალიზაციით; ვულკანიზმის გამოვლენა.

აღსანიშნავია, რომ უძველესი ნაოქა სისტემების განვითარების განსახილველ ტერიტორიაზე მეზოზოური ინტრუზივები უფრო ფართოდაა გავრცელებული, ვიდრე მეზობელ ოხოტ-კატაზიატის სარტყელში, რომელმაც მეზოზოურში გეოსინკლინური განვითარება განიცადა. ოხოტ-კატაზიატის, ანუ აღმოსავლეთ აზიური ტექტონურ-მაგმური სარტყელი, რომელიც აერთიანებს ოხოტის, სიხოტე-ალინის და კატაზიატის (აღმოსავლეთ ჩინეთის) სარტყლებს, უმსხვილესი სტრუქტურული ერთეულია აღმოსავლეთ აზიაში; მას აქვს საერთო ჩრდილო-აღმოსავლეთი, მერიდიანულთან ახლო მიმართება, განპირობებული სიღრმული რღვევების სისტემით, რომლებიც ჩრდილოეთიდან აკრავს აზიის კონტინენტს და რომლის გასწვრივ ხდებოდა უდიდესი მასშტაბის ეფუზიური და ინტრუზიული მოქმედება.

სიღრმული რღვევების ჩამოყალიბებისა და განვითარების დრო სარტყლის კიდურა და ცენტრალური (სიხოტე-ალინი) ნაწილებისათვის სხვადასხვაა. პირველ შემთხვევაში ეს მონაკვეთი ქვედა ცარციდან ნეოგენამდეა, ხოლო მეორე შემთხვევაში — ზედა ცარციდან ნეოგენამდე. სარტყლის ყველა ნაწილში აღინიშნება მაგმური პროცე-



სების ერთნაირი ევოლუცია — სხვადასხვა შედგენილობის კონტინენტური იზოხაზების მრავალჯერადი კანონზომიერი ცვლა — ფუძე და ულტრაფუძიდან მკავემდე. მაგმატიზმის განვითარების ყოველი ეტაპი მთავრდება გრანიტოიდების ჩამოყალიბებით, რომლებიც ეკუთვნის სხვადასხვა გეოლოგიურ-სტრუქტურულ ტიპს.

ოხოტ-კატახიატის ტექტონურ-მაგმური სარტყლის ტექტონიკური მდგომარეობიდან გამომდინარე (რომელიც განლაგებულია სხვადასხვა სტრუქტურებზე) თანამედროვე აზიის კონტინენტისა და წყნარი ოკეანისაკენ გარდამავალი ზონის საზღვარზე, მ. ნაგიბინა აკუთვნებს აზიის კონტინენტის ზედნადები ეპიგეოსინკლინური და ეპიბაქნური კიდურა სტრუქტურის განსაკუთრებულ ტიპს.

პეტროგრაფიული თვალსაზრისით კარგადაა შესწავლილი ოხოტის კიდურა ვულკანური სარტყელი, რომელიც ქვედა მეზოზოურში განვითარდა როგორც ზედნადები სტრუქტურა, ორი სხვადასხვა ასაკის (მეზოზოური ვერხოიანი-ჩუკოტის და კაინოზოური კონიაცი — კამჩატკის) ნაოჭა სისტემის საზღვარზე.

ოხოტის სარტყლის განვითარებაში ცარცულ პერიოდში მკვეთრად გამოიყოფა ორი ეტაპი (ციკლი). პირველი ეტაპი — ადრეცარცული — ხასიათდება უპირატესად ანდეზიტური ვულკანიზმის ხანგრძლივი პერიოდით (ამოფრქვევის თანამიმდევრობა — ანდეზიტები, ანდეზიტრიოლითები, ანდეზიტები). ეტაპი მთავრდება დანაოჭების ფაზით. რომლის დროსაც „ოხოტის“ ინტრუზივები წარმოიშობა; მათ უპირატესად გრანოდიორიტული შედგენილობა აქვთ (მათი წარმოშობის თანამიმდევრობა: გბრო, კვარციანი და უკვარცო დიორიტები, გრანოდიორიტები, პლაგიოგრანიტები, გრანიტები). ოხოტის ინტრუზივები (ბათოლითები) ქვედა ცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებას კვეთენ, იწვევენ მის მეტამორფიზმს და იფარებიან შემდეგი სტრუქტურული სართლის ქვედაცარცული ქანებით. „ოხოტის“ ინტრუზივების ქვარგვალი გვხვდება ამ რაიონის სენოზან-ტურონულ კონგლომერატებში.

მეორე — გვიანცარცული ეტაპისათვის დამახასიათებელია დამრეცად დაქანებული კონტინენტური ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების წარმოშობა (სისქე 600—800-დან 1300—1500 მ-მდე); ეს ქანები კუთხური უთანხმოებით ადევს ადრეცარცული სტრუქტურული სართლის ქანებს. ვულკანიზმის პროდუქტები უპირატესად რიოლითური შედგენილობისაა სხვადასხვაგვარი ტუფების საკმაოდ განსხვავებული როლით, მათ შორის იგნიმბრიტებისაც (ამოფრქვევის თანამიმდევრობა: ანდეზიტები, დაციტები, რიოლითები, ტუტე რიოლითები). დანაოჭების ზედაცარცული (ლარამეული) ტიპი გამოვლინდება სტრატეგრაფიული ხარვეზებით ოხოტ-კამჩატკის გეოსინკლინის ნალექებში.

ამ ფაზაში წარმოიშვა კიბაბისალური ინტრუზივები, რომლებიც წარმოდგენილია, როგორც წესი, ლეიოკრატული გრანიტ-პორფირებით, კალის და იშვიათმეტალური მინერალიზაციით. უფრო იშვიათად კიბაბისალური სხეულები აგებულია ტუტემიწა, სუბტუტე და ტუტე გრანიტებით.

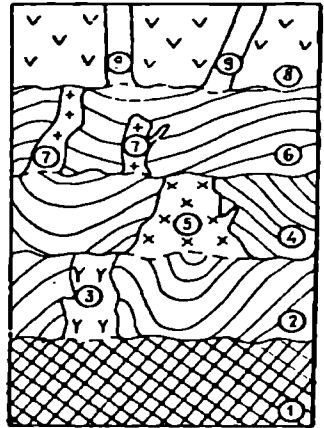
ვულკანიზმის მესამე ეტაპზე, რომელიც პალეოცენში დაიწყო, წარმოიშვა ოხოტის სარტყლის ზედა სტრუქტურული სართული. ამოფრქვევა ატარებდა ნაპრალოურ ხასიათს, მათი პროდუქტები იყო ბაზალტები და ანდეზიტ-ბაზალტები, წარმოშობდა თითქმის ჰორიზონტალურ განფენებს, რომლებიც ანიველირებდა ძირითადად ზედაცარცული ქანებით აგებულ რელიეფის უსწორმასწორობებს. მესამეული ლავური განფენების საერთო სისქე მერყეობს 300—500-დან 1000—1200 მ-მდე. ინტრუზივები, რომლებიც უმთავრესად გაბრო-დიორიტული და დიორიტ-ანდეზიტური შედგენილობისაა. მეტად იშვიათია.

მოცემული დახასიათებიდან ჩანს, რომ ოხოტის სარტყლის ქვედაცარცული გრანიტოიდები ეკუთვნის ადრეოროგენულ ტიპს, რადგანაც მათი ჩამოყალიბება ემთხვევა დანაოქების პირველ ფაზებს. რაც შეეხება ზედაცარცულ გრანიტოიდებს, ისინი, ალბათ, წარმოიშვა ტექტონურ-მაგმური აქტივიზაციის შედეგად. არის ორი გრანიტოიდული ფორმაცია ქვედაცარცული გაბრო-პლაგიოგრანიტ-პორფირული (ნახ. 16).

ცარცული ვულკანური ფორმაციაც ორია — ქვედაცარცული ანდეზიტური და ზედაცარცული ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური. მესამე ვულკანური ფორმაცია — ნეოგენურ-ბაზალტურია.

შეუსაბამოდ მიგვაჩნია ტერმინ „ვულკანურ-პლუტონური ფორმაციის“ გამოყენება ოხოტის სარტყლის ვულკანური და ინტრუზიული წარმონაქმნებისათვის და ამ სარტყლის მსგავსი რაიონებისათვის, რადგანაც პრინციპულად არ განსხვავდება ეფუზიური და ინტრუზიული — მაგმური პროცესების თანამიმდევრობა. ვულკანოგენ-გეოსინკლინებში მაგმური პროცესი ყოველთვის ვულკანური მოქმედებით იწყება, მოგვიანებით ვლინდება დანაოქების ფაზა; უკანასკნელთან დაკავშირებით ვულკანიზმი წყდება და წარმოიშობა გრანიტოიდები. ზოგიერთ ნაოქა ოლქში, კერძოდ, მცირე კავკასიონზე, წარმოიშვა რამდენიმე თანანაოქა გრანიტოიდული ფორმაცია, გათიშული გეოლოგიური დროის დიდი ინტერვალში, იმის ანალოგიურად, რასაც ადგილი ჰქონდა ოხოტის სარტყელში ცარცულ პერიოდში — ნაოქა მთათა სისტემის ფორმირების სტადიაში შეინიშნება გვიანოროგენული მცირე ინტრუზივების შემოქრა უპირატესად ფუძე შედგენილობის საბოლოო ვულკანიზმით.

ნახ. 16. ოხოტის გეოსინკლინის ტექტონო-მაგმური სარტყლის განვითარების სქემა. შეადგინა გ. ხარბიძემ, ე. უსტიევის მონაცემების მიხედვით. ციფრები წრებში: 1—მეზოზოურ-სწინა კრისტალური და მეზოზოური ნაოქა ფენადამენა; 2—კოლიმო-ჩუოტკის გეოსინკლინის უმთავრესად ტერიგენული (ნაქალი ვულკანიტებით) ნალექები (ზედა ეურა); 3—კოლიმის გრანიტოიდები — პირველი ფაზის ადრეოროგენული (გვიანი იურის დასასრული); 4—ჩარდილო-აღმოსავლეთისკენ მიმართული ტრანსგრესული ვულკანოგენური დანალექი, უმთავრესად ანდეზიტური შედგენილობის 2—3 კმ სისქის გეოსინკლინური წყება, კოლიმის გრანიტოიდის ქვარგვალით (ქვედა ცარცალბო, აბტი); 5—ოხოტის ბათოლითისმაგვარი გრანიტოიდები — მეორე ფაზის ადრეოროგენული, მისი წინამორბედი წარმონაქმნებით — გაბროთი, დიორიტებითა და კვარციანი დიორიტებით (გვიანი ცარცის დასასრული); 6—ტრანსგრესული დამკეცად განლაგებული კონტინენტალური ვულკანოგენური-დანალექი წყება (სიმაღლე 600—1500 მ), ცენტრალური ტიპის ლავების ამოფრქვევის თანამიმდევრობა — ანდეზიტი, ლატერი, ლიპარიტი, ტუტე ლიპარიტი; მდ. არმანის აუზის კონგლომერატებში დატეხილი ოხოტის ინტარუსიის ქვარგვალები (ზედა ცარც); 7—გვიანროგენული ლეიკორატული გრანიტოპორფირების, იშვიათად გრანიტების მცირე მასივები კალს და იშვიათმეტალური მინერალიზაციით (ზედა ცარცი, ლარამული ფაზა); 8—გვიანროგენული (ფინალური) ბაზალტური და ანდეზიტ-ბაზალტური ნაპრალები, თითქმის პორიზონტალურად განლაგებული განფენები, სისქე 300—1200 მ (კანოზოური); 9—ფინალური ვულკანიზმის სინქრონული დიორიტ-ანდეზიტური და გაბრო-დოლერიტული დაქები.



ე. უსტიევს მოჰყავს მის მიერ გამოყოფილი ფორმაციული ტიპის შემდეგი განზოგადებულ დახასიათება: „ველკანურ-პლუტონური ასოციაცია... გამოირჩევა ვულკანური და პლუტონური სერიების თანამიმდევრული განვითარების გენეტური კავშირის აშკარა ნიშნებით. ისინი თან ახლავს ერთ ტექტონურ-მაგმურ ციკლს, გავრცელებულია ერთ სტრუქტურულ პირობებში და გამოიყოფა პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და მეტალოგენური მსგავსების მრავალი ნიშნით“ (1963, გვ. 7).

ყველაფერი ეს საკვებით ესადაგება არა მარტო ოხოტის სარტყლის მაგმურ წარმონაქმნებსა და ევგეოსინკლინებს, არამედ სხვა გეოსტრუქტურულ ოლქებსაც, სადაც განვითარებულია გრანიტოიდები, წარმოშობილი პირველ მთავარ ტექტონიკურ ფაზაში, რომელსაც წინ უსწრებდა ვულკანიზმი. აქედან გამომდინარე, თავისებურებანი, რომლებიც დამახასიათებელია ოხოტის სარტყლის ტიპის ოლქების ვულკანურ-პლუტონური ფორმაციებისათვის, დამახასიათებელია აგრეთვე გეოსტრუქტურული ტიპის ოლქებისათვის, რაც უკვე დიდი ხანია

დადგენილია. ამიტომაც ტერმინი „ვულკანურ-პლუტონური ფორმაცია“ ზედმეტია.

შეიძლება ეფუზივები და ინტრუზივები ჩავთვალოთ შეუღლებულ წყვილებად, როცა ეფუზიური წარმონაქმნები და მათი ყოფილი ამომკვანი არხები (სუბვულკანური ინტრუზივები) შეინიშნება.

იმ გრანიტოიდებისათვის, რომლებიც განვითარებულია ბაქნებსა და ფარებზე და არ უკავშირდებიან გეოსინკლინებს, შესაფერისია სახელწოდება „კრატოგენული“. მათ ეკუთვნის ფენოსკანდიის პლუტონები — რაპაკივი-გრანიტებისაგან შედგენილი სხეულები და გრანიტული შტოკები ოსლოს გრაბენში. ისინი კვეთენ ბაქნური საფრის დანალექებს, როგორც, მაგალითად, კამბრიულისწინა რაპაკივი-გრანიტები განლაგებული ბალტიის ფარის კრისტალურ ქანებში და მრავალი მკვლევარის აზრით ჰკვეთენ საფრის იოტნურ ნალექებს.

ტექტონურ-მაგმური აქტივიზაციის ოლქები, შუალედ მასივებში, ბაქნებსა და ფარებზე გავრცელებულ გრანიტოიდებთან დაკავშირებულია რიგი საბადოებისა, რომლებიც შეიცავენ კალას, ვოლფრამს, ვერცხლისწყალს, სტიბიუმს, იშვიათ მინებს, პოლიმეტალებს, სპილენძს, მოლიბდენს, ბისმუტს, ფლუორიტს და სხვ.

კრატოგენებში წარმოიშობა მაგმური ქანების სხვადასხვა ფორმები, წარმოდგენილი უმთავრესად ბაზალტების სახით. განვითარებულია ნაპრალური ამოფრქვევების შედეგად წარმოშობილი სხეულები, ძირითადად განფენები და იშვიათად ნაკადები. ნაოჭა მათაა სისტემებში (ჩაკეტილ გეოსინკლინებებში) პირიქით, ფართოდაა განვითარებული ნაკადები (როგორც წესი, სილიციუმგაყავა მაგმის), იშვიათად გვხვდება განფენები და ვულკანები ბრტყელი მწვერვალებით (ფარისებრი). უკანასკნელი ორი ფორმა შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე მოძრავი პიროკლასტურ-აირული ნარევის ამოფრქვევის დროს. ბლანტი ლავის ამოფრქვევის შედეგად წარმოიშვება ენდოგენური ვულკანური თაღები და პიკები.

სუბვულკანურ (ჰიპაბისალურ) ინტრუზიულ სხეულებს ეკუთვნის შემცველი ქანების მიმართ უთანხმოდ განლაგებული ცენტრალური წრიული ინტრუზივები, რომელთა ტიპურ წარმომადგენლად გვევლინება ხიბინების სუბვულკანი და კუნძულ მალის (შოტლანდია) წრიული დაიკა. წრიული აგებულების ცენტრალურ ინტრუზივებში კიდურა წრეები უფრო ადრეული წარმონაქმნებია. ვიდრე შიგა, რაც დგინდება უკანასკნელის გამკვეთი მდებარეობით.

ბაქნების დანალექ საფარში (კრატოგენებში) ვითარდება სხვადასხვა თანხმობითი სხეული, აშკარად დაკავშირებული მაგმის აქტიურ მოქმედებასთან. მათ მიეკუთვნება სილები, ლოპოლითები და ბისმალითები.

ბაქნების პირობებში ხდება ე. წ. განწრევებული (სტრატეფიცირებული) ინტრუზივების მსხვილი სხეულების ფორმირება, რომლებიც აგებულია მაფიტებითა და ულტრამაფიტებით. ზოგიერთი მკვლევარის შეხედულებით ისინი წარმოიშობიან სხეულის ქვედა ნაწილში, კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით, ადრე გამოყოფილი, უფრო მაღალტემპერატურული მინერალების გრავიტაციული დაღეჭვით. ამ ინტრუზივებს ლოპოლითის ფორმა აქვს, რომელთა კლასიკური წარმომადგენელია ბუშველდის (სამხრეთ აფრიკა) და სტილუოტერის (მონტანას შტატი) ლოპოლითები.

### თ ა ვ ი III

## ენდოგენური ქანების ნივთიერი შედგენილობა

ქანების ნივთიერი შედგენილობის დადგენა შესაძლებელია მათში ქიმიური ელემენტების (მათი ქანგეულების) და ქანმაშენი მინერალების პროცენტული შემცველობის განსაზღვრით. მინერალური შედგენილობა საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ იმ ნაერთების ხასიათზე, რომლებსაც ქიმიური ელემენტები წარმოქმნიან.

ქანების ქიმიური და მინერალური შემადგენლობა ურთიერთკავშირშია, მაგრამ ეს კავშირი რთულია, ამიტომაც შეუძლებელია ქანების ქიმიური შედგენილობის დადგენით განისაზღვროს მისი მინერალური შედგენილობა და პირიქით. ქანის ოდენობითი — მინერალური შედგენილობის გადათვლის მონაცემები ქიმიურ შედგენილობაზე არ პასუხობს მის ნამდვილ ქიმიურ შედგენილობას, რომელიც შეიძლება მივიღოთ უშუალო განსაზღვრისას. ეს იმით აიხსნება, რომ მონათესავე ქიმიური შედგენილობის ენდოგენურ ქანებს შეიძლება ჰქონდეს განსხვავებული მინერალური შედგენილობა, რადგანაც ეს უკანასკნელი დამოკიდებულია არა მარტო მაგმის ქიმიურ შედგენილობაზე (მაგმური ქანების შემთხვევაში), არამედ ამ ქანების წარმოშობის პირობებზეც. გარდა ამისა, ქანმაშენი მინერალების შედგენილობა რთულია. მათში შედის გაფანტული ელემენტები, რომელთა დადგენა ოპტიკური მეთოდით შეუძლებელია. რაც შეეხება მინაშემცველ ვულკანურ ქანებს, მათი ნივთიერი შედგენილობა შეიძლება განისაზღვროს მხოლოდ ქიმიური გზით.

ამგვარად, ქანის ნივთიერი შედგენილობის დასადგენად აუცილებელია მისი როგორც ქიმიური, ასევე მინერალური შედგენილობის განსაზღვრა.

მაგური ქანების ქიმიური შედგენილობა (კატროქიზია)

მაგური ქანების ქიმიურ შედგენილობას სწავლობს პეტროლოგის ნაწილი, რომელსაც პეტროქიზია ეწოდება. ძირითადად ქანების ქიმიური შედგენილობის განსაზღვრა ოდენობითი ქიმიური (სილიკატური) ანალიზის გზით ხდება. მეთოდები, დამყარებული მასსპექტროსკოპის, მიკროანალიზატორისა და სხვა ხელსაწყოების გამოყენებაზე, ამჟამად მხოლოდ დამხმარეა.

ქანების შედგენილობაში დ. მენდელეევის პერიოდული სისტემიდან მხოლოდ 8 ელემენტი ასრულებს რაოდენობით თანაფარდობაში წამყვან როლს. ესენია: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na და K. გ. ვაშინგტონმა მათ პეტროგენული ელემენტები უწოდა, განსხვავებით მეტალოგენურებისაგან, რომლებიც მადნის ძირითად ნაწილს შეადგენენ. ნაკლები რაოდენობით (პროცენტის მეთადი და მეასედი ნაწილები) გვხვდება: Ti, P, C, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V. ყველა დანარჩენი ელემენტი ერთად აღებული შეადგენს დაახლოებით 1.5%-ს (ცხრილი 2).

ცხრილი 2

მაგური ქანების საშუალო შედგენილობა ხ. კლარკის და გ. ვაშინგტონის მიხედვით

ვანგეულები და ელემენტები	შედგენილობა წონითი %-ით	ვანგეულები და ელემენტები	შედგენილობა წონითი %-ით
SiO <sub>2</sub>	59,12	BnO	0,055
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,34	SrO	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,055
FeO	3,80	NiO	0,025
MgO	3,49	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,012
CaO	5,08	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,020
Na <sub>2</sub> O	3,84	S	0,052
K <sub>2</sub> O	3,13	Cl	0,048
H <sub>2</sub> O	1,15	F	0,030
TiO <sub>2</sub>	1,05	CuO	0,011
MnO <sub>2</sub>	0,24	Li <sub>2</sub> O	0,007
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	დანარჩენი ელემენტები	
CO <sub>2</sub>	0,10		0,024

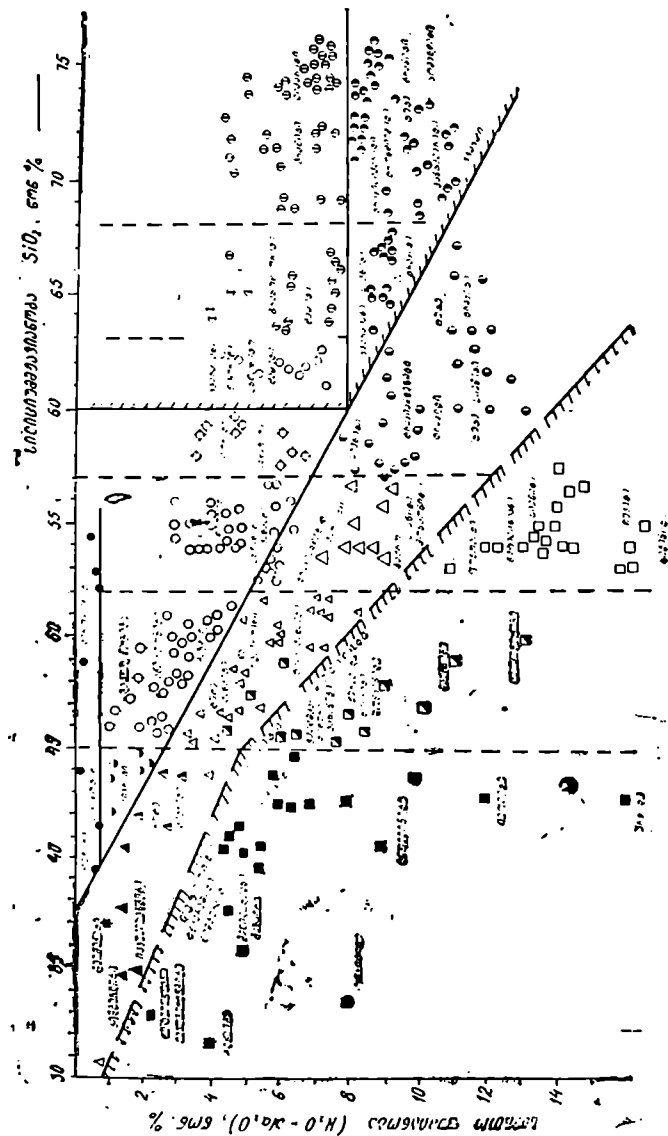
ქანის ქიმიურ შედგენილობას გამოხატავენ შესაბამისი ქიმიური ელემენტების ჟანგეულებით; მაგმური ქანებისათვის მთავარი ჟანგეულებია:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  და  $\text{K}_2\text{O}$ . მათი საერთო რაოდენობა ამ ქანების 96,88%-ს შეადგენს.

გარდა ზემოხსენებული პეტროგენული ძნელდნობადი ქიმიური ელემენტებისა, მაგმა შეიცავს აქროლად კომპონენტებს (გამდნარ მღგომარეობაში), ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობით. მაგმის გაცივების დროს ეს უკანასკნელნი, როგორც წესი, გამოეყოფიან მას, რაც განსაკუთრებით შეიმჩნევა თანამედროვე ვულკანიზმის პროცესების დაკვირვებისას, აგრეთვე პეგმატიტური დაიკების, ზოგიერთი მეტასომატიტისა და სხვ. მინერალების შედგენილობის შესწავლისას. ეს კომპონენტები მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ენდოგენური ქანმშენი პროცესების დროს, ამიტომ მათ მინერალიზატორებსაც უწოდებენ.

ჯერ კიდევ გასულ საუკუნეში გ. აბიხმა მაგმური ქანების კლასიფიკაციას საფუძვლად დაუდო  $\text{SiO}_2$ -ს შემცველობა. ამჟამად წონით პროცენტული შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ: სილიციუმ-მკვავა მაგმურ ქანებს, რომლებშიც  $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ , საშუალო სილიციუმ-მკვავა— $\text{SiO}_2$ —65—52%, ფუქე— $\text{SiO}_2$ —52—45%, ( $\approx 42\%$ ) და ულტრა-ფუქე ქანებს— $\text{SiO}_2 \leq 45\%$ .

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  და  $\text{K}_2\text{O}$  მოლეკულური შემცველობით მაგმური ქანები იყოფა 3 ჯგუფად: ნორმალური, ანუ კირ-ტუტე ( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ), ტუტეებით გადამეტნაჭერი, ანუ აგპაიტური ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$  და ალუმინით გადამეტნაჭერი, ანუ პლუმბ-ზიტური,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ).

რეგიონული პეტროგრაფიული სამუშაოების მონაცემების მიხედვით ა. მარაკუშევის (1973) მიერ შემუშავებულია მაგმური ქანების სისტემატიკა. მკვებიანობის და საერთო ტუტეანობის მიხედვით მაგმური ქანებს იგი ოთხ რიგად ან ჯგუფად ყოფს (ნახ. 17): 1. ტუტემიწა ქანები — პერიდოტიტები, პიროქსენიტები, პიკრიტები, გაბრო და ბაზალტები, გაბრო-დიორიტები და ანდეზიტ-ბაზალტები, დიორიტები და ანდეზიტები, გრანოდირიტები და დაციტები, გრანიტები და რიოლითები; 2. კვარცშემცველი ტუტე ქანები — კვარციანი სიენიტები და ტრაქიტები, ტუტე გრანიტები, კომენდიტები, პანტელურიტები; 3. ტუტე ქანები კვარცისა და ფელდშპატიდების გარეშე — კიმბერლიტები და შეიმეჩიტები, იაკუპირანგიტები, ტუტე პიკრიტები, ტუტე ბაზალტები და გაბრო, გაბროსიენიტები და ტრაქიანდეზიტ-ბაზალტები, სიენიტები, ტრაქიტები, ტუტე სიენიტები და ტრაქიტები (ეგირინებით, რიბეიკიტებით) და ა. შ.; 4. ფელდშპატიდური ტუტე ქანები — ნეფელინიანი იაკუპირანგიტები, ბაზალტიდები, ნეფელინიტები,



ნახ. 17. მაგური ქანების სისტემატიკა ა. მარაკუშვილის მიხედვით (1973).  
 პარამეტრი ნიშნები შეესაბამება სტეფანოვიჩის რეკონსტრუქციის საფუძველზე შედგენილ რეკონსტრუქციას.



ტერალიტები და ტეფრიტები, ლეიციტოფირები, ნეფელინიანი სი-  
ენიტები და ფენოლიტები.

დიაგრამაზე გამოყოფილი სხვადასხვა ჯგუფების საზღვრებიდან  
ყველაზე პრინციპული მნიშვნელობა აქვს ტუტემიწა. ახუ ნორ-  
მალური და ტუტე რიგების ქანებს შორის გამავალ საზღვარს. ქა-  
ნების ტუტემიწა სერია დამახასიათებელია გეოსინკლინური ვულკა-  
ნიზმისათვის, განსაკუთრებით ფემური პროფილის გეოსინკლინებისა-  
თვის, ფუძე და სილიციუმმჭავა (ანდეზიტური) საშუალო შედგენი-  
ლობის ქანები წარმოიშობა მოძრავი ზონების, საკუთრივ გეოსინკლი-  
ნური განვითარების სტადიაში, ხოლო სილიციუმმჭავა ქანები, განსა-  
კუთრებით გრანიტოიდები, დანოჰების სტადიაში. გარდა ამისა, გრა-  
ნიტოიდები წარმოიშობა ტექტონურ-მაგმური გააქტიურების რაი-  
ონებში. ტუტე სერიის ქანები ჩვეულებრივ, დედამიწის ქერქის სტა-  
ბილურ ოლქებში ფორმირდება; კერძო შემთხვევაში — ახლადწარმო-  
შობილ ინტრაგეოანტიკლინურ სტრუქტურებში გეოსინკლინის ადრე-  
ულ სტადიებში, როგორც კავკასიონის სამხრეთი ფერდი ბაიოსურ ევ-  
გეოსინკლინში (გაგრა-ჩავის ტექტონიკური ზონა). აქ, ზედა იურულ-  
ში, ზედა ცარცულსა და ქვედა ნეოგენში სხვადასხვა ადგილას ვლინ-  
დება ტუტე ბაზალტოიდური მაგმატიზმი. ხოლო კავკასიონის მთათა  
ნაოქა სისტემის საბოლოო ჩამოყალიბებისას ვლინდება ტუტემიწა  
ფინალური ვულკანიზმი.

მაგმური ქანების ტუტემიწა და ტუტე რიგების გამოფი საზღვა-  
რი დგინდება ღუნიტებისა და მეიმეჩიტების, პიკრიტებისა და ტუტე  
პიკრიტების, ბაზალტებისა და ტუტე ბაზალტების, ანდეზიტ-ბაზალ-  
ტებისა და ტრაქიანდეზიტ-ბაზალტების, დიორიტების (ანდეზიტების)  
და სიენიტების (ტრაქიტების), გრანოდიორიტების (დაციტების) და  
კვარციანი სიენიტების (კვარციანი ტრაქიტების), გრანიტებისა (რიო-  
ლითების) და ტუტე გრანიტების (პანტელერიტების) თანაფარდობით.

სრული მონაცემები მაგმური ქანების პეტროქიმიურ თავისებურე-  
ბათა შესახებ მოცემულია პეტროგრაფიის სახელმძღვანელოში (პეტ-  
როგრაფია, 1976).

მაგმური ქანების გენეზისის გასაგებად აუცილებელია არა მარტო  
მათი ქიმიური შედგენილობის ცოდნა, არამედ მისი ვარიაციებისაც  
დროსა და სივრცეში.

ქანების ქიმიური ანალიზის პეტროქიმიური გაანგარიშება ხდება  
იმ მიზნით, რომ მიეცეთ ქიმიური ანალიზის შედეგებს შესაძარებლად  
მოსახერხებელი საბე. ქანების სხვადასხვა ჯგუფისა და ტიპის პეტრო-  
ქიმიური გაანგარიშების საფუძველზე მოცემულია მაგმური ქანების  
ქიმიური კლასიფიკაციები. მაგმური ქანების წარმოშობის დროისა და  
გეოლოგიური პირობების შესახებ მონაცემების არსებობისას პეტრო-

ქიმიური გაანგარიშებანი საშუალებას გვაძლევს გამოვარკვიოთ საწყისი მაგმის ევოლუცია.

ცნობილია მაგმური ქანების ქიმიური ანალიზის გაანგარიშების რამდენიმე სხვადასხვა მეთოდი: ფ. ლევისონ-ლესინგის, ტ. ბარტის, ოთხი ამერიკელი პეტროლოგის — ვ. კროსის, ი. იდინგის, ლ. პირსონისა და გ. ვაშინგტონის (CIPW მეთოდი), ა. ზავარიცკის, ა. მარაკუშევის და სხვ. ზოგიერთ მეთოდს, რომელთაც გადამწყვეტი როლი შეასრულეს პეტროლოგიაში, ახლა ისტორიული მნიშვნელობა აქვს. უკანასკნელ ხანს შემუშავებულია ასევე მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდი.

გასული საუკუნის ბოლოს (1897 წ.) რუსმა მეცნიერმა ვ. ლევისონ-ლესინგმა შეიმუშავა პეტროქიმიური გადათვლის მეთოდი, დამყარებული მეტალების ვალენტობაზე. მათ არითმეტიკულ გაერთიანებაზე ჭკუფებში, ე. ი. ქანების კომპონენტური შედგენილობის ერთობლივ განხილვაზე. ეს მეთოდი, უეჭველია, იყო მოწინავე და დიდი ხნის განმავლობაში გამოიყენებოდა რუსი პეტროგრაფების მიერ. ამ მეთოდის მთავარი ნაკლია კომპონენტების ფორმულებში გაერთიანების ფორმალბა და ხელოვნურობა, რომელთაც მაგმური ფორმულები ეწოდება. გარდა ამისა, კრისტალოქიმიურმა გამოკვლევებმა გვაჩვენა მოლეკულების ჩანაცვლებისა და ერთნაირი ვალენტობის მქონე ერთმანეთის ჩამნაცვლებელი ატომების შესახებ შეხედულებათა მცდარობა. შემდეგ, ალუმინისა და რკინის უანგეულების გაერთიანებისას  $R_2O_3$  ჭკუფში, იფარება ალუმინისა და რკინის განსხვავებული პეტროქიმიური მნიშვნელობა. იგივე შეიძლება ითქვას  $RO$  ჭკუფზე, სადაც გაერთიანებულია  $CaO$  და  $MgO$ , რომელთაც განსხვავებული პეტროქიმიური მნიშვნელობა აქვს, არაა გამართლებული აგრეთვე  $RO$  ტიპის გაერთიანება  $R_2O$  ტიპის უანგეულებთან ერთ ჭკუფში —  $\overline{RO}$  და ა. შ.

ტ. ბარტის მეთოდის მიხედვით, თუ ცნობილია დედაქანის ხასიათი, შეიძლება ვაწარმოოთ ნივთიერების გადაადგილების რაოდენობრივი აღრიცხვა მეტამორფიზმისა და მეტასომატიზმის დროს.

ამ მეთოდს აქვს ნაკლიც: 1. ქანების მოცულობის მუდმივობის დაშვების აუცილებლობა, რომლებმაც განიცადეს გარდაქმნა (რაც ხდება მხოლოდ იზოქიმიური მეტამორფიზმის დროს); 2. ალოქიმიურად მეტამორფიზებული ქანებისა და მეტამორფიტების გადათვლის სიძნელეები; 3. გოგირდის იონების მიგრაციის ათვის შეუძლებლობა, რაც აუცილებელია სულფიდური მადანწარმოქმნის პროცესის შესწავლისას. თუმცა უკანასკნელი ნაკლი ადვილად სწორდება ს. ჩეტვერიკოვის რეკომენდაციით სარგებლობისას (1956).

CIPW მეთოდში (1900) გამოთვლის ჩატარება „სტანდარტულ (ნორმატულ) მინერალებზე“ ახალი იყო, თუმცა მათი შედგენილობა ყოველთვის არ შეესაბამება რეალურ (მოდალურ) მინერალურ შედგენილობას. მეთოდში დამაჯერებლადაა მოცემული ქანის ღია და მუქი კომპონენტების გადათვლის დაპირისპირება. ქანების კლასიფიკაცია, გაკეთებული ქიმიური ანალიზების გადათვლების ამ მეთოდით, წინგადადგმული ნაბიჯი იყო, მაგრამ იგი არ ითვალისწინებდა ქანების გენეტურ მხარეს. დანაწილების ფორმალურ ნიშნებს მიეყავდით მონათესავე ქანების გამოიჯნამდე და, პირიქით, გენეტურად განსხვავებული ქანების ერთ ჯგუფში გაერთიანებამდე.

საბჭოთა პეტროლოგების მიერ ფართოდ გამოყენებული ერთ-ერთი თანამედროვე მეთოდია ა. ზაჰარიცკის (1955) პეტროქიმიური გადათვლის მეთოდი, რომელიც 1935 წელს პირველად იქნა შემუშავებული. ამ მეთოდის ყველაზე დიდი ღირსებაა ერთმანეთთან დაკავშირებული ყველა მთავარი კომპონენტის თვისებათა ერთდროული განხილვის კარგად შემუშავებული ხერხი და გაშლილ მარტოებზე ტერაქაედრებზე პარამეტრების დაპროექტება, საიდანაც ნათლად ჩანს მთავარი ერთეულების ურთიერთდამოკიდებულება, რაც ფართო პეტროლოგიური დასკვნების გაკეთების საშუალებას გვაძლევს. ამ მეთოდის დადებით მხარეებზე მიგვიითივებს აგრეთვე ქანის ქიმიურ შედგენილობაში ელემენტების ატომური რაოდენობის დაჯგუფების სისტემის შერჩევის სისწორე, სილიკატების კრისტალოქიმიის მიღწევის გათვალისწინება, რაც საშუალებას გვაძლევს მივიღოთ ქანების შედგენილობის პარამეტრები, რომლებიც ყველაზე მეტად შეესაბამებიან ელემენტების რეალურ თანაფარდობას და სხვ. ამ მეთოდის ნაკლოვანებებიდან უნდა აღინიშნოს: ქანის მთავარ პარამეტრებში სილიციუმის ატომების საერთო რაოდენობის ჩართვა, რაც მნიშვნელოვნად აღემატება ყველა დანარჩენი კომპონენტის რაოდენობას, ეს კი დიდ სიძნელეებს ქმნის ქანის შედგენილობის გრაფიკული გამოსახვისას; ა სილიდის გაანგარიშებისას ზოგიერთი უზუსტობა და გადაფასება: 1 დამატებითი მახასიათებლის გადიდება, რომელშიც შედის არა მარტო ორვალენტური, არამედ სამვალენტური რკინის ყველა ატომი; სილიკატებში გაერთიანებული სილიციუმის რაოდენობის გაანგარიშების დროს, ქანმაშენი მინერალების შედგენილობაში ზოგიერთი დეტალის უგულვებელყოფა, რასაც სილიდის გამოთვლისას უზუსტობამდე მივყავართ და ა. შ.

ოთხივე ამ მეთოდის დაწვრილებითი აღწერა მოცემულია ს. ჩეტვერიკოვის (1956) წიგნში.

ქანებისა და მინერალების ფუძიანობის მაჩვენებლების თერმოდინამიკური გამოთვლების ა. მარაკუშევის მეთოდის მიზანია შეაფასოს

მინერალებისა და ქანების ფარდობითი მკაფიანობა, რაც საშუალებას გვაძლევს ჩავატაროთ ფართო პეტროლოგიური განზოგადებანი.

ამასთან დაკავშირებით შეიქმნა სხვადასხვა გეოლოგიური მასალის შენახვის, კოორდინირების და აღების ფორმების უნიფიკაციის აუცილებლობა. აქტუალური გახდა ალგორითმების დამუშავების და ჰაინფორმაციო-საძიებო სისტემების შექმნის საკითხი გეოლოგიურ მეცნიერებათა სხვადასხვა პროფილებისათვის (დისციპლინებისათვის). ამჟამად სტატისტიკური მეთოდი გამოიყენება ქანების ქიმიური შედგენილობის ცვლის თავისებურებათა დასადგენად, მდნეული კონცენტრაციების წარმოქმნის კანონზომიერებების, ლითოგენეზისა და ტექტონიკის შორის კავშირის გამოსარკვევად, სასარგებლო წიაღისეულის მარაგის გამოსათვლელად, პალეოგეოგრაფიული რუკების შესადგენად, შრის ქიმიური შედგენილობის ცვლილების მმართველობის და მისი ფორიანობის დასადგენად, მდნეული საბადოების შესაფასებლად, მადანშემცველი ქანების ოდენობითი პროგნოზირებისათვის, მდნეული საბადოების საქებნო-საძიებო სამუშაოების ეფექტურად ჩასატარებლად.

მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდის გასაცნობად შეიძლება რეკომენდაცია გავუწიოთ დ. როდიონოვის (1964), ი. შარაპოვის (1965), რ. მილერისა და ჯ. კანის (1965) შრომებს.

#### აბსტრაქტიზური გაღატოვლაჲი ა. ზვარიციის მეთოდით

ამ მეთოდით ქანის ქიმიურ შედგენილობას გადათვლიან რიცხვით მახასიათებლებზე. ამ მიზნით ქიმიურ ელემენტებს ქანმაშენ მინერალებში მათი ერთნაირი როლის მიხედვით აჯგუფებენ. ამასთან. ანგარიშობენ ელემენტთა ატომების რიცხვს და არა მათი უანგების მოლეკულურ შეფარდებებს, რადგან მინერალებში მოლეკულური შეფარდებები არ არსებობს. მათ მხოლოდ ემპირიულ ფორმულებში ვხვდებით. მინერალები (კრისტალური სხეულები) ქმნიან კანონზომიერ მესრებს, რომლებიც ატომებისაგან შედგებიან.

განსახილველი მეთოდით გადათვლისას ელემენტთა შორის შემდეგი შეფარდება მიიღება მხედველობაში: Si:Al:Fe:Mg:Ca : Na : K. ამასთან Mn-ის უმნიშვნელო რაოდენობა ემატება Fe-ს, ხოლო Ti-ისა პირობითად Si-ს. უანგბადს (O) ცალკე არ გამოყოფენ. რადგან მისი რაოდენობა მთლიანად გამომდინარეობს კათიონების საერთო რაოდენობიდან. მხედველობაში მიიღება მხოლოდ ორვალენტოვანი რკინის (Fe) ქვეყანგი, რადგან მისი დაყანგვის ინტენსივობა შემთხვევით მიზეზებზეა დამოკიდებული, რის გამოც რკინის უანგის ნამდვილი რაოდენობის განსაზღვრა შეუძლებელია. ვერ ხერხდება

წყალბადის (H) რაოდენობის გათვალისწინებაც, რადგან ქანებში წყლის რაოდენობა მათი შეცვლის ხარისხზეა დამოკიდებული.

გადათვლის შედეგად მიიღება რიცხვითი მახასიათებლების ოთხი ძირითადი და შვიდი დამატებითი პარამეტრი. ოთხი ძირითადი პარამეტრის  $a$ ,  $c$ , ( $\bar{c}$ ),  $b$  და  $s$  ჯამი უდრის 100. ამ პარამეტრებს შემდეგი მნიშვნელობა აქვს:  $a$  — ტუტე ლითონების ატომთა შეფარდებითი რიცხვია; ისინი (მეტალები) ალუმოსილიკატების შედგენილობაში შედიან;  $c$  — კალციუმის ატომების შეფარდებითი რიცხვია; იგი შედის აგრეთვე ალუმოსილიკატებში. ტუტეებით გადამეტნაჭერ ქანებში კალციუმის ალუმოსილიკატს არ ვხვდებით, რის აღსანიშნავადაც ძირითად მახასიათებლებში შემოღებულია  $\bar{c}$  პარამეტრი. იგი აღნიშნავს ნატრიუმის (Na) შეფარდებით რიცხვს, როდესაც ტუტე ალუმოსილიკატის შესაქმნელდ ალუმინი (Al) არაა საკმარისი.  $b$  ყველა იმ ლითონური ატომის შეფარდებითი რიცხვია (Si-სა და Ti-ის გამოკლებით), რომლებიც ალუმოსილიკატების შედგენილობაში არ შედიან და უბრალო სილიკატების შექმნაში მონაწილეობენ.

$c$  პარამეტრი ყველა რიცხვით მახასიათებელში პირობითად განისაზღვრება იმავე საშუალებით, როგორცაა მინდვრის შპატის კირი. ე. ი.  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ ; ასეთი გაანგარიშება მნიშვნელოვანწილად წარმოადგენს მხოლოდ არითმეტიკულ ხერხს. იმისდა მიხედვით, თუ როგორია ამ სხვაობის სიდიდე (CaO-ს მოლეკულურ რაოდენობაზე მეტი. მასზე ნაკლები, ან წარმოადგენს უარყოფით სიდიდეს), ჩვენ შეგვიძლია განვასხვაოთ ქანების ქიმიური შედგენილობის სამი რიგი — თიხამიწით გადაჭერებული, ნორმალური და ტუტეებით გადაჭერებული.  $s$  — სილიციუმის ატომების შეფარდებითი რიცხვია (+ტიტანი).

დამატებითი მახასიათებლების პარამეტრები  $a'$ ,  $f'$ ,  $m'$  და  $c'$  გვიჩვენებს ფემურ მინერალებში სათანადოდ Al, Fe, Mg და Ca მონაწილეობას. გარდა ამისა,  $n$ ,  $t$  და  $q$  სათანადოდ გამოხატავენ Na-ს ტუტე ალუმოსილიკატების შედგენილობაში, Ti-ს S-ში, Fe-ს ქანგის ფემურ მინერალებში. ე. ი. B-ში შემცველობას. Q რიცხვი ქანის კაჟმიწით ( $SiO_2$ ) გაჭერების ხარისხზე მიუთითებს, Q დადებითი რიცხვი Si-ის ატომების სიჭარბეზე. უარყოფითი კი მათ უკმარისობაზე. პირველ შემთხვევაში Q იმდენია, რომ თავისუფალი სახით რჩება ყველა ფუძის გაჭერების შემდეგ, მეორე შემთხვევაში კი მათ გასაჭერებლადაც არაა საკმარისი.

გადათვლის თანამიმდევრობა ასეთია:

1. ქიმიურ ანალიზში მოცემული ელემენტების ქანების წონითი პროცენტები მოლეკულურ რაოდენობაში გადაიყვანება.

2. ჯამდება  $\text{SiO}_2$  და  $\text{TiO}_2$  მოლეკულური რაოდენობა. იგი S-ით აღინიშნება.

3. ჯამდება  $\text{K}_2\text{O}$  და  $\text{Na}_2\text{O}$ . თუ ეს ჯამი  $\text{Al}_2\text{O}_3$  რაოდენობაზე ნაკლები ან მისი ტოლია. იგი ორკეცდება. მიღებულ რიცხვს A ასოთი აღნიშნავენ.

3ა. თუ  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ , მაშინ A რიცხვს  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ის მოლეკულური რაოდენობის გაორკეცებით ვიღებენ.  $\text{Na}_2\text{O}$ -ს კარბი რაოდენობა გამოიყვანება  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ -დან, მრავლდება 2-ზე და აღინიშნება  $\bar{C}$  ასოთი.

4. იღებენ  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  სხვაობას. თუ იგი ნაკლებია ან უდრის  $\text{CaO}$ , მას C ასოთი აღნიშნავენ.

4ა. თუ  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ , მაშინ C უდრის  $\text{CaO}$ .

ასეთ შემთხვევაში კარბი  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , რომელიც გამოიყვანება  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ -დან, მრავლდება 2-ზე და ემატება B სიდიდეს.

5.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ორკეცდება და როდესაც მას  $\text{FeO} (+\text{MnO})$  ემატება, მიიღება  $\text{FeO}'$ . თუ ქანი ტუტეებითაა გადაჭერებული,  $\text{FeO}'$  სიდიდეს ვაკლებთ  $\bar{C}$  სიდიდეს (3 ა).

5ა. მეტად იშვიათ შემთხვევაში შესაძლოა  $\bar{C} > \text{FeO}'$ , მაშინ სხვაობა  $\bar{C} - \text{FeO}'$  აღინიშნება  $\text{Na}'$ -ით. იგი Na-ის ენაგის კარბი რაოდენობაა. რომელიც შემდეგნაირად გამოიანგარიშება:  $\text{Na}' = 2[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3] - \text{FeO}'$ . აქ  $\text{C}'$  სიდიდე უდრის  $\text{FeO}'$ .

6. განისაზღვრება  $\text{CaO}' = \text{CaO} - \text{C}$  (4).

7.  $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$  და  $\text{CaO}'$  შეჯამებით B სიდიდე მიიღება. თუ ალუმინი ქანში კარბი რაოდენობითაა, რომლის დროსაც  $\text{CaO}'$  არ გვაქვს, B სიდიდე  $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$  და  $2\text{Al}_2\text{O}_3$  შეჯამებით მიიღება, ხოლო თუ ქანში ნატრიუმის სიკარბეა, რომლის დროსაც  $\text{FeO}'$  არ შედის, B რიცხვი  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  და  $\text{Na}'$  შეჯამებით გამოიყვანება (5ა).

8.  $A:C:B:S$  ან  $A:\bar{C}:B:S$  შეფარდებები 100-თან შემდეგი ფორმულებით გადაიანგარიშება:

$$a = \frac{100A}{N}; \quad c = \frac{100C}{N}; \quad b = \frac{100B}{N}; \quad s = \frac{100S}{N};$$

აქ  $N = A + B + C + S$ , ე. ი.  $a:c:b:s$  (ან  $a:\bar{c}:b:s$ ) შეფარდებანი პროცენტობით გამოისახება.

ასე მიიღება ქანის ქიმიური შედგენილობის ძირითადი რიცხვითი მახასიათებლები. ქანის შედგენილობის დახასიათებისათვის გამოითვლება აგრეთვე შემდეგი დამატებითი პარამეტრები:

$$f' = \frac{\text{FeO}'}{B} \cdot 100; \quad m' = \frac{\text{MgO}}{B} \cdot 100; \quad c' = \frac{\text{CaO}'}{B} \cdot 100;$$

$$n = \frac{2 \text{Na}_2\text{O}}{A} \cdot 100; \quad t = \frac{\text{TiO}_2}{B} \cdot 100; \quad \varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100$$

თიხამიწით გადამეტჯერებულ ქანებში გამოიყვანება

$$a' = \frac{2 \text{Al}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100.$$

ტუტეებით გადამეტჯერებულ ქანებში  $\text{FeO}'$  სიდიდეს გამოხატავს რკინის ქვეჟანგის რაოდენობას, რომელიც  $\bar{C}$  სიდიდით არის შემცირებული. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, იშვიათად, როდესაც  $\bar{C} > \text{FeO}'$ , მიიღება Na-ის კარბი რაოდენობა. ასეთი პირობებისათვის შემოღებულია დამატებითი პარამეტრი, რომლის დროსაც  $f$  არ გვაქვს

$$n' = \frac{\text{Na}}{B} \cdot 100.$$

$Q$  რიცხვი შემდეგნაირად გამოიანგარიშება

$$Q = s - (3a + 2c + b) \quad \text{ან} \quad Q = s - (3a + 2\bar{c} + b).$$

ამგვარად, გადათელის შედეგების მიხედვით მიიღება სათანადო რიცხვითი მახასიათებლების მქონე ქანების ქიმიური შედგენილობის ოთხი რიგი:

1. ნორმალური შედგენილობა —  $a : c : b : s; f' : m' : c'; n, t, \varphi$ .
2. თიხამიწით გადამეტჯერებული შედგენილობა —  $a : \bar{c} : b : s; a' : f' : m'; n_1, t_1, \varphi_1$ .
3. ტუტეებით გადამეტჯერებული შედგენილობა —  $a : \bar{c} : b : s; f' : m' : c'; n, t, \varphi$ .
4. ტუტეებით ძლიერ გადამეტჯერებული შედგენილობის ძლიერ იშვიათი შემთხვევები —  $a : \bar{c} : b : s; n' : m' : c'; n, t, \varphi$ .

იმის გასარკვევად, თუ როგორ მიიღება რიცხვითი მახასიათებლები, ქვემოთ მოყვანილია გადათელის 4 მაგალითი განხილული ნორმალური რიგის ქანებისათვის.

1. ნორმალური რიგის ქანის [(ანდეზიტ-ბაზალტი, ვულკანი ავაჩა, კამჩატკა, 1909 წ. ამოფრქვევა) ქიმიური ანალიზი (ცხრილი 3). თანახმად ზემოთ მოყვანილი წესისა, ქიმიურ ანალიზში შემავალი უნაგები, რომლებიც მოცემულია წონით პროცენტებში, მოლეკულურ რაოდენობაზე გადაითვლება.  $\text{SiO}_2$  და  $\text{TiO}_2$  შეჯამებით ვლებულობთ  $S$  რიცხვს (917). ვაჭამებთ აგრეთვე  $\text{Na}_2\text{O}$  და  $\text{K}_2\text{O}$ , მივიღებთ  $\text{R}_2\text{O}$  მოლეკულურ რაოდენო-

ბას (61).  $A$  რიცხვის მისაღებად საჭიროა  $61 \times 2 = 122$ .  $Al_2O_3$  მოლეკულური რაოდენობიდან ტუტეების მოლეკულური რაოდენობის გამოკლებით ( $172 - 61 = 111$ ) მიიღება  $C$  რიცხვი (მინდვრის შპატში შემავალი  $CaO$  მოლეკულური რაოდენობა).  $CaO$  მთელი მოლეკულური რაოდენობიდან  $C$ -ს გამოკლებით მიიღება თავისუფალი  $CaO'$  (47) მოლეკულური რაოდენობა

ცხრილი 3

აფაჩის ვულკანის ანდეზიტ-ბაზალტის ქიმიური ანალიზი და მისი რიცხვით მახასიათებლებზე გადათვლა

ჯანგები	წონითი პროცენტები	მოლეკულური რაოდენობა
$SiO_2$	54,30	905
$TiO_2$	0,98	12
$Al_2O_3$	17,56	$172 - 61 = 111$
$Fe_2O_3$	5,75	$36 \times 2 = 72$
$FeO$	2,70	39
$MnO$	0,10	1
$MgO$	5,65	141
$CaO$	8,85	$158 - 111 = 47$
$Na_2O$	3,14	51
$K_2O$	0,93	10
$P_2O_5$	0,15	
$S$	0,22	
$Cl$	0,05	
$H_2O$	0,10	
ჯამი	100,48	

$Fe_2O_3$  რკინის ქვეყანაზე ( $FeO$ ) გადაითვლება, რისთვისაც საჭიროა  $Fe_2O_3$  რაოდენობა 2-ზე გამრავლდეს. მიღებულ სიდიდეს  $FeO$  და  $MnO$  მიემატება, რაც მოგვცემს  $FeO'$  (112).  $FeO'$ ,  $MgO$  და  $CaO'$  შეჯამებით მივიღებთ  $B$  (300). ჯამი  $A + C + B + S = N(1450)$ .

$A, C, B, S$  შეფარდებითი რაოდენობის პროცენტებზე გადათვლით მივიღებთ  $a:c:b:s$ . მოყვანილი ქიმიური ანალიზის ძირითად რიცხვით მახასიათებლებს შემდეგი სახე ექნება:

$A = 122$	$a = 8,4$
$C = 111$	$c = 7,6$
$B = 300$	$b = 20,7$
$S = 917$	$s = 63,3$
<hr/>	<hr/>
$N = 1450$	$\Sigma = 100$



დამატებითი რიცხვითი მახასიათებლებია:

$$f = \frac{112}{30} 100 = 37;$$

$$m' = \frac{141}{300} 100 = 47;$$

$$c' = \frac{47}{300} 100 = 16;$$

$$f = \frac{12}{917} 100 = 1,3;$$

$$n = \frac{51}{61} 100 = 84;$$

$$p = \frac{72}{300} 100 = 24;$$

2. ალუმინით გადამეტჯერებული რიგის ქანის (ანდეზიტი, გუმბათი მონ-პელე, მარტინიკა, 1902 წლის ამოფრქვევა) ქიმიური ანალიზი (ცხრილი 4). ქანგების მოლეკულურ რაოდენობებში გადათვლის შემდეგ განესაზღვრავეთ ჯერ *A* რიცხვით მახასიათებელს, ვანგარიშობთ  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$  სხვაობას, რომელიც 126 უდრის. იგი  $CaO$ -ს მოლეკულურ რაოდენობაზე მეტია. მაშასადამე,  $Ca$ -ის ატომთა რიცხვი (116) მთლიანად  $c$ -ს (116) უპასუხებს. რჩება  $Al_2O_3$ -ის კარბი რაოდენობა ( $126 - 116 = 10$ ). მისი გაორკეცებით მივიღებთ  $Al$  ატომთა რიცხვს, რომელიც  $Fe_2O_3$ -თან ( $FeO$ -ში გადათვლის შემდეგ), აგრეთვე,  $FeO$  და  $MgO$ -თან ერთად, *B* პარამეტრში შევა. გადათვლის თანამიმდევრობა წინა გადათვლის ანალოგიურია.

ცხრილი 4

მონ-პელეს გუმბათის ანდეზიტის ქიმიური ანალიზი და მისი რიცხვით მახასიათებლებზე გადათვლა

ქანგები	წონითი პროცენტები	მოლეკულური რაოდენობა
$SiO_2$	60,60	1010
$TiO_2$	0,56	8
$Al_2O_3$	18,63	1018
$Fe_2O_3$	1,77	182—56 = 126—116 = 10 × 2 = 20
$FeO$	5,10	11 × 2 = 22
$MgO$	2,76	71
$CaO$	6,52	69
$Na_2O$	2,80	116
$K_2O$	0,97	45
$P_2O_5$	0,09	11
ხურ. დანაჯ.	0,25	
ჯამი	100,05	

მოყვანილი მაგალითისათვის ძირითადი რიცხვითი მახასიათებლებია:

$$A=112 \quad a=7,8$$

$$C=116 \quad c=8,1$$

$$B=182 \quad b=12,7$$

$$S=1018 \quad s=71,4$$

$$N=1428 \quad \Sigma=100,0$$

დამატებითი რიცხვითი მახასიათებლებია:

$$a' = \frac{20}{182} 100 = 11; \quad f' = \frac{93}{182} 100 = 51;$$

$$m' = \frac{69}{182} 100 = 38; \quad t = \frac{8}{1018} 100 = 0,8;$$

$$n' = \frac{45}{50} 100 = 80;$$

$$\varphi = \frac{22}{182} 100 = 12;$$

$$Q = 71,4 - (23,4 + 16,2 + 12,7) = 19,1$$

3. ტუტეებით გადამეტჯერებული რიგის ქანის (პანტელერიტი, კუნძ. პანტელერია) ქიმიური ანალიზი (ცხრილი 5).  $\text{Na}_2\text{O}$ -ისა და  $\text{K}_2\text{O}$ -ს მოლეკულური რაოდენობის ჯამი (138)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ზე (113) მეტია. მაშასადამე,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ის რაოდენობა მთლიანად ტუტეების ალუმოსილიკატში შევა და ალუმოსილიკატებში  $\text{Na} + \text{K}$  ატომთა რიცხვი გამოისახება  $2\text{Al}_2\text{O}_3 = 226(\text{A.})$ . დარჩება ტუტეების ჭარბი რაოდენობა, რომელიც 25 უდრის. უკანასკნელის გარკვევებით მივიღებთ ნატრიუმის ატომების რიცხვს (C). ამ რიცხვით (50) უნდა შემცირდეს რკინის ატომების რიცხვი, რომელიც B მაჩვენებელში შევა. B რიცხვი (91),  $\text{FeO}$  (56),  $\text{MgO}$  (23) და  $\text{CaO}$  (12) შეჯამებით გამოითვლება.

ცხრილი 5

პანტელერის კუნძულის პანტელერიტის ქიმიური ანალიზი და მისი რიცხვით მახასიათებლებზე გადათვლა

ქანვები	წონითი პროცენტები	მოლეკულური რაოდენობა
$\text{SiO}_2$	64,54	1075
$\text{TiO}_2$	0,90	11
$\text{Al}_2\text{O}_3$	11,49	113
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,14	$32 \times 2 = 64$
$\text{FeO}$	2,99	42
$\text{MgO}$	0,89	23
$\text{CaO}$	0,64	12
$\text{Na}_2\text{O}$	5,46	88
$\text{K}_2\text{O}$	4,66	50
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,16	
ხვრ. დანაკ.	3,23	
ჯამი	100,10	

1075 } 1086 . . . . . S  
 11 }  
 113  $\times 2 = 226$  . . . . . A  
 32  $\times 2 = 64 - 50 = 14$  } 56 } 91 . . . . . B  
 42 }  
 23 }  
 12 }  
 88 } 138 - 113 = 25  $\times 2 = 50$  . . . . . C  
 50 }

ძირითადი რიცხვითი მახასიათებლებია:

$$\begin{array}{ll} A=226 & a=15,6 \\ \bar{C}=50 & \bar{c}=3,4 \\ B=91 & b=6,3 \\ S=1086 & s=74,7 \end{array}$$

$$N=1453 \quad \Sigma=100,0$$

დამატებით მახასიათებლებს შემდეგი სახე ექნება:

$$f' = \frac{56}{91} 100 = 62; \quad m' = \frac{23}{91} 100 = 25; \quad c' = \frac{12}{91} 100 = 13;$$

$$n = \frac{88-25}{113} 100 = 56; \quad t = \frac{11}{1080} 100 = 1; \quad \varphi = \frac{14}{91} 100 = 15;$$

$$Q = 74,7 - (46,8 \div 6,8 \div 6,3) = 14,8$$

4. ტუტეებით ძლიერ გადამეტჭერებული რიგის ქანების (ურტიტი, კოლის ნახევარკუნძული) ქიმიური ანალიზი (ცხრ. 6). Na-ის ატომების ქარბი რიცხვი (98), რომელიც ალუმოსილიკატებში არ შევიდა, Fe-ის ატომების რიცხვზე 42 (98—56) ერთეულითაა მეტი. ამიტომ მთელი რკინა შევა  $\bar{C}$  რიცხვში, ხოლო ნატრიუმის 42 ატომი —  $B$  მახასიათებელში.

ცხრილი 6

კოლის ნახევარკუნძულის ურტიტის ქიმიური ანალიზი  
და მისი რიცხვით მახასიათებლებზე გადათვლა

დანგები	წონითი პროცენტები	მოლეკულური რაოდენობა
SiO <sub>2</sub>	45,26	761 . . . . . S
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,37	270 × 2 = 540 . . . . . A
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,53	22 × 2 = 44 } 56 . . . . . $\bar{C}$
FeO	0,49	9
MnO	0,19	3
MgO	0,33	8
CuO	1,22	22
Na <sub>2</sub> O	17,29	281 { 319 - 270 = 49 × 2 = 98 - 56 = 42
K <sub>2</sub> O		38 {
H <sub>2</sub> O	3,51	
ჯამი	99,59	

ძირითადი მახასიათებლებია:

$$\begin{array}{ll} A=540 & a=37,8 \\ \bar{C}=56 & \bar{c}=3,9 \\ B=72 & b=5,0 \\ S=761 & s=53,3 \\ N=1429 & \Sigma=100,0 \end{array}$$

განგარიშებით დამატებითი მახასიათებლის შემდეგ რიცხვებს მი-  
ვიღებთ.

$$n' = \frac{42}{72} 100 = 59; m' = \frac{8}{72} 100 = 11; c' = \frac{22}{72} 100 = 30;$$

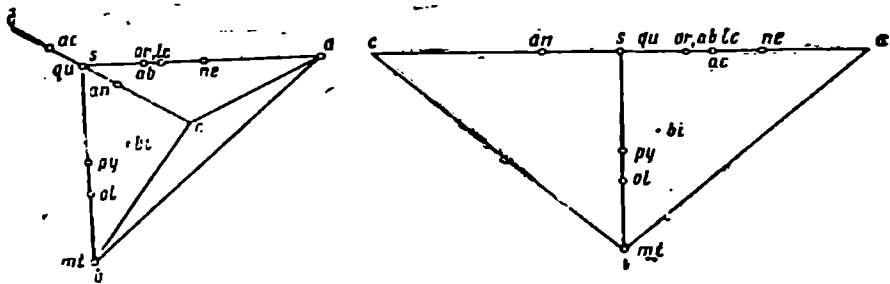
$$n = \frac{(281 \times 2) - 98}{540} 100 = 86; \quad \varphi = \frac{(22 \times 2)}{72} 100 = 61,1$$

$$Q = 53,3 - (113,4 + 7,8 + 5,0) = -72,9.$$

მიღებული მონაცემების გრაფიკული გამოსახულება. ამ მიზნით ა.  
ზავარიციმ შეიმუშავა ვექტორული პეტროქიმიური დიაგრამები, რომ-  
ლებზეც შესაძლებელია ქანების შვიდკომპონენტიანი შედგენილობის,  
ე. ი. მათი ძირითადი ქიმიური თავისებურებების გეომეტრიული გამოსახ-  
ვა.

ამ დიაგრამებს საფუძვლად უდევს ბარიცენტრულ კოორდინატა  
სისტემის პრინციპი. ოთხი ძირითადი რიცხვითი მახასიათებელი ტეტრაედ-  
რის მართკუთხა პროექციაში აღინიშნება წერტილებით. დამატებითი  
მახასიათებლები კი — ვექტორებით. ტეტრაედრის პროექციის წვეროებ-  
ში განლაგებული  $A, C, B, S$  წერტილები, რომლებიც ქანშაშენი მინერა-  
ლების თეორიულ შედგენილობას (ცხრ. 7) გამოსახავენ, ტეტრაედრში  
განლაგდებიან ისე, როგორც ეს დიაგრამაზეა აღნიშნული (ნახ. 18).

კვარცის შედგენილობა გამოისახება წვეროზე  $S$  წერტილით (კვარცს  
აქვს სამი ნულოვანი პარამეტრი და ერთი  $S$ , რომელიც 100 უდრის). ნე-  
ფელინისა —  $SA$  წიბოზე წვეროებს შორის წერტილით შუა ნაწილში  
(ნეფელინს აქვს ორი ნულოვანი პარამეტრი და ორი  $a$  და  $s$  პარამეტრი,  
რომლებიც ცალ-ცალკე 50 ტოლია), ხოლო ორთოკლაზისა და ლეიციტის  
შედგენილობა ამავე წიბოზეა, მაგრამ  $s$  წვეროს ახლოს, უკანასკნელის პა-



ნახ. 18. მართკუთხა ტეტრაედრში ნორმატიული მინერალების ფიგურული წერტი-  
ლებს განლაგება ბარიცენტრულ კოორდინატებში (მარცხნივ) და მათი ძირითადი  
რიცხვითი მახასიათებლებს ფიგურული წერტილების პროექცია  $sab$  და  $sbc$  გამ-  
ოლ სიბრტყეებზე (მარჯვნივ).

რამეტრის მაღალი მნიშვნელობის შესაბამისად. ანორთიკის შედგენილობა  $sc$  წიბოზე გეგმილდება, ბიოტიკის შედგენილობა  $SAB$  სიბრტყეზე გეგმილდება. ევირინის შედგენილობა, რომელსაც აქვს  $\bar{c}$  და არა  $c$  პარამეტრი. აღინიშნება წერტილით ტეტრაედრის ფარგლებს გარეთ  $sc$  წიბოს გაგრძელებაზე. ამასთან წერტილი, რომელიც უპასუხებს  $a=0$ ,  $\bar{c}=100$ ,  $b=0$ ,  $s=0$ ,  $s$  წვეროდან დაცილებული იქნება  $sc$  წიბოს სიგრძის მანძილით. ამიტომ ეგვირინის გამომსახველი წერტილი ანორთიკის წერტილისადმი და  $s$  წვეროს მიმართ სიმეტრიულადაა განლაგებული.

ცხრილი 7

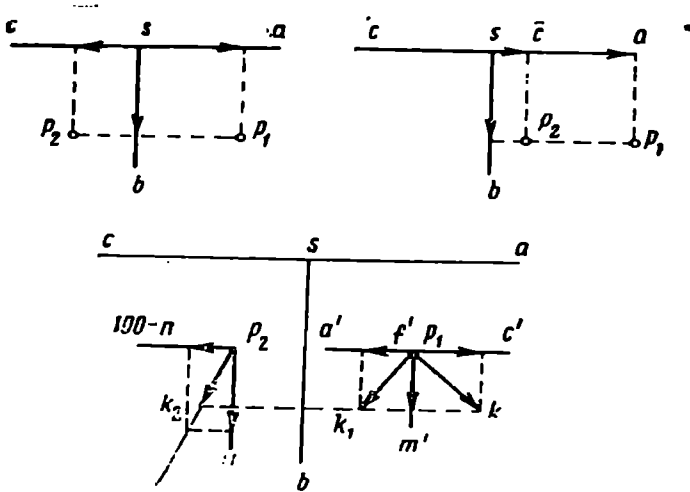
ქანშაშენი მინერალებს ძირითადი რიცხვითი მახასიათებლების პარამეტრები

მინერალები	$a$	$c$	$b$	$s$
კვარცი	0	0	0	100
ორთოქლაზი და ალბიტი	25	0	0	75
ანორთიტი	0	33,3	0	66,7
ნეფელინი	50	0	0	50
ლეიტონი	33,3	0	0	66,7
პროექციონი და აფიბოლი (მზაბოები)	0	0	50	50
ოლივინი	0	0	66,7	33,3
ბიოტიტი	14,2	0	42,9	42,9
მადნეული მინერალები და კორუნდი	0	0	100	0
ევირინი	0	33,3	0	66,7

იმის გამო, რომ მოცულობითი ფეგურით სარგებლობა მოუხერხებელია, შედგენილობებს გაშლილი ტეტრაედრის სიბრტყეზე გამოსახვენ. ტეტრაედრს ორი პროექციის სიბრტყის ( $SAB$  და  $SCB$ )  $SB$  წიბოზე შლიან. ასეთ პროექციაზე სამი ან ორი ნულოვანი მნიშვნელობის პარამეტრი ერთი წერტილით გამოისახება, სხვა დანარჩენები კი—ორი წერტილით (ნახ. 19, მარჯვნივ).

გრაფიკს შემდეგნაირად აგებენ (ნახ. 19, მარცხნივ, ზემოთ): გამოსავალი წერტილიდან ქვევით ვერტიკალის გასწვრივ გადაიზომება  $b$  პარამეტრი, მარჯვნივ ჰორიზონტზე —  $a$  პარამეტრი და მარცხნივ —  $c$  პარამეტრი. გადაზომილი მონაკვეთების ბოლოდან გადის ტეტრაედრის წიბოების პარალელური ხაზები, რომელთა გადაკვეთა ორ წერტილს მოგვცემს: ერთს —  $SCB$ , მეორეს —  $SAB$  სიბრტყეზე. თუ გვაქვს  $\bar{c}$  პარამეტრი,  $s\bar{c}$  მონაკვეთი გადაიზომება იმავე მიმართულებით. როგორც  $a$  პარამეტრი (ნახ. 19, მარჯვნივ, ზემოთ), ე. ი.  $S$ -ის მარჯვნივ. მაშასადამე, ასეთი შედგენილობის გამომსახველი ორივე წერტილი ერთ  $SAB$  სიბრტყეზე მოექცევა.

დამატებითი მახასიათებლების პარამეტრებს, ძირითად პარამეტრებთან შედარებით. 10-ჯერ ნაკლები მასშტაბით აგებენ.  $f', m', c'$ . ან  $a'$ ,



ნახ. 19. გაშლილი ტეტრაედრის სიბრტყეებზე ვექტორების აგების წესი.

$f'$ ,  $m'$  პარამეტრები  $SAB$  სიბრტყეზე გეგმილდება (ნახ. 19, ქვემოთ). ძირითადი მახასიათებლის პარამეტრის გამომსახველ  $P_1$  წერტილში  $f'$  პარამეტრი თავსდება. ამ განოსავალი წერტილიდან მარჯვნივ  $c'$ -ის შესაბამისი, ხოლო ქვევით, მისი ბოლოდან  $m'$ -ის შესაბამისი მონაკვეთები გადაიზომება. მიღებული წერტილი სწორი ხაზით გამოსავალ წერტილს უერთდება. თუ დამატებით მახასიათებელში  $c'$  პარამეტრის მაგიერ  $a'$  პარამეტრი მონაწილეობს,  $a'$  მონაკვეთის შესაბამისი მონაკვეთი გამოსავალი წერტილიდან მარცხნივ გადაიზომება, მისგან ქვემოთ კი —  $m'$  პარამეტრი. ასე აგებული ვექტორი მარცხნივაა დახრილი.

ტუტეებით ძლიერ გადამეტჯერებული ქანების დახასიათებისას  $f'$  პარამეტრი არ არის; მის მაგიერ  $n'$  პარამეტრი გამოითვლება. ასეთი შედგენილობის ქანების ვექტორის აგებისას ამოსავალი წერტილი იქნება  $n'$  და არა  $f'$ ; ამიტომ, ჩვეულებრივი შემთხვევისაგან განსხვავებით, ვექტორი წყვეტილი ხაზით გაიყვანება.

$n$  დამატებითი მახასიათებლის პარამეტრი დიაგრამის  $SCB$  მარცხენა სიბრტყეზე გამოსახება. ამ მიზნით ძირითადი მახასიათებლის  $P_2$  საწყისი წერტილიდან, რომელიც ამ სიბრტყეზე იმყოფება, ნებისმიერი მასშტაბით ქვევით  $n$ , ხოლო მარცხნივ  $100-n$  სიდიდე გადაიზომება. მიღებული წერტილის ამოსავალ წერტილთან სწორი ხაზით შეერთების შემდეგ მივიღებთ ვექტორს, რომლის დახრა ტუტე ალუმოსილიკატების შედგენილობაში  $Na$  და  $K$  შეფარდებას გამოსახავს. ვექტორის სიგრძე იმ ვექტორის

ტოლია, რომელიც *SAB* სიბრტყეზე ამავე ქანის შედგენილობას გამოსახავს, რაც ერთი და იმავე ქანის ორივე ვექტორის შედარების საშუალებას იძლევა.

ღიაგრამის ქვედა ნაწილში ვექტორების განლაგება ფემური კომბონენტების მაღალ შედგენილობაზე მიუთითებს, მათი წვეროსთან მიახლოება კი სილიციუმის შემცველობის გაზრდას გამოხატავს. თუ ვექტორები *SB* ღერძის ახლოს იმყოფება, ქანში ალუმოსილიკატები ცოტაა. თუ ვექტორი იმავე ღერძიდან დაცილებულია მარჯვნივ, ქანში ტუტე ალუმოსილიკატები (ტუტე მინდვრის შპატები) ბევრია, ხოლო თუ ეს დაცილება *SB* ღერძიდან მარცხენა მხარეს ფიქსირდება, მაშინ კალციუმის ალუმოსილიკატებია (პლაგოკლაზი) ბევრი. ორივე ვექტორის ერთ *SAB* სიბრტყეზე განლაგება (*C* არსებობისას) ქანის ტუტეებით გადამეტჯერებაზე მიუთითებს. *SAB* სიბრტყეზე ვექტორი მარცხნივა დახრილი მაშინ, როდესაც ქანი პლუმბიტური რიგისაა, ე. ი. როდესაც იგი თიხამიწითაა გადამეტჯერებული. ვექტორის მიმართულება მარჯვნივ იმის მაჩვენებელია, რომ ქანი ნორმალურ რიგს ეკუთვნის. ამ ვექტორის ციკაბო დახრა მარჯვნივ, ფემურ მინერალებში მაგნიუმის მაღალ შემცველობაზე მიუთითებს, დამრეცი განლაგება კი ქანში კალციუმის მნიშვნელოვან შემცველობაზე ლაპარაკობს.

თუ ტუტე მინდვრის შპატები ნატრიუმს დიდი რაოდენობით შეიცავს *SCB* სიბრტყეზე განლაგებული ვექტორი ციკაბოდაა დახრილი, ხოლო თუ კალიუმს შეიცავს დიდი რაოდენობით — დამრეცია.

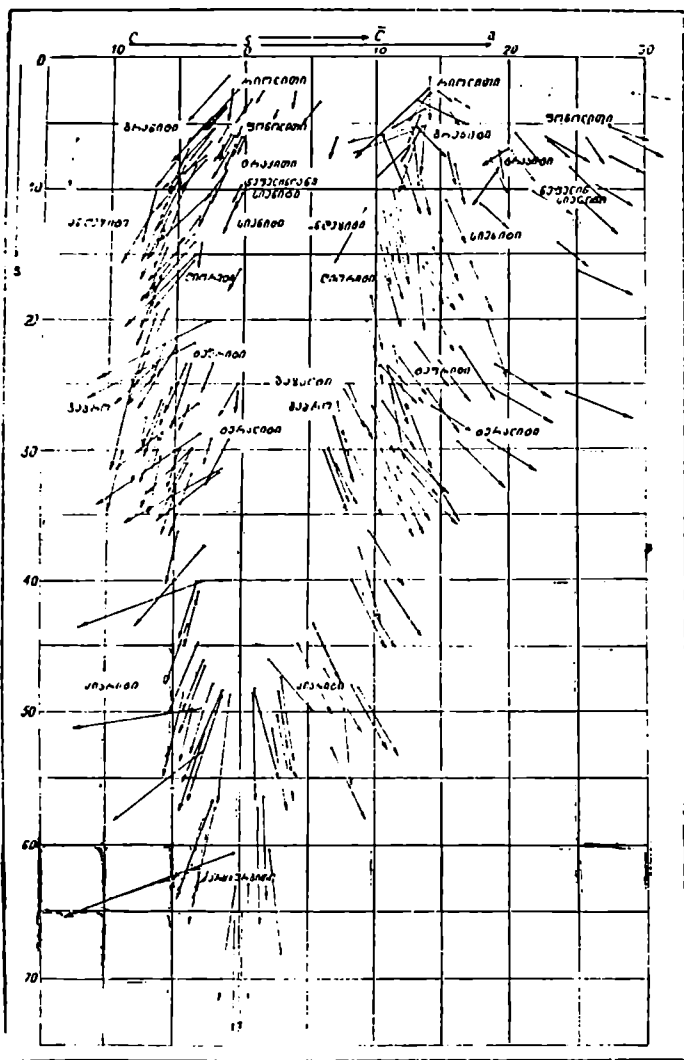
სიბრტყეზე განლაგებული ვექტორის სიგრძე ქანში რკინის სხვადასხვა რაოდენობაზე მიუთითებს. რაც უფრო მოკლეა ვექტორი, მით უფრო მეტ რკინას შეიცავს ფემური მინერალები. ვექტორი წერტილში გადაიზრდება, თუ რკინა ფემურ მინერალებში ერთადერთი კათიონით არის წარმოდგენილი.

ა. ზავარიცკომ შეადგინა პეტროქიმიური ღიაგრამა (ნახ. 20) რ. დელის მიერ გადათვლილ ქანთა მთავარი ტიპების საშუალოქიმიურ შედგენილობათა საფუძველზე (ცხრ. 8).

ვექტორების განლაგება და მათი ხასიათი ქანების ქიმიური შედგენილობის თავისებურებაზე მიუთითებს.

1. ღიაგრამის ქვედა ნაწილში თითქმის ვერტიკალურად განლაგებული ჰარცბურგიტის ვექტორები *SB* ღერძის ახლოს იმყოფება. ეს იმის მაჩვენებელია, რომ ქანი მაგნეზიური ფემური მინერალებითაა მდიდარი და ალუმოსილიკატებს არ შეიცავს.

2. გაბროს ვექტორები ჰარცბურგიტის ვექტორების *SB* ღერძიდან დაცილებულია. გაბროში ფემური მინერალები ნაკლებია; იგი ალუმოსილიკატებს, უმეტესად კალციუმის ალუმოსილიკატებს შეიცავს. ფემური მინერალების შედგენილობაშიც კალციუმი შედის და რკინის რაოდენო-



ნახ. 20. ზოგიერთი მაგნური კანის ძირითადი ტიპების საშუალო კომიური შედგენილობის გამომსახველი პეტროქიმიური დიაგრამა ა. ზავარიცის მიხედვით.



ბა იზრდება (SAB სიბრტყეზე ვექტორი მარჯვნივაა დახრილი და ჰარც-ბურგიტულ ვექტორზე მოკლვა). ტუტეებიდან ჰარბობს ნატრიუმი.

3. დიორიტის ვექტორები გაბროს ვექტორების ზევითაა, რაც ქანში ფემური მინერალების მცირე რაოდენობითაა განპირობებული. ტუტე ალუმოსილიკატების როლი იზრდება (SAB სიბრტყეზე მოთავსებული ვექტორი SB ლერძიდან დაცილებულია მარჯვნივ).

4. გრანიტის ვექტორები S წვეროს უახლოვდება, რაც ქანში სილიციუმის მაღალი შემცველობითაა გამოწვეული. ალუმოსილიკატებიდან მთავარ როლს ტუტე ალუმოსილიკატები თამაშობენ. SAB სიბრტყეზე ვექტორის დახრა მარცხნივ ქანში ალუმინის სიკვარბეზე, მისი მცირე სიგრძე კი ფემურ მინერალებში რკინის შედარებით ზრდაზე მიუთითებს.

სიბრტყეზე ვექტორის შედარებით დამრეცი დახრა ტუტე ალუმოსილიკატებში კალიუმის რაოდენობის გაზრდაზე მეტყველებს.

5. სიენიტის, ნეფელინიანი სიენიტის, ტერალიტის ვექტორები SB ლერძიდან მარჯვნივაა დაცილებული, რაც ამ ქანებში ტუტე ალუმოსილიკატების შედარებით მაღალი შემცველობის მაჩვენებელია.

6. ეფუზიური და ინტრუზიული ქანების ვექტორების შედარება გვიჩვენებს, რომ ეფუზიურ ქანებში კაჟმიწის შემცველობა, ინტრუზიულ ეკვივალენტებთან შედარებით, უფრო მაღალია.

#### ჰეპტოკრიტიური გაღატაკლავი ა. მარაკუშავის მეთოდით

(ქანებისა და მინერალების ფუძიანობის მაჩვენებლების თერმოდინამიკური გაღატაკლავი)

ა. მარაკუშევემ (1976) შეიმუშავა ქანებისა და მინერალების ფარდობითი მყავიანობა — ფუძიანობის განსაზღვრის ორიგინალური მეთოდი. იონიზაციის რეაქციის გადათვლის საფუძველზე ერთი პროტონის მონაწილეობით. ამისათვის მან გამოიყენა პროტონული თეორია. შემუშავებულია ჯ. ბრონსტედისა და ტ. ლოურის მიერ.

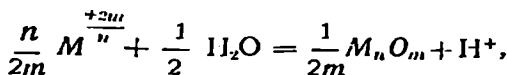
პროტონული თეორიის თანახმად, მყავეებს მიეკუთვნება ნივთიერებები, რომლებიც მისწრაფიან გასცენ პროტონები (წყალბადის იონები), ხოლო ფუძეებს — ნივთიერებები, რომლებიც მისწრაფიან მიიერთონ ისინი. ამ განსაზღვრიდან ჩანს — მყავა და ფუძე ცნებების ფარდობითობა. რადგანაც ერთი და იგივე ნივთიერება ერთ არეში შეიძლება ცდილობდეს გასცეს პროტონები (გამოამყლავნოს მყავური თვისება), ხოლო მეორეში — მიიერთოს ისინი, ე. ი. მოიქცეს როგორც ფუძე. ამიტომ მყავურ — ფუძე თვისებების ანალიზისას მნიშვნელოვანია განისაზღვროს ის არე, რომელშიც მოთავსებულია ნივთიერებები (სწორად ავირჩიოთ გამხსნელი). უკანასკნელი წლების პეტროლოგიური მონაცემების თანახმად. პეტროგენეზისის პროცესები (მაგმატიზმი, მეტამორფიზმი) ვითარდება

ზოგიერთი მაგმური ქანის ძირითადი ტიპების საშუალო ქიმიური შედგენილობა

ქანის სახელწოდება	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
პარცბურგეტი	40,65	0,11	1,25	2,53	6,15	0,18	42,36	6,29	0,29	0,13
დუნეტი	40,49	0,02	0,86	2,84	5,54	0,16	46,32	0,70	0,10	0,04
ლალაგეტი	46,93	0,97	6,37	4,08	10,85	0,20	12,13	6,03	0,82	5,49
პიჩიტეტი	41,30	0,81	9,43	5,30	8,86	0,29	19,94	8,01	1,20	0,39
კემბერლიტი	34,73	1,62	2,88	6,10	3,13	—	31,41	5,79	0,33	0,17
ვაბრო	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	0,13	7,51	10,99	2,55	0,89
ნორიტი	50,39	1,13	16,06	2,33	7,86	0,17	8,37	9,20	2,61	0,79
ანორთოზიტი	50,40	0,15	28,30	1,06	1,12	0,05	1,25	12,46	3,67	0,74
დოლერიტი	19,94	1,67	14,50	3,74	8,01	0,33	6,93	9,71	2,65	0,97
დიამანტი	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	5,79	8,94	3,07	0,97
ბაზალტი (ყველანაირი)	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52
ლორეტი	56,77	0,84	16,67	3,16	4,40	0,13	4,17	6,74	3,39	2,10
კლოკანოლორიტი	61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10	2,60	5,38	3,37	2,12
ანდეზიტი	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	0,18	2,75	5,80	3,58	2,04
გრანოლორიტი	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07	1,91	4,42	3,70	2,75
ლაკიტი	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	0,06	1,42	3,36	3,97	2,67
ნორმალური გრანიტი	69,21	0,41	14,41	1,98	1,67	0,12	1,15	2,19	3,48	4,23
ტუტე გრანიტი	73,30	0,11	12,33	2,58	1,28	0,02	0,26	0,46	0,55	4,20
ოილიტი	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,08	3,38	1,20	3,36	4,46
კომენდიტი	73,51	0,29	11,43	2,97	0,08	0,04	0,16	1,28	4,65	4,53
ნორმალური სიენიტი	58,65	0,86	16,38	3,65	3,09	0,15	3,06	4,45	3,48	4,79
ტუტე სიენიტი	62,0	0,57	17,44	2,06	2,68	0,12	0,91	2,26	5,86	5,17
მ-ნეკონიტი	56,12	1,10	16,96	2,93	4,01	0,16	3,27	6,50	3,67	3,76
ტრაქიტეტი	63,91	0,59	15,88	3,22	2,23	0,01	1,11	2,81	3,08	5,87
ტუტე ტრაქიტეტი	62,63	0,62	17,06	3,01	1,98	0,13	0,63	1,61	6,26	5,37
ნეფელინიანი სიენიტი	54,63	0,86	19,89	3,37	2,20	0,35	0,87	2,51	8,26	5,46
ფონოლითი	57,45	0,41	20,60	2,35	1,03	0,13	0,20	1,50	8,54	5,23
ტრაპიტი	45,61	1,96	14,35	6,17	4,03	0,19	6,05	9,49	5,12	3,69
ტეფრიტი	49,14	1,00	16,57	3,65	6,68	0,30	3,98	9,88	2,57	3,39
ბაზანიტი	44,64	1,95	15,35	4,51	6,33	0,46	7,92	9,88	3,54	2,67

სიღრმეული წარმოშობის ფლუიდების ზემოქმედების შედეგად, რომლებშიც ძირითად როლს თამაშობს H<sub>2</sub>O. ნივთიერებათა ძირითადი თვისებები შემდგომში განიხილება ამ კომპონენტის მიმართ (გაზისებურ სტანდარტულ მდგომარეობაში). მიღებული თეორიიდან გამომდინარე, ფუძიანობის საზომად იხმარება ქიმიური სწრაფვა პროტონთან. რაც უფრო მეტია იგი, მით ძლიერად ვლინდება ნივთიერების ფუძე თვისებები.

სტანდარტულ რეაქციას, რომლითაც გამოისახება ნივთიერებათა ქიმიური ნათესაობა პროტონთან, აქვს შემდეგი სახე (ერთ პროტონზე განგარიშებით)



ა. ლელის მიხედვით და მათი რიცხვითი მახასიათებლები ა. ზეარციკის მიხედვით

H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	a	c	b	s	a'	l'	m'	u'	n	ფ	l	Q	n/c
5,02	0,04	0,6	0,32	63,22	35,8	—	10,0	88,6	1,4	83,3	1,7	0,15	29,9	0,0
2,88	0,05	0,2	0,4	65,1	34,3	—	9,0	90,5	0,5	100,0	2,8	0	32,2	0,5
1,01	0,12	2,2	2,8	46,1	48,9	—	27,3	40,4	32,3	72,2	6,9	1,5	9,4	0,79
4,23	0,20	2,9	4,4	48,5	44,2	—	25,2	65,1	9,7	82,6	8,6	1,4	21,8	0,66
9,20	3,64	2,2	0,6	60,8	36,4	—	11,9	78,7	9,4	27,8	7,6	3,3	32,2	3,7
1,45	0,28	7,1	8,7	77,0	57,2	—	32,5	48,8	18,7	80,4	10,4	1,5	8,5	0,82
0,79	0,26	6,9	7,3	27,7	58,1	—	34,7	51,3	11,0	82,4	7,4	1,6	4,9	0,95
0,75	0,05	0,6	1,7	5,8	66,9	—	41,1	42,5	16,4	88,1	19,2	0,2	4,1	0,71
1,28	0,37	7,4	6,0	28,6	58,0	—	38,6	41,2	20,2	79,6	11,0	2,3	4,8	1,23
1,89	0,25	8,8	6,2	25,9	59,6	—	42,5	38,8	18,7	81,7	12,8	2,2	3,6	1,34
1,62	0,45	9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6	39,8	18,6	75,8	17,6	2,0	8,7	1,5
1,36	0,25	10,7	6,1	16,7	66,5	—	42,9	43,3	13,8	71,4	16,7	1,0	5,5	1,75
1,22	0,26	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1	19,0	0,9	17,1	1,8
1,26	0,26	11,1	6,4	12,0	70,5	—	51,8	40,6	7,6	75,3	24,7	1,0	12,4	1,75
1,04	0,20	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7	18,2	0,7	20,3	2,8
1,50	0,15	12,3	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9	29,4	0,6	21,9	3,0
0,85	0,30	13,7	2,6	5,5	78,2	2,5	61,7	35,8	—	55,4	32,1	0,5	26,4	5,3
0,86	0,05	15,6	0,1	4,1	80,2	—	79,4	11,1	9,5	62,2	50,8	0,1	39,1	156,0
1,47	0,06	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4	31,0	0,3	33,0	9,8
1,02	0,04	14,8	1,4	2,6	81,2	—	77,5	10,0	12,4	56,5	40,0	0,3	31,4	10,6
1,13	0,31	14,8	3,7	13,3	68,2	—	47,1	39,4	13,5	52,3	23,8	1,1	3,1	4,0
0,76	0,17	20,4	1,4	7,3	70,9	—	60,7	21,5	17,8	63,3	24,8	0,7	0,4	14,7
1,06	0,47	13,8	4,7	15,6	65,9	—	42,0	36,6	21,4	59,6	16,1	1,5	1,5	3,0
1,28	0,05	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6	38,1	0,8	14,4	5,1
0,71	0,09	21,4	0,7	6,8	71,1	—	67,3	15,9	16,8	63,9	37,6	0,8	1,3	30,6
1,35	0,25	26,4	0,3	9,7	63,6	—	55,3	25,6	29,1	69,7	29,8	1,2	2,5	9,70
2,04	0,12	27,5	0,3	5,3	66,9	—	57,7	10,4	29,9	72,2	39,0	0,5	11,5	91,5
2,60	0,74	16,3	1,3	29,6	52,8	—	31,2	34,4	34,4	67,8	17,8	3,2	2,3	12,5
2,00	0,84	11,0	6,1	23,7	59,2	—	42,8	30,0	27,2	53,2	18,8	1,6	9,9	1,8
2,18	0,57	11,7	4,4	31,5	52,4	—	32,7	42,9	24,4	66,3	12,1	3,1	23,0	2,7

†200

სადაც  $M$  " მეტალის დადებითად დამუხტული უბრალო იონია (კათიონი)  $H^+$  წყალბადის იონი (პროტონი),  $M_n O_m$  მეტალის ქანგბადნაერთი (მყარ ფაზაში ან მდნარში).

ქიმიური მსგავსებით განისაზღვრება რეაქციის „მამოძრავებელი ძალა“, რომლის საზომად ქიმიურ თერმოდინამიკაში გამოიყენება იმ ნივთიერებათა თავისუფალი ენერჯის ზრდა, რომლებიც მონაწილეობენ რეაქციაში ( $\Delta Z^0_r$ ). ეს ზრდა დაკავშირებულია რეაქციის სითბურ (ენტალპიურ  $\Delta H^0_r$  და ენტროპიულ  $\Delta S^0_r$ ) ეფექტებთან —  $\Delta Z^0_r = \Delta H^0_r - T\Delta S$  თანაფარდობით. თავისუფალი ენერჯის ზრდა  $\Delta Z^0_r$  არის რეაქციის მარცხნივ გადახრის პირდაპირი მაჩვენებელი, ე. ი. მეტალის დადებითი იონიზაციის საზომი (მისი ფუძიანობის საზომი  $H_2O$ -ს მიმართ).  $\Delta Z^0_r$  მაღალი დადებითი მაჩვენებელი დამახასიათებელია ტუტე ნულთან ახლო —

ამფოტერული მეტალებისათვის, უარყოფითი მნიშვნელობები — მყავა კომპონენტებისათვის. რეაქცია შეიძლება გადაიხაროს ამა თუ იმ მხარეს ( $a_{H^+}$ ) კათიონისა ქიმიური აქტივობის და ( $a_{H_2O}$ ) პროტონის შეცვლით და ( $P_{H_2O}$ ) წყლის თერმოდინამიკური წნევით (ფუგეტიურობით). ყველა ეს ფაქტორი დაკავშირებულია თავისუფალი ენერჯიის ზრდასთან და გამოისახება ფორმულით

$$\begin{aligned} \frac{\Delta Z'_T}{RT} &= \frac{1}{2} \ln P_{H_2O} + \frac{n}{2m} \ln a_{H^+} - \ln a_{H_2O} + \text{ახ} \frac{\Delta Z^0_T}{2,303 RT} = \\ &= \frac{1}{2} \lg P_{H_2O} + \frac{n}{2m} \lg a_{H^+} - \lg a_{H_2O} \end{aligned}$$

სადაც  $R$  აირის უნივერსალური მუდმივაა ( $R=8,314 \text{ ჯ} \times \text{გრად.}^{-1} \cdot \text{მოლ}^{-1}$ ).  $T$  აბსოლუტური ტემპერატურა ( $^{\circ}K$ ).

წყლის სტანდარტული წნევისას  $P_{H_2O}=10^5$  ბა ( $\lg P_{H_2O}=0$ ) და მეტალის იონის ერთეული ქიმიური აქტივობის დროს  $a_{H^+}=1$  ( $\lg a_{H^+}=0$ ), კავშირი  $\Delta Z'_T$ -სა და ხსნარის ტუტეანობას ( $pH = -\lg a_{H^+}$ ) შორის განისაზღვრება განტოლებით

$$\frac{\Delta z^0_T}{2,303RT} = -\lg a_{H^+} = pH.$$

იგი გვიჩვენებს, რომ  $\Delta Z'_T$  რეაქციის ნამატი პირდაპირაა დაკავშირებული ხსნარის  $pH$  სიდიდესთან (ტუტეანობასთან). ამავე დროს იგი ახასიათებს მეტალების მყარი ან თხევადი (გამლვალის) ნაერთების ფუძიანობას, რაც საშუალებას გვაძლევს მის საფუძველზე გადავიღოთ ქანმამეჩ მინერალებზე და ქანებზე (ან მათ შესაბამის მდნარებზე).

თერმოდინამიკური კონსტანტების საფუძველზე გამოითვლება სტანდარტული რეაქციები, რომლებიც ახასიათებს ნავთიერებათა ფუძიანობას (პეტროგენულ ჟანგეულებს, ნორმატიულ მინერალებსა და ქანებს).

#### მეტამორფული ქანების ქიმიური უაღვანილოვა (კატროქიზია)

ტუტემიწა, ტუტე და კავშირით ღარიბი მეტამორფული ქანების (ცხრ. 9) მთავარი ტიპების საშუალო ქიმიური შედგენილობის ანალიზის საფუძველზე ა. მარაკუშევმა (1973) მოახდინა მათი სისტემატიკა. ამ კლასიფიკაციის თანახმად ყველა მეტამორფიტი იყოფა ორ რიგად (ნახ. 21). ა — ტუტემიწა და ბ — ტუტე და კავშირით ღარიბი. სილიციუმმყავიანობის მიხედვით ტუტემიწა მეტამორფიტებში შედის შემდეგი ჯგუფები: II-ა ამფობოლიტები, III-ა — ფუძე გენისები, IV-ა — გენისები, V-ა — კვარციტული გენისები; ტუტე და კავშირით ღარიბ მეტამორფიტებში შედის: I-ბ — ქლორიტიანი და რიბეკიტინი ფიქლები, II-ბ — გლაუკო-

ფანიანი ქანები, III-ბ — ტუტე ჟადეიტიტები და IV-ბ — ტუტე გნეისები და კვარციტული გნეისები.

ტუტემიწა მეტამორფიტების ტუტედ გარდაქმნა ხორციელდება ტუტე მინერალების გაჩენით, კერძოდ, გლაუკოფანისა გლაუკოფანიან ქანებში, გაზრდილი ტუტეანობის სხვა ამფიბოლებისა ტუტე ამფიბოლიტებში, ჟადეიტისა და ომფაციტის ჟადეიტიტებსა და ეკლოგიტებში, ეგირინისა და რიბეკიტის ტუტე გნეისებსა და ალბიტიტებში, ნეფელინისა ტუტე კრისტალურ ფიქლებში და ა. შ.

21-ე ნახაზზე ნაჩვენებია ტუტე მეტამორფიტების დაჯგუფება  $SiO_2$ -ის პროცენტული შემცველობის მიხედვით და ასახულია ტუტე მეტამორფიტების შესაბამისობა ულტრაფუძე, ფუძე, საშუალო სილიციუმჟავა და სილიციუმჟავა მეტამორფიტებისადმი.  $SiO_2$ -ს 50—55% შემცველობისას ხდება ფუძე და საშუალოსილიციუმჟავა შედგენილობის მეტამორფიტებში გადასვლა. მას ეკუთვნის ქანები შუალედურ ამფიბოლიტებსა ( $SiO_2$  — 45-52%) და ტიპურ გნეისებს ( $SiO_2 > 60%$ ) შორის — კვარციანი ამფიბოლიტები, პიროქსენიანი და ამფიბოლიანი მელანოკრატული გნეისები, ასევე კორდიერიტით, გრანატით, სილიმანიტით მდიდარი გნეისები. თიხიანი ფიქლები, ფილიტები, ტალკიანი ფიქლები. ტიპური გნეისებისაგან განსხვავებით, რომლებიც მაღალი სილიციუმჟავიანობით ხასიათდება, ა. მარაქუშევი მათ ფუძე გნეისებს უწოდებს.

ქანების პეტროქიმიური შესწავლა მნიშვნელოვანია არა მარტო მაგმური. არამედ მეტამორფული ქანების პეტროლოგიაშიც. ცალკეულ შემთხვევებში პეტროქიმიური მეთოდი საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ ქანების გენეზისის ზოგიერთი მნიშვნელოვანი ასპექტი, რომლებიც სხვა პეტროლოგიური მეთოდებით ძნელი გადასაწყვეტია. კერძოდ, ქანების საწყისი შედგენილობის საკითხი, რომელმაც იზო ან ალოქიმიური გარდაქმნა განიცადა გეოსინკლინური განვითარების სხვადასხვა სტადიაში, ნივთიერებათა თანმიმდევრული შეტანა და გატანა, აგრეთვე გეოსინ-



ნახ. 21. მეტამორფული ქანების სისტემატიკა ა. მარაქუშევის მიხედვით (1973).

მეტამორფული ქანების მოვარი ტიპების საშუალო ქიმიური შედგენილობა წინითი %-ით.  
 ა. მარაკუშუვის მხედვით (ტუბეზაჩა რაიონი)

№	ქანს სახელწოდება	წინითი პროცენტების ფარდობა														
		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	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	წინითი პროცენტების ფარდობა					
											K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	FeO	FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO		
1	სერპენტინოვანი ფიქსიტი	40,76	→	1,69	5,87	3,59	0,02	35,55	2,29	—	—	—	0,61	0,27	—	—
2	კუმიტინოვანი ფიქსიტი	44,97	0,07	8,82	8,77	32,62	0,23	8,03	1,00	—	—	—	3,72	5,15	—	—
3	ტალკოვანი ფიქსიტი	56,35	—	3,37	1,96	3,87	—	26,90	2,83	0,01	0,06	4,71	0,21	0,58	0,20	0,17
4	აქტინოლოვანი ფიქსიტი	52,36	0,25	2,18	2,52	4,87	0,03	22,10	12,21	0,03	0,10	3,11	0,06	1,93	0,33	0,30
5	ანტიფილიტოვანი ფიქსიტი	54,90	0,13	9,14	3,47	4,90	—	24,51	1,88	—	—	1,34	1,41	0,34	—	—
6	ამფიბოლიტოვანი ფიქსიტი	49,11	0,98	18,35	3,22	6,33	0,13	6,66	10,64	2,84	0,87	1,14	1,96	1,43	—	4,23
7	მუანტ ფიქსიტი და პორფიროვანი ფიქსიტი	45,67	1,69	15,22	3,02	8,10	0,17	4,43	10,42	2,53	1,04	4,09	0,23	2,68	1,50	2,43
8	პროქსიმიტი	50,04	1,58	10,99	3,28	6,83	1,0	3,86	19,09	1,04	1,26	1,13	0,21	2,02	2,62	0,83
9	გრანულური და ამფიბოლიტოვანი კომპლექსების	48,12	2,63	14,23	3,47	10,91	0,21	6,15	10,99	2,82	0,45	—	0,23	3,14	2,34	6,26
10	პროქსიმიტი და პორფიროვანი ფიქსიტი	48,36	0,38	17,25	1,69	4,72	0,13	12,98	12,39	1,71	0,17	—	0,11	2,79	0,49	10,05
11	კომპლექსების ჩანართები	45,39	0,51	18,57	2,78	5,91	0,19	14,53	10,4	1,31	0,48	—	0,96	2,13	0,60	0,27
12	ამფიბოლიტოვანი და პორფიროვანი ფიქსიტი და ამფიბოლიტოვანი ფიქსიტი	45,35	—	16,28	—	10,98	0,61	5,85	9,50	2,19	0,91	—	0,13	—	1,88	2,40
13	ოპტიკური ფიქსიტი (სილიკატიანი, გრანულიტიანი, კორდოვარიანი და სხვ.)	56,72	1,23	19,78	3,33	6,73	0,07	3,17	2,63	1,83	3,36	1,29	0,73	2,02	3,17	0,54

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
14	ანდლუხტოანი რქაულები	57,87	0,19	25,82	5,67	3,45	0,20	1,76	0,94	1,22	2,12	1,74	0,13	0,61	5,18	0,58
15	ქარსიანი ფუყე გეოსები	58,44	27,49	4,87	1,25	1,25	0,23	0,86	0,83	0,64	2,50	3,55	0,11	0,26	7,11	0,26
16	თხიანი ფიქლები	58,19	25,07	7,45	0,71	0,71	0,23	0,88	0,62	1,36	2,81	3,90	0,17	0,09	9,27	0,48
17	ჩატეფოიანი გნეოსები	63,41	0,58	17,04	1,56	2,04	—	2,20	3,97	4,43	3,31	0,96	0,45	1,30	1,64	1,34
18	პორფირიანი გნეოსები	66,72	—	13,63	7,61	—	—	2,21	4,54	2,18	2,87	0,07	0,49	—	3,44	0,76
19	ბორტ-მუსკოვიტოანი გნეოსები	68,28	0,69	14,81	2,63	3,06	0,04	2,19	1,15	3,23	2,87	1,43	0,37	1,16	2,60	1,42
20	სილაქანიტიანი გნეოსები	67,46	1,00	20,81	1,32	3,00	—	2,74	0,92	2,26	3,31	1,97	0,27	2,27	1,58	0,68
21	ქარსიანი ფიქლები	66,07	0,67	16,97	3,44	2,47	0,12	1,58	0,96	1,43	3,93	3,48	0,32	0,72	3,74	0,36
22	ფიქლები	64,86	0,72	16,29	2,16	3,69	0,11	2,17	1,22	2,13	3,20	3,03	0,33	1,70	2,46	0,67
23	კუბიკ-ოლივინიანი ფიქლები	61,76	0,90	17,66	1,34	5,42	0,12	2,48	1,23	2,12	3,05	2,99	0,30	4,04	2,73	0,73
24	ნიობიტიანი კვაოციტო-გეოსები	70,93	0,49	13,20	2,14	2,40	0,02	2,14	1,76	3,60	2,51	0,80	0,41	1,13	2,12	1,43
25	ქარსიანი კვარციტიანი გნეოსები	77,52	0,55	8,50	3,28	2,24	—	0,61	1,11	2,15	3,29	0,61	0,39	0,68	9,04	0,52
26	პორფიროიდები	77,87	0,11	11,40	1,35	0,68	—	0,27	0,37	2,72	4,71	0,68	0,65	0,50	7,27	0,58
27	გრანიტოციტები	74,30	0,19	13,15	0,75	1,04	0,04	0,49	1,21	4,12	3,68	0,95	0,59	1,39	3,73	1,12
28	გრანიტოციტოანი კვარციტიანი გნეოსები	72,17	0,55	13,32	0,72	2,94	0,04	2,16	2,64	3,02	2,66	0,51	0,42	4,08	1,69	0,87
29	ბუნდოვანები და ლუკტიანი	78,04	0,14	11,54	0,60	1,19	0,04	0,75	1,18	3,23	2,5	0,63	0,47	1,48	2,65	1,44
30	ქლორიტიანი ფიქლები	32,75	0,44	14,56	3,23	8,64	0,12	27,59	1,27	0,12	0,09	10,79	0,01	42,67	0,43	1,33
31	მაგნეტიტ-პერიოტიანი და ოლივინიანი ფიქლები	28,54	0,14	2,05	47,67	12,68	0,07	2,75	2,05	2,18	1,15	0,80	1,62	0,27	21,95	1,90
32	სპილენძი	49,06	1,60	14,97	—	11,20	0,19	5,69	7,22	4,23	0,77	5,60	0,33	—	—	5,49
33	გლუკოფანიანი ფიქლები	46,72	1,95	12,87	4,08	9,24	0,17	5,71	9,51	3,49	0,85	5,03	0,34	2,26	2,33	4,11
34	გლუკოფანიანი სარტულ-ბუსკიანი გნეოსები	46,99	0,25	14,55	4,30	8,86	0,08	9,22	10,68	3,18	0,88	0,62	0,28	2,08	1,43	3,66
35	ტეტე ამფიბოლიტი	49,58	1,82	17,18	2,49	7,69	0,08	5,98	9,62	3,44	1,28	1,24	0,27	3,10	1,70	2,69

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
36	კვარჩხი და რბეიტონი	49,51	0,14	3,53	30,95	4,25	0,02	1,62	0,54	9,30	0,46	0,23	2,76	0,14	21,73	20,22
37	სეიტონი და კლორტი	48,52	1,14	15,60	8,53	7,43	0,12	5,73	8,79	3,42	1,16	3,04	0,29	0,87	2,78	2,95
38	მუსკოტიანი ფიქლები	46,68	1,41	25,58	6,98	3,98	—	2,86	1,12	1,45	4,50	5,14	0,23	0,57	3,83	0,32
39	პრაგონტიანი ფიქლები	48,51	—	37,98	1,18	—	—	0,33	0,63	7,43	—	3,64	—	—	—	—
40	ფალოტიანი ფიქლები	57,52	—	19,39	1,86	0,06	—	3,56	7,17	10,20	—	0,63	0,53	0,03	0,54	10,00
41	კვარჩხი-მეფელინიანი კრისტალი	57,76	0,29	20,71	3,45	1,87	—	0,23	1,39	8,79	4,76	0,52	0,65	0,54	23,13	1,85
42	ტალური ფიქლები	55,79	0,41	11,84	10,28	6,21	0,01	2,83	2,38	6,96	0,81	2,12	0,66	0,60	5,83	8,59
43	ტანი ალბიტონი	65,00	0,44	16,13	3,16	2,39	—	1,62	0,52	10,12	—	0,89	—	0,76	3,43	—
44	რობეიტონი და არმედიტი	68,35	0,20	14,25	2,54	1,65	—	1,64	0,69	7,15	3,06	1,00	0,72	0,65	2,55	2,34
45	სონტიანი გნელები	67,46	0,54	14,65	2,47	2,14	0,06	1,48	1,97	3,98	4,23	1,24	0,56	0,87	3,11	0,94
46	ტუბი ქარსიანი გნელები	63,36	0,57	18,96	2,73	1,41	0,20	1,68	0,13	6,35	1,45	0,57	0,41	0,52	2,46	4,38



კლინის შემდგომი (გარეგოსინკლინური) განვითარება და სხვა საკითხები.

სხვადასხვა თიხიან ნალექებში ტუტეთა შედგენილობა ცვალებადია. ალპინოტიპური (ოფოლიტური) სარტყლების თიხიან ნალექებში ნატრიუმში ჭარბობს კალიუმს. უფრო გავრცელებულ თიხიან ნალექებში, რომლებიც გვხვდება დანალექ-ვულკანოგენურ გოსინკლინებში, ჭარბობს თიხები, რომლებშიც ნატრიუმი ნაკლები რაოდენობითაა. თვით ტერიგენულ გოსინკლინებში კალიუმის შემცველობა შედარებით მაღალია.

#### ზინაკალთა და ქანთა წარმოშობის ფიზიკურ-ქიმიური საფუძვლავი

ნივთიერების განვითარება დედამიწის ქერქის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვა სიჩქარით მიმდინარეობს. დედამიწის ქერქის გარკვეული უბნის „წყნარი“ მდგომარეობა, ზუსტად რომ ვთქვათ, მისი შენელებული განვითარება გეოლოგიური დროის გარკვეულ მონაკვეთში იცვლება სწრაფი განვითარებით, და პირიქით.

გეოლოგიური ფაქტორების გავლენით ქანების ქიმიური და მინერალური წონასწორობა პერიოდულად ირღვევა (ხდება მისი გადაადგილება). ქანების მისწრაფება გადაადგილებული წონასწორობის აღდგენისაკენ, ვლინდება სათანადო ქიმიური რეაქციებით. რაც აპირობებს ახალი მინერალური პარაგენეზისების წარმოქმნას. დედაქანების გარდაქმნის პროცესების გამომწვევ გეოლოგიურ ფაქტორებს ეკუთვნის: სხვადასხვა შედგენილობისა და კონსტრუქციის აღმავალი ხსნარები, ტემპერატურა და წნევა.

ჯ ბ ს ი ს ფ ა ზ ა თ ა წ ე ს ი. 1876 წელს ჯ. ჯიბსმა თერმოდინამიკის მეორე კანონის საფუძვლზე ჩამოაყალიბა ფაზათა წესი. თავის ძირითად ფორმულაში მან გვიჩვენა დახშული მრავალფაზიანი სისტემის ფაზათა რიცხვის ( $r$ ), კომპონენტების რიცხვის ( $k$ ) და თავისუფლების ხარისხის რიცხვის ( $n$ ) დამოკიდებულება წონასწორობის დროს.

ფაზა ეწოდება არაერთგვაროვანი სისტემის ერთგვაროვან ნაწილს, რომელიც შეიძლება სისტემიდან გამოიყოს მექანიკური წესით. დამოუკიდებელი  $k$  კომპონენტების რიცხვი არის სისტემაში ინდივიდუალურ ნივთიერებათა რიცხვი ქიმიური განტოლებების იმ რიცხვის გამოკლებით, რომლებიც ამ ნივთიერებებს აერთებს. ეს რიცხვი საშუალებას გვაძლევს აღვწეროთ სისტემის ყველა ფაზა. თავისუფლების ხარისხების რიცხვი  $n$  არის ინტენსიური თერმოდინამიკური ცვლადების პარამეტრების მაქსიმალური რაოდენობა ( $T; P; X$  კომპონენტების მთლიანი წილით გამოსახული კონცენტრაცია), რომელიც შეიძლება დამოუკიდებლად იცვლებოდეს გარკვეულ საზღვრებში წონასწორობაში მყოფი სისტემის ფაზების რიცხვისა და ხასიათის შეუცვლელად.

წონასწორობის დროს სისტემის მდგომარეობა, აგრეთვე ქიმიური პოტენციალი, დამოკიდებულია  $P, T$  და  $X$ -ზე, მაგრამ ზოგჯერ აუცილებელია გავითვალისწინოთ სხვა ფაქტორები, კერძოდ, ფაზათა გამყოფი ზედაპირის სიძრულე და სისტემის გრავიტაციული და ელექტრული ველები.

ჯიბსის ფაზათა წესის გამოსაყვანად განვიხილოთ სისტემა, რომელიც შედგება  $r$  ფაზებისაგან და  $k$  კომპონენტისაგან. წონასწორობის დროს თითოეული კომპონენტის ქიმიური პოტენციალები ( $\mu$ ) ყველა ფაზაში ტოლია, ე. ი.

$$\left. \begin{aligned} \mu_1' &= \mu_1'' = \dots \mu_1^r \\ \mu_2' &= \mu_2'' = \dots \mu_2^r \\ \mu_k' &= \mu_k'' = \dots \mu_k^r \end{aligned} \right\} k$$

რადგანაც ყოველ სტრიქონში შეიძლება შევადგინოთ ( $r-1$ ) დამოუკიდებელი განტოლება, ხოლო სტრიქონების რაოდენობა  $k$ -ს ტოლია, დამოუკიდებელ განტოლებათა ჯრიცხვი იქნება  $k(r-1)$ . თუ გავითვალისწინებთ, რომ ყოველი ფაზისათვის არის მდგომარეობის ერთი განტოლება, ხოლო ფაზების რიცხვია  $r$ , სისტემის განტოლებების საერთო რიცხვია  $k(r-1) + r$ .

ცვლადი პარამეტრების რიცხვი, რომლებიც ახასიათებს  $k$  კომპონენტების კონცენტრაციას  $r$  ფაზებში, უდრის  $kr$ . გარდა ამისა, დამოუკიდებელი ცვლადებია წნევა და ტემპერატურა. ამგვარად, ცვლადი სისტემების საერთო რიცხვია  $kr + 2$ .

თუ ცვლადების რიცხვს გამოვაკლებთ მათ დამაკავშირებელ განტოლებათა რიცხვს, მივიღებთ დამოუკიდებელ ცვლადთა ან თავისუფლების ხარისხთა რიცხვს, რომელსაც სისტემის ვარიანტობას უწოდებენ.

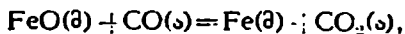
$$n = kr + 2 - [k(r-1) + r], \text{ ე. ი. } n = k + 2 - r.$$

აუცილებელია აღვნიშნოთ, რომ ჯიბსის ფორმულა სწორია წონასწორულა სისტემისათვის, ე. ი. იმ შემთხვევებისათვის, როცა სისტემის ყველა ფაზაში ტემპერატურა და წნევა ერთნაირია და ყოველი კომპონენტის ქიმიური პოტენციალი ტოლია.

ჯიბსის ფაზათა წესი შეიძლება შემდეგნაირად ჩამოვაყალიბოთ: თავისუფლების ხარისხთა რიცხვი ( $n$ ) წონასწორული თერმოდინამიკური სისტემისათვის, რომელზეც გარე ფაქტორებიდან მოქმედებს წნევა და ტემპერატურა, ტოლია  $k$  კომპონენტების რიცხვისა პლუს 2, მინუს ფაზათა რიცხვი.

განვიხილოთ წონასწორობაში მყოფი სისტემა  $\text{CaCO}_3(\text{მ}) = \text{CaO}(\text{მ}) + \text{CO}_2(\text{ა})$ , სადაც მ — მყარი ფაზაა, ა — აირული ფაზა, აქ  $k=2$ ,  $r=$

3;  $n=2+2-3=1$ , ე. ი. სისტემა ერთვარიანტულია. რკინის ქვეყანგის აღდგენითი რეაქციების დროს გვაქვს ორვარიანტული სისტემა



სადაც  $r=3$ ;  $k=3$ ;  $n=3+2-3=2$ .

ეს უკანასკნელი ნიშნავს, რომ მდგომარეობის სამი პარამეტრიდან ტემპერატურადან ( $T$ ), საერთო წნევიდან ( $P$ ) და აირული ფაზის შედგენილობიდან ნებისმიერად შეიძლება ავირჩიოთ მხოლოდ ორი. თუ, მაგალითად, მოცემულია  $T$  და  $P$ , მაშინ აირების კონცენტრაცია ერთმნიშვნელოვნად განისაზღვრება ამ განტოლების შესაბამისად:

$$C_p = P_{\text{CO}_2} : P_{\text{CO}} = (P - P_{\text{CO}}) : P_{\text{CO}},$$

სადაც  $C_p$  — წონასწორობის მდგომარეობა (ჯუხოვიცი, შვარცმანი, 1976).

მინერალოგიურ ფაზათა წესი. ვ. გოლდშმიტმა ჯიბსის ფაზათა წესი მიუხედავად მეტამორფული მინერალწარმოქმნის პროცესებს, რომლებშიც დედაქანები განიცდიან ტემპერატურისა ( $T$ ) და ლითოსტატიკური წნევის ( $P$ ) გავლენას. მინერალური ასოციაციები, მდგრადი მხოლოდ განსაზღვრული  $T$  და ( $n$ )  $P$ -ს დროს, არ შეიძლება იყოს ფართოდ გავრცელებული. სისტემის წონასწორობის მდგომარეობისათვის  $T$  და  $P$  განსაზღვრულ ინტერვალებში, თავისუფლების ხარისხთა რიცხვი ( $n$ ) უნდა იყოს ორის ტოლი ან მეტი. შესაბამისად,  $n = k + 2 - r \geq 2$ , სადაც  $k \geq r$ . ფლუიდური ფაზის არარსებობისას  $r$ -ს განსაზღვრავს მეტამორფული ქანების მთავარი ქანშაშენი მინერალების რიცხვი, ხოლო მისი არსებობის შემთხვევაში მინერალების რიცხვი შეესაბამება  $r-1$ . ამის საფუძველზე მინერალოგიურ ფაზათა წესი შეიძლება შედგენილიყოს ჩამოყალიბდეს: მეტამორფული პროცესების დროს დახშული სისტემის პირობებში, მთავარ ქანშაშენ მინერალთა  $r$  რიცხვი, რომლებსაც შეუძლიათ თანაარსებობა მდგრად წონასწორობაში  $T$ -სა და  $P$  განსაზღვრულ ინტერვალში, ტოლია ან ნაკლებია დამოუკიდებელი კომპონენტების რიცხვისა ( $k$ ).

დ. კორეინსკიმ (1955, 1957) ფაზათა წესი გაავრცელა მოძრავი კომპონენტების (მაგალითად,  $\text{H}_2\text{O}$  და  $\text{CO}_2$ ) ღია სისტემაზეც. იგი უპირობოდ ფართოდ გავრცელებულ შესჯდულებას, რომ თერმოდინამიკური წონასწორობის განხორციელება შესაძლებელია მხოლოდ დახშულ სისტემაში.

სისტემის  $T$ ,  $P$  პარამეტრები და სავსებით მოძრავი კომპონენტების ჯამური პოტენციალები ( $\mu$ ) დამოკიდებულია გარეგან პირობებზე. სისტემის შემადგენლები იცვლება გარეგანი პირობების ცვლასთან ერთად.

სავსებით მოძრავი კომპონენტების რიცხვი აღვნიშნოთ  $k_m$ , ხოლო ინტერვალში კომპონენტებისა —  $k_a$ -ით. წონასწორობის შესანარჩუნებლად გარეგანი პირობების გარეგულ ინტერვალში აუცილებელია, რომ  $n \geq 2 +$

$\vdash k_m$ . აქედან გამომდინარე,  $k = k_m \vdash k_s$ ;  $n = (k_m \vdash k_s) \vdash 2 - r \geq 2 \vdash k_m$ ;  $k_s > r$ .

დ. კორჩინსკის მინერალოგიურ ფაზათა წესი (ლია სისტემისათვის) შეიძლება შემდეგნაირად ჩამოვაყალიბოთ: მეტამორფული პროცესების დროს მთავარი მინერალების რიცხვი ( $r$ ), რომლებიც წონასწორობაშია ლია სისტემის პირობებში  $T$ ,  $P$ , და მოძრავი კომპონენტების ქიმიური პოტენციალების ( $\mu$ ) გარკვეულ ინტერვალებში, ტოლია ან ნაკლებია ინერტული კომპონენტების რიცხვზე.

მეტასომატური პროცესების დროს ცალკეული უბნის ფორულა ხსნარი შეიძლება იყოს განსხვავებული და ცვალებადი (ცვლადი) დროში, აღმავალი ხსნარებით. მაგალითად, Si, Na და K-ის სტადიური შემოტანის პირობებში. თუ ყველა ელემენტალურ უბანზე ხსნარის შედგენილობის შეცვლას მოჰყვება ქანის შედგენილობის სწრაფი ცვლილება. მაშინ შესაძლებელია ყველა ნებისმიერ ელემენტარულ უბანში დაეშვათ თერმოდინამიკური (მოზაიკური) წონასწორობის არსებობა, თუმცა მთლიანად მეტასომატური პროცესი არაწონასწორობა და შეუქცევადი იქნება.

მეტასომატური პროცესის დროს სათანადო საწყის ქანში მოზაიკური წონასწორობის დამყარება დასტურდება მეტასომატურად შეცვლილი ქანების მიკროსკოპული შესწავლით. იქ, სადაც აღმავალი ხსნარების ინტენსიური ცირკულაციისათვის სათანადო გეოლოგიური პირობები არსებობს, მეტასომატური პროცესი უფრო სწრაფად და სრულყოფილად მიმდინარეობს. როდესაც ხსნარის შედგენილობა განსაზღვრული დროის განმავლობაში უცვლელია, საწყისი მინერალების გარდაქმნის პროცესი წონასწორობის დამყარებამდე მიმდინარეობს. ამ ხსნარის მოქცედა ელემენტარული წონასწორობის უბანზე წონასწორობის გადაადგილებას არ გამოიწვევს, ხსნარი მას შეუცვლელად გაივლის; ხოლო ამავე სხეულის მეორე შეუცვლელ უბანზე ხსნარი განაგრძობს ქიმიურ ზემოქმედებას. ხსნარის შედგენილობის ან სხვა გეოლოგიური პირობების (თერმოდინამიკური პარამეტრების) შეცვლას თან სდევს წონასწორობის გადაადგილება.

მღვრადობის ცნება. იმისათვის, რომ სისტემა გამოვყავანოთ წონასწორობის მდგომარეობიდან, აუცილებელია გარემო პირობების შეცვლა. ეს შეიძლება განხორციელდეს ორი გზით. შედგენილობის შეცვლით, რომლის დროსაც ფაზიკური პარამეტრები ( $P, T, V$ ) უცვლელი რჩება და პარამეტრების შეცვლით, როდესაც ქანებს ქიმიური შედგენილობა არ იცვლება (ქიმიური შედგენილობის შეცვლაში იგულისხმება რაგორც ქიმიური პროცესებით გამოწვეული შეცვლა, ისე კომპონენტის გადასვლა ერთი ფაზიდან მეორეში).

მღვრადი წონასწორობის დროს ყველა უსასრულოდ მცირე ზემოქმედება იწვევს სისტემის მდგომარეობის ასევე უსასრულოდ მცირე ცვლილებას.

ბას, ხოლო ზემოქმედების ნიშნის შეცვლა იწვევს სისტემის ნიშნის შეცვლას. სისტემას, რომელშიც უსასრულოდ მცირე დარღვევა გაზრდასავე მიისწრაფს, ეწოდება არამდგრადი, ანუ მეტასტაბილური. ასეთებია, მაგალითად, გადაცივებული და გადამეტნაჯერი ხსნარები, რომლებშიც ერთი კრისტალის შეტანა კრისტალიზაციის პროცესის განვითარებას იწვევს. მეტასტაბილურ მდგომარეობაში (გარკვეულ პირობებში) მიიღება ნივთიერებანი, რომლებიც რამდენიმე კრისტალურ მოდიფიკაციას წარმოშობენ.

ჭიბნის აზრით, მეტასტაბილური ფაზა მდგრადია მხოლოდ „მეზობელი“ ფაზების მიმართ, რომლებიც თავისი თვისებებით მისგან უსასრულოდ მცირედ განსხვავდება. იგი არამდგრადია თუნდაც იმ ერთი ფაზის მიმართ, რომელიც მისგან განსხვავდება სასრული სიდიდის თვისებებით. მდგრადი ფაზა სტაბილურია, როგორც მიმდებარე (მეზობელი). ასევე არამიმდებარე ფაზების მიმართაც. საგელანსმთა ოსვალდის წესი, რომლის მიხედვითაც რამდენიმე ფაზური გადასვლის შემთხვევაში ნაკლებად მდგრადი მდგომარეობიდან ყველაზე მდგრადი მოდიფიკაცია კი არ წარმოიშობა, არამედ უაბლაესი, უფრო მდგრადი მოდიფიკაცია. წონასწორულ სისტემაში, რომელიც გვხვდება წყლის და ყინულის სახით, გარემოსთან სითბოს გაცვლისას წონასწორობა დაირღვევა. მის აღსადგენად კი აუცილებელია გალღვეს ყინული, ან წყალი გაიყინოს. თუ ეს სასრული სიჩქარით მოხდება, პროცესი შეუქცევადია, წინააღმდეგ შემთხვევაში — შექცევადი. უსასრულოდ მცირე ძალების მოქმედებით და მამასადამე, უსასრულოდ მცირე სისწრაფთ მიმდინარე პროცესი შეიძლება მიდიოდეს როგორც ერთი, ისე მეორე მიმართულებით.

**მეტამორფიზმის ფაქტორები.** ქანების მეტამორფული პროცესი ფლუიდების ( $P_H, P_C, P_S$ ) ზემოქმედებითაა გამოწვეული. ხშირად ისინი შეიცავენ სხვადასხვა ნივთიერებებს — სილაციუმს, ნატრიუმს, კალციუმს და სხვ., რომლებიც სიღრმული წარმოშობისაა და ალოქეტამორფიზმს (მეტასომატიზმს) იწვევენ.

მეტამორფიზმის ფაქტორებია ლათენტური წნევა ( $P_c$ ) და ტემპერატურა ( $T$ ). ქანების მეტამორფიზმს, რომას დროსაც წაყვანი როლი ენიჭება ტემპერატურას. ტემპერატურული (თერმული) ანუ კონტაქტური ეწოდება, ხოლო ამ პროცესში წარმოშობილ ქანებს — რქაქვები. ქანებში ტემპერატურა შეიძლება გაიზარდოს ინტრუზულ ან ეფუზიურ მაგმებთან მათა შეხებისას (საკუთარე კონტაქტური მეტამორფიზმი). მაღალტემპერატურული წყლის შემცველი ხსნარების მოქმედებით, აგრეთვე დედამიწის ქერქის გარკვეული ნაწილის დაძირვით. ნალექების ზოგჯერ 10 და მეტ კილომეტრზე დაძირვისას, ტემპერატურა იზრდება გეოთერმული გრადიენტის შესაბამისად. ამ დროს ტემპერატურასთან ერთად იზრდება წნევა, რაც განსაკუთრებით ინტენსიურია გეოსინ-

კლინებში: იგი გამოწვეულია ზემოთმდებარე ქანების დაწოლით, ამიტომ ასეთ წნევას ტვირთის, ან ლითოსტატიკურ წნევას უწოდებენ.

დედამიწის ქერქის შედარებით მაღალ ღონეებზე ქანებს, მათი დრეკადი თვისებების გამო, წნევისადმი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში წინააღმდეგობის გაწევის უნარი აქვთ. როცა წნევა მხოლოდ სიღრმეზეა დამოკიდებული, არ შეიძლება იგი გავაიგივოთ ჰიდროსტატიკურ წნევასთან.  $P = \rho gh$ , სადაც  $\rho$  — სიმძიმის ძალის აჩქარებაა, მ/წმ<sup>2</sup>;  $g$  — სითხის სიმკვრივე და  $h$  — მანძილი (სიღრმე) სითხის ზედაპირიდან, მ. რაც უფრო ადვილად განიცდიან ქანები დეფორმაციას (მაგალითად, მარილები), მით უფრო ნაკლები სიღრმეა საჭირო იმისთვის, რომ ტვირთის (ლითოსტატიკური) წნევა ჰიდროსტატიკური (თანაბრად განაწილებული) გახდეს.

მინერალური მარცვლების ზედაპირული დაკინძლობის გავლენა ხსნადობაზე. ფლუიდების (ხსნარების) ზემოქმედებით სხვადასხვა ზომის მარცვლების ხსნადობა და ქიმიური გარდაქმნა ზედაპირულ დაკიმულობაზეა დამოკიდებული. კერძოდ, დადგენილია, რომ სხვადასხვა ლითონის კრისტალების ზედაპირული ნაწილების დნობის საწყისი წერტილი რამდენიმე გრადუსით ნაკლებია ამავე ლითონის დნობის ტემპერატურაზე. ეს მოვლენა საშუალებას გვაძლევს გავარკვიოთ ზოგიერთი ჰეტეროგენული რეაქცია, რომლებიც დამახასიათებელია მეტამორფული პროცესებისათვის და გვიჩვენებენ, რომ ჰომოგენური ფაზის ნივთიერება შიგა და პერიფერიულ ნაწილებში სხვადასხვა ფიზიკურ პირობებში იმყოფება. ფაზის შიგნითა ნაწილში მოლეკულა, ატომი ან იონი სხვა ელემენტარული ნაწილაკების გარემოცვაში იმყოფება, რომელთა ჯამური გავლენა დაახლოებით ნულის ტოლად შეიძლება მივიჩნიოთ. ფაზის ზედაპირზე არსებული ნაწილაკი კი ორ ფაზას შორისაა მოთავსებული და ორივე მათგანის ზეგავლენას განიცდის.

წონასწორობის დასამყარებლად აუცილებელია ორივე ფაზის ზღვრული ნაწილაკების გადაწარმოება და ურთიერთმოქმედი ძალების გათანაბრება მოხდეს. მათემატიკურად დამტკიცებულია, რომ რაც უფრო მცირეა სიმრუდის რადიუსი ან მარცვლების ზომა, მით უფრო მეტია წნევა ფაზის შიგნით. ამ მოვლენას კომპონენტსა და ფაზის ქიმიურ პოტენციალთან პირდაპირი დამოკიდებულება აქვს. პოტენციალი მით უფრო დიდია. რაც მცირეა მარცვალთა ზომა. ამიტომ მცირე წვეთები მიწისწრაფიან გაერთიანებისაკენ, ე. ი. შექმნან მსხვილი წვეთი. ამავე მიზეზით ცრთსა და იმავე გამხსნელში ერთნაირი ტემპერატურისა და წნევისას მცირე ნაწილაკები ბევრად უფრო ადვილად იხსნება, ვიდრე მსხვილი. ამ მოვლენით აიხსნება მსხვილი პორფირობლასტების წარმოშობა მეტამორფულ და მეტასომატურ ქანებში (შემკრები კრისტალიზაცია).

შინაგანი ენერჯია. დედამიწის ქერქში მიმდინარე ქიმიური პროცესების

შესასწავლად იყენებენ თერმოდინამიკის ორ ცნობილ კანონს, რომლებიც არა მათემატიკური, არამედ ექსპერიმენტული გზითაა მიღებული. შემდგომში ამ კანონებიდან გამომდინარე, მრავალი დებულება მათემატიკური და ლოგიკური გარდაქმნებით ჩქნა გამოყვანილი.

თერმოდინამიკის პირველი კანონის მიხედვით, ენერჯის სხვადასხვა სახე ერთმანეთში გადადის ზუსტი ეკვივალენტური ფარლობით. ისინი მუდმივია, მიუხედავად იმისა, თუ რა გზით მიაღწია სისტემამ აღნიშნულ მდგომარეობას.

სისტემის მდგომარეობის შეცვლის პროცესს გარემოსა და სისტემის ენერჯის ხარჯზე შეიძლება თან სდევდეს სითბური, მექანიკური და სხვა ეფექტები. თუ  $\Delta E$  — სისტემის ენერჯის ცვლილებაა, მაშინ  $E$  — ე. წ. სისტემის შინაგანი ენერჯიაა, რომელიც ნაწილაკების (მოლეკულების ატომების, იონების და სხვ.) მოძრაობისა და ურთიერთქმედების შედეგია. რაოდენობრივად იგი დამოკიდებულია როგორც ნივთიერების მასასა და ხასიათზე, ისე გარემო პირობებზე.

შინაგანი ენერჯის აბსოლუტური მნიშვნელობის დადგენა შეუძლებელია. რადგანაც შეიძლება სისტემა აღმოჩნდეს იმ მდგომარეობაში, რომელშიც იგი უნერჯოდ იქნება. მაგრამ ეს არ იწვევს პრაქტიკულ უხერხულობას, რადგანაც ნებისმიერი პროცესის დროს ენერჯია იცვლება და შესაბამის განტოლებებში მხოლოდ ენერჯის ცვლილება შედის. ათვლა შეიძლება სისტემის ნებისმიერი მდგომარეობიდან დავიწყოთ, თუ მის ენერჯიას მივიღებთ ნულის ტოლად. სისტემის შინაგანი ენერჯის ცვლილება დამოკიდებულია არა შუალედ სტადიებზე, არამედ მის მდგომარეობაზე გარდაქმნის პროცესის დასაწყისსა და დასასრულში.

სისტემის მიერ შესრულებული  $W$  მუშაობა მიჩნეულია დადებითად (ამ დროს სისტემის შინაგანი ენერჯია მცირდება —  $\Delta E < 0$ ), ისევე, როგორც გარემოდან მიღებული ენერჯია, სითბოს  $Q$  სახით (ამ დროს სისტემის შინაგანი ენერჯია იზრდება,  $\Delta E > 0$ ). მაშინ სისტემის შინაგანი ენერჯის ცვლილება  $\Delta E = Q - W$ . ეს განტოლება გამოსახავს თერმოდინამიკის პირველ კანონს და სამართლიანია როგორც შექცევადი, ასევე შეუქცევადი პროცესებისათვის.

უსასრულოდ მცირე პროცესის დროს  $dE = \delta Q - \delta W$ . შინაგანი ენერჯია არის სისტემის მდგომარეობის ფუნქცია, ამიტომ  $dE$  არ არის დამოკიდებული პროცესის გზაზე და არის სრული დიფერენციალი.  $\delta Q$  და  $\delta W$  დამოკიდებულია პროცესის გზაზე და არ არის სრული დიფერენციალები. მხოლოდ გარეგანი წნევის საწინააღმდეგოდ შესრულებული მუშაობისას, რომელიც შეესაბამება მოცულობის ცვლილებას ( $dV$ ), მივიღებთ  $\delta W = PdV$ . თუ განტოლებაში  $dE$  მნიშვნელობას ჩავსვამთ, მაშინ მივიღებთ  $dE = \delta Q - PdV$ .

თუ პროცესში მოცულობა არ იცვლება (იზოქორული პროცესი),

ე. ი.  $dV = 0$ , მაშინ  $\delta Q_m = dE$ . ან სასრული ცვლილებისათვის  $\Delta Q = \Delta E$  და სისტემისათვის გადაცემული სითბო შინაგანი ენერჯიის ცვლილების ტოლია.

მუდმივი წნევით მიმდინარე (იზობარული) პროცესისათვის ( $P = \text{const}$ ), შეიძლება ჩაეწეროს  $\delta Q_m = d(E + PV) = dE + PV$  ფუნქციას ენტალპიას უწოდებენ. გვექნება  $\delta Q_m = dH$  ან  $\Delta Q_m = \Delta H$ , ე. ი. იზობარული პროცესის დროს სისტემისათვის გადაცემული სითბო ენტალპიის ცვლილების ტოლია. ამიტომ ენტალპიის ფუნქციას იზობარული პროცესისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს. საერთო შემთხვევაში (არაიზობარული პროცესების დროს)  $H$ -ის გადიფერენცირებით მივიღებთ  $dH = dE + PdV + VdP$ , ხოლო  $dE = \delta Q - PdV$  გათვალისწინებით გვექნება.

**შექცევადი პროცესები.** როგორც აღვნიშნეთ, პროცესს, რომლის პირობების უსასრულოდ მცირე ცვლილებით შეიძლება მისი მიმდინარეობის მიმართულების შეცვლა, შექცევადი ეწოდება. მაგალითად, პროცესი  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ , შექცევადია  $270^\circ\text{C}$  ტემპერატურისა და  $10^5$  პა  $\text{CO}_2$  წნევის პირობებში.  $P_{\text{CO}_2}$ -ის უმნიშვნელო ცვლილება ერთ ან მეორე მიმართულებით რეაქციის მსვლელობას გამოიწვევს სათანადო მიმართულებით.

მეორე მაგალითია წყალი და ყინული  $0^\circ\text{C}$  ტემპერატურის და ატმოსფერული წნევისას. ამ სისტემაში პროცესი შექცევადია. ტემპერატურის უმცირესი დაწვევა გამოიწვევს წყლის ნაწილის გაყინვას, ხოლო გაზრდისას გადნება ყინული.

ამგვარად, რეაქცია შექცევადია, როდესაც მისი პირობები უშუალოდ მცირედ განსხვავდება წონასწორობის პირობებისაგან. შექცევადი რეაქციის სიჩქარე უსასრულოდ მცირეა, მაგრამ მისი მნიშვნელობა ქანწარმოშობის პროცესისათვის მაინც დიდია.

**ენტროპია.** ეს ცნება 1865 წელს შემოიტანა გერმანელმა მეცნიერმა რ. კლაუზიუსმა. ენტროპია ერთ-ერთი თერმოდინამიკური ფუნქციაა. სისტემის ყოველ მდგომარეობას ენტროპიის გარკვეული მნიშვნელობა შეესაბამება. ნებისმიერი თავისთავადი შეუქცევადი პროცესის ენტროპია

დიფერენციალური განტოლებით გამოისახება —  $dS > \frac{\delta Q}{T}$ , შექცევადი პროცესისათვის ენტროპიის ფორმულა იქნება  $dS = \frac{\delta Q_{\text{შექც}}}{T}$ , სადაც  $\delta Q$  სით-

ბოს რაოდენობაა, რომელიც სისტემის მდგომარეობის უსასრულოდ მცირე სიდიდით შეცვლისთვისაა აუცილებელი,  $T$  — აბსოლუტური ტემპერატურაა.

იზოლირებულ სისტემებში შექცევადი პროცესების ენტროპია მუდმივი რჩება, ხოლო შექცევადში — იზრდება. აღსანიშნავია, რომ გარე სასტემის ზემოქმედებით სხეულის ენტროპია შეიძლება შემცირდეს, მაგ-



რამ ორივე სისტემის ერთდროული განხილვისას (გარე სისტემა — სითბო) ენტროპიის შემცირება შეუძლებელია.

იზოლირებულ სისტემაში თავისთავადი პროცესები მიმდინარეობს მხოლოდ ენტროპიის გაზრდით, ეს შეიძლება ვაჩვენოთ სითბოს ცვლის მაგალითზე სისტემის  $A_1$  და  $A_2$  ნაწილებს შორის. დავუშვათ, რომ  $T_1$  და  $T_2$  ამ ნაწილების ტემპერატურებია და  $T_1 < T_2$ : რადგანაც სითბო ცხელი სხეულიდან გადაეცემა ცივს, ამიტომ  $A_2$  სხეული გასცემს. ხოლო  $A_1$  სხეული შეიძენს  $Q$  სითბოს, ამ დროს  $A_1$  სხეულის ენტროპია შეიცვლება  $\frac{Q}{T_1}$  სიდიდით, ხოლო  $A_2$  სხეულისა კი  $-\left(-\frac{Q}{T_2}\right)$ -ით. სისტემის ენტრო-

პიის ცვლილება ტოლი იქნება  $\left(\frac{Q}{T_1} - \frac{Q}{T_2}\right)$ . რადგანაც  $T_1 < T_2$ , ცვლილება დადებითია და სისტემის ენტროპია გაიზრდება. წონასწორობის დროს ენტროპია თავის მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს, რაც დამახასიათებელია მოცემული წონასწორული სისტემისათვის. როგორც უკვე აღვნიშნეთ შექცევად პროცესებში  $dS = \frac{\delta Q}{T}$ , საიდანაც  $\delta Q = TdS$ . თუ  $\delta Q$  მნიშვნელობას ჩავსვამთ შინაგანი ენერჯის ფორმულაში, მივიღებთ, რომ  $dE = TdS - PdV$ . ამ უკანასკნელი და ენტროპიის წინა განტოლებიდან შეიძლება გამოვიყვანოთ, რომ შექცევადი პროცესებისათვის  $dH = TdS + VdP$ . ადვილი შესამჩნევია, რომ შინაგანი ენერჯის ცვლილება, როდესაც  $V = \text{const}$  და ენტროპიის ცვლილება  $P = \text{const}$ . შექცევადი პროცესებისათვის  $TdS$  ტოლია.

შინაგანი ენერჯის თერმოდინამიკური მნიშვნელობა საკმაოდ ნათელია. რასაც ვერ ვიტყვი ენტროპიაზე. ენტროპიის ინტერპრეტაციისათვის სტატისტიკურ მექანიკას მიმართავენ. ამ უკანასკნელის კანონებიდან გამომდინარე, ცდილობენ სისტემის ცალკეული ნაწილაკების დინამიკური თვისებებით განსაზღვრონ მისი ქცევა, შემოაქვთ ფუნქცია, რომელსაც ენტალპიის თვისებები აქვს — სისტემის მდგომარეობის თერმოდინამიკური ალბათობა.

სხეულის ან სისტემის დინამიკური მდგომარეობის განსასაზღვრავად აუცილებელია ვიცოდეთ თითოეული მოლეკულის მდგომარეობა და მოძრაობა. თერმოდინამიკური მდგომარეობა განისაზღვრება პარამეტრების მცირე რიცხვით — ტემპერატურით. წნევით და სხვ. ამგვარად, ერთ თერმოდინამიკურ მდგომარეობას შეესაბამება დინამიკური მდგომარეობათა (მიკრომდგომარეობა) ძალიან დიდი რიცხვი. ამ რიცხვს, მოცემული თერმოდინამიკური მდგომარეობის ალბათობა ან უბრალოდ თერმოდინამიკური ალბათობა ეწოდება, თუმცა იგი ფაქტიურად პროპორციულია, მაგრამ არ უდრის ამ ალბათობას. უნდა აღინიშ-

ნოს, რომ მათემატიკური ალბათობისაგან განსხვავებით, რომელიც  $0-1$  ფარგლებში იცვლება, თერმოდინამიკური ალბათობა დიდი რიცხვია-სტატისტიკური მოსაზრებებით, სისტემის ყველაზე მდგრადი მდგომარეობა ისეთი იქნება, რომელსაც სისტემის მოცემული ენერჯისათვის ყველაზე მეტი ალბათობა ექნება. ამგვარად, სისტემაში უნდა არსებობდეს გარკვეული ფუნქციური დამოკიდებულება თერმოდინამიკური მდგომარეობის მახასიათებლებს — ენტროპიასა და ალბათობას შორის. ეს დამოკიდებულება დაადგინა ლ. ბოლცმანმა. მას ნივთიერების ერთი მოლისათვის აქვს შემდეგი სახე:  $S = k \ln W$ , სადა  $k$  ბოლცმანის მუდმივაა, რომელიც ტოლია: გაზების  $R$  მუდმივა გაყოფილი გრამმოლეკულაში მოლეკულების რაოდენობაზე ( $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ჯ} \cdot \text{°C}^{-1}$  ან  $1,38 \cdot 10^{-16}$  ერგ.  $\text{°C}^{-1}$ ). ამგვარად, ენტროპია მდგომარეობის ალბათობის ლოგარითმის პროპორციულად იზრდება.

განვიხილოთ მონოკრისტალი, რომელიც იზომორფულ მინარევებს და კრისტალურ სისტემაში დეფექტებს არ შეიცავს. აბსოლუტურ  $0^\circ$  ტემპერატურაზე, ასეთი კრისტალის ნაწილაკები უძრავია, მათი სიჩქარე ნულის ტოლია, თითოეული ნაწილაკის კოორდინატები მესრის მუდმივებით ზუსტადაა განსაზღვრული (სისტემა მთლიანად მოწესრიგებულა). ამ შემთხვევაში არსებობს სისტემის ერთადერთი მიკრომდგომარეობა ( $W=1$ ) და, აქედან გამომდინარე,  $S = k \ln W = k \ln 1 = 0$ . ეს არის ნერსტ-პლანკის კნობილი პოსტულატი — სრულყოფილი კრისტალის ენტროპია აბსოლუტური ნულის ტოლია. ტემპერატურის გაზრდასთან ერთად ნაწილაკები იწყებენ მოძრაობას (სისტემა უფრო მოწესრიგებულ ხდება, რადგან ნაწილაკების ნაწილი მესერში იცვლის თავის ფიქსირებულ მდგომარეობას), რაც ენტროპიას ზრდის. დნობის წერტილში კრისტალურ მესერში ნაწილაკები მთლიანად გამოდიან თავისი მდგომარეობიდან და თითქოს ქაოსურ მოძრაობას იწყებენ სითხეში. ენტროპია კიდევ უფრო იზრდება. ამგვარად, თანაბარი ტემპერატურის პირობებში სითხის სათანადო ენტროპია კრისტალის ენტროპიაზე მეტია. შესაბამისად, თერმოდინამიკის მეორე კანონის ფორმულირება სისტემის (ნებისმიერი შექცევადი პროცესის დროს ენტროპია იზრდება) მოცემულ შემთხვევაში შეიძლება განვიხილოთ, როგორც სისტემის მისწრაფება უფრო მოუწესრიგებელი მდგომარეობისაკენ.

პარციალური მოლური თერმოდინამიკური სიდიდეები. მარილის წყალხსნარის მოცულობა არ შეესაბამება მარილისა და წყლის ჯამურ მოცულობას, რაც აღებული იყო ხსნარის მოცემული რაოდენობის მოსაზრებლად, რადგანაც მანძილები მარილისა და წყლის ნაწილაკებს შორის იცვლება. წყალში მარილის პარციალური მოლური მოცულობა, ათვლილი მარილას 1 მოლზე, განისაზღვრება როგორც დიდი რაოდენობის გამხსნელის მოცულობის შეცვლა ხსნარში მცირე რაოდენობის მარილის დამა-

ტებით უცვლელი წნევისა და ტემპერატურის დროს. პარციალურ მოლურ მოცულობას შესაძლებელია განსხვავებული მნიშვნელობები ჰქონდეს; იყოს დადებითი, ნულოვანი და უარყოფითი.

გახსნის პროცესში შეიძლება გამოვლინდეს თერმული ეფექტი — სითბოს გამოყოფა ან შთანთქმა, რაც ენტროპიას შეეცვლის. გახსნილი მარილის ხელახლა გამოყოფა ხსნარიდან პირობების უსაზღვროდ მცირე ცვლილებებით შეუძლებელი იქნება.

პარციალური მოლური მოცულობა  $V_i$  და პარციალური მოლური ენტროპია  $S_i$  ხსნარის კომპონენტისა, შეიძლება გამოისახოს შემდეგნაირად

$$V_i = \left( \frac{\partial V}{\partial x_i} \right)_{p, T, x_j}; \quad \bar{S}_i = \left( \frac{\partial S}{\partial x_i} \right)_{p, T, x_j}$$

სადაც  $j \neq i$ .

იმ გაზის პარციალური მოლური სიდიდეები, რომელიც ერთი ნივთიერებასაგან შედგება, თავისუფალ მდგომარეობაში სათანადო მოლური სიდიდეების ტოლია, რომლებიც ყოველთვის დადებითია.

საერთოდ,  $V_i$  და  $S_i$  — პარციალურ მოლურ სიდიდეებს — პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ცვლადი  $P$  და  $T$  დროს  $i$  კომპონენტის ქიმიური პოტენციალის შეცვლა შეესაბამება წნევის  $V_i$ -ჯერ გაზრდას მუდმივი ტემპერატურის დროს, ან ტემპერატურის შეცვლას  $S_i$  რიცხვჯერ გაზრდის მუდმივი წნევის დროს. თუ  $V_i$  დადებითი სიდიდეა, მაშინ  $i$  კომპონენტის ქიმიური პოტენციალი წნევის გაზრდასთან ერთად იზრდება. თუ  $S_i$  დადებითია, მაშინ ქიმიური პოტენციალი ტემპერატურის გაზრდით მცირდება და პირიქით.

ხსნარის კომპონენტის ქიმიური პოტენციალი მისი კონცენტრაციის გაზრდასთან ერთად ყოველთვის იზრდება.

**მოლური წილები.** თუ ფაზა შეიცავს პირველი კომპონენტის  $x_1$  მოლს, მეორე კომპონენტის  $x_2$  და ა. შ.,  $c$  კომპონენტის  $x_c$  მოლს, მაშინ  $x_i$ -ს კომპონენტის მოლური წილი ფაზაში გამოისახება

$$x_i = \frac{x_i}{x_1 + x_2 + \dots + x_c} = \frac{x_i}{\sum_i x_i}; \quad \sum x_i = 1.$$

ფაზის ყველა კომპონენტის მოლური წილების ჯამი ყოველთვის 1-ის ტოლია.

თუ  $\bar{V}_1, \bar{V}_2, \dots$  კომპონენტის პარციალური მოლური მოცულობებია, მაშინ ფაზის ჯამური მოცულობა იქნება  $V = \sum x_i \bar{V}_i$ . საშუალო მოლური მოცულობა ან ფაზის ( $V_m$ )-ის მოცულობა, რომელიც ერთ მოლს შეიცავს, შეიძლება გამოისახოს განტოლებით

$$V_m = \frac{V}{\sum_i x_i} = \frac{\sum_i x_i \bar{V}_i}{\sum_i x_i} = \sum_i X_i \bar{V}_i,$$

რადგანაც  $\frac{x_i}{\sum_i x_i} = X_i$  — კომპონენტის მოლური წილია.

ანალოგიურად მივიღებთ  $S_m = \sum_i X_i S_i$ , აქ  $S_m$  — ფაზის ენტროპია,

რომელიც ერთ მოლს შეიცავს (საშუალო მოლური ენტროპია).

ღია სისტემები. დახშულ სისტემაში თითოეული კომპონენტის რაოდენობა თანაბარია. თუ რომელიმე  $i$  კომპონენტის  $x_i$  მოლელების რიცხვი სისტემაში ნივთიერების შეტანით ან გატანით იცვლება, მაშინ შინაგანი ენერგია თითოეული კომპონენტის რაოდენობის ცვლილების შესაბამისად შეიცვლება. ზემოთ მოყვანილ განტოლებაში ნაჩვენები იყო ფუნქციური დამოკიდებულება  $E$ ,  $S$  და  $V$ :  $dE = TdS - PdV$ , რომელიც განსახილველ შემთხვევაში შეიძლება ჩავწეროთ ასე:  $E = E(S, V, X_i)$ ; ეს ნიშნავს, რომ სისტემის შინაგანი ენერგია სისტემის ენტროპიის, მისი მოცულობისა და თითოეული კომპონენტის მოლელების რიცხვის ფუნქციაა.

$E$ -ს შეცვლა მოცულობის, ენტროპიისა და შედგენილობის ერთდროული ცვლილების შედეგად გამოისახება განტოლებით

$$dE \left( \frac{\partial E}{\partial V} \right)_{S, X_i} dV + \left( \frac{\partial E}{\partial S} \right)_{V, X_i} dS + \sum_i \left( \frac{\partial E}{\partial X_i} \right)_{S, V, X_j} dX_i,$$

სადაც  $\Sigma$  სისტემის ყველა კომპონენტის მიხედვით შეჯამებას აღნიშნავს,  $x_i$  ყველა კომპონენტის მოლელების რიცხვია  $i$  კომპონენტის გამოკლებით.

$\frac{\partial E}{\partial S}$  — კერძო წარმოებული  $E$  მოცემული ცვლადი სიდიდის მიხედვით

სხვა ცვლადების მუდმივობის დროს.

თუ  $dX_i = 0$ , უკანასკნელი განტოლება ასეთ სახეს მიიღებს

$$dE = \left( \frac{\partial E}{\partial V} \right)_{S, X_i} dV + \left( \frac{\partial E}{\partial S} \right)_{V, X_i} dS.$$

რადგანაც  $dE = TdS - PdV$ , ამიტომ  $\left( \frac{\partial E}{\partial V} \right)_{S, X_i} = -P$ ;  $\left( \frac{\partial E}{\partial S} \right)_{V, X_i} = T$ .

ამრიგად, შესაძლებელია  $T$ -სა და  $P$ -ს თერმოდინამიკური განსაზღვრა.

$\mu_i = \left( \frac{\partial E}{\partial X_i} \right)_{S, V, X_j}$  სიდიდეს ან ენერგიის  $E$  კერძო წარმოებულს  $X_i$

მოცემული კომპონენტის მოლელების რიცხვის მიხედვით, როცა  $S$ ,  $V$  და  $X_j$  — დანარჩენი კომპონენტების მოლელების რიცხვი უცვლელია, ჩავიხსნა ქიმიური პოტენციალი უწოდა. შესაბამისად, ქიმიური პოტენციალი არის მოცემული ფაზის ენერგიის  $E$  ნამატი მუდმივი  $S$ -ისა და  $V$ -ს დროს, როდესაც ხსნარის უსასრულოდ დიდ რაოდენობას ემატება მოცემული კომპონენტის 1 მოლი.

მოცემულ დამოკიდებულებათა შედეგად შეიძლება დავწეროთ გან-

ტოლება  $dE = TdS - PdV + \sum \mu_i dx_i$ , სადაც  $S, V, x_i$  ექსტენსიობის ან ტევადობის პარამეტრებია.

$P, T$  და  $\mu_i$  მუდმივობისას განტოლების გაინტეგრირების შედეგად ვღებულობთ  $E = TS - PV - \sum \mu_i X_i$ . მივიღოთ  $\sum \mu_i X_i = G$ . ეს არის თერ-

მოდინამიკური პოტენციალი — ჯიბის თავისუფალი ენერგია ან იზობარულ-იზოთერმული პოტენციალი, რადგანაც  $P = \text{const}$  და  $T = \text{const}$ . იგი შეიძლება ჩამოვაყალიბოთ ასე: სისტემის თავისუფალი ენერგია ტოლია ყოველი კომპონენტის ქიმიური პოტენციალის იმავე სისტემის ყოველი კომპონენტის მოლების რიცხვზე ნამრავლთა ჯამისა.

ერთი მოლის შემცველი ერთკომპონენტური სისტემისათვის ან კომპონენტის ერთი მოლისათვის გვექნება  $G = \mu_i$ . ამრიგად, სუფთა შენაერთის ქიმიური პოტენციალი მისი თავისუფალი ენერჯიის ტოლია 1 მოლზე გადათვლით.

ზემოთ მოყვანილი განტოლების საფუძველზე ჯიბის თავისუფალი ენერჯიისათვის შეიძლება დაწვეროთ  $G = E - VP - TS$ . რადგანაც  $H = E + VP$ , ამიტომ  $G = H - TS$ . თავისუფალი ენერჯიის ცვლილება კი იზობარულ-იზოთერმულ პროცესში გამოიხატება ასე:  $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$ .

ქიმიური პოტენციალის სიდიდე. გარდა შინაგანი ენერჯიის განტოლებისა, გამოიყვანება სხვა თერმოდინამიკური ფუნქციების განტოლებებიდანაც. მაგალითად

$$\mu_i = \left( \frac{\partial E}{\partial X_i} \right)_{S, V, X_j} = \left( \frac{\partial H}{\partial X_i} \right)_{S, P, X_j} = \left( \frac{\partial F}{\partial X_i} \right)_{V, T, X_j} = \left( \frac{\partial G}{\partial X_i} \right)_{P, T, X_j}$$

სადაც  $H$  — ენტალპიაა,  $F$  — ჰელმჰოლცის თავისუფალი ენერგია.  $F = E - TS = G - PV$ . იზოთერმული პროცესისათვის  $dF = dE - TdS$ ,  $\Delta F = \Delta E - T\Delta S$ .

როგორც უკვე აღვნიშნეთ. თავისთავადი პროცესებისათვის  $\Delta S > 0$ . ე. ი. ენტროპია იზრდება და წონასწორობის მიღწევისას მაქსიმალური ხდება, ამიტომ თავისუფალი ენერჯიისათვის ( $F = U - TS$ ) წინა განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ თავისთავადი პროცესებისათვის  $dF < 0$ , ე. ი. ჰელმჰოლცის თავისუფალი ენერგია (იზოკარულ-იზოთერმული პოტენციალი) მცირდება და წონასწორობის მიღწევისას თავის მინიმალურ მნიშვნელობას აღწევს. თანახმად განტოლებისა

$$dE = \delta Q - \delta A \quad (\text{თერმოდინამიკის პირველი კანონი})$$

და

$$dS \geq \frac{\delta Q}{T} \quad (\text{თერმოდინამიკის მეორე კანონი}),$$

ტემპერატურის მუდმივობის პირობებში

$$\delta A \leq TdS - dE = -d(E - TS) = -dF.$$

თავისუფალი ენერჯის ცვლილება ( $dF$ ) განისაზღვრება მხოლოდ სისტემის საწყისი და საბოლოო მდგომარეობებით. მუდმივი მოცულობის დროს  $\delta A = pdl' = 0$ , თავისუფალი ენერჯის ცვლილება  $dF \leq 0$ .

ამრიგად, სისტემის იზოქორულ-იზოთერმული პოტენციალი მუდმივი  $V$  და  $T$ -ს დროს წონასწორული პროცესების დროს არ იცვლება, ხოლო შეუქცევადი პროცესის დროს მხოლოდ ელემენტარულად. ამ ცვლილების სიდიდე პროცესის მიმდინარეობის „სასარგებლო მუშაობის“ ტოლია. ანალოგიურად, ჯიბის თავისუფალი ენერჯის ცვლილება თავისუფალი იზობარულ-იზოთერმული პროცესისათვის (მუდმივი  $P$  და  $T$  დროს) უარყოფითი სიდიდითა და „სასარგებლო მუშაობის“ ტოლია. —  $\Delta E$  და  $-\Delta H$  — პროცესის სითბური ეფექტებია, ხოლო მუდმივი მოცულობისა და წნევის დროს, წარმოებული  $TdS$  სითბოა, რომელიც შთაინთქმება (შეუქცევადი ენდოთერმული პროცესის დროს) ან გამოიყოფა (შეუქცევადი ეგზოთერმული პროცესის დროს) და რომლის საშუალებითაც შენარჩუნებულია იზოთერმულობა.

ქიმიური პოტენციალის ძირითადი თვისებები და წონასწორობის პირობები. ნებისმიერი თავისთავად მიმდინარე პროცესისათვის, რომლის დროსაც  $P$  და  $T$  მუდმივებია,  $dG < 0$ .  $T$  და  $P$ -ს მუდმივობის პირობებში  $i$  კომპონენტის  $dX_i$  მოლელების  $\alpha$  ფაზიდან  $\beta$  ფაზაში გადატანისას მოხდება თავისუფალი ენერჯის შეცვლა, რაც გამოისახება ფორმულით

$$dG = - \left( \frac{\partial G^\alpha}{\partial X_i} \right)_{P, T, X_j} dX_i + \left( \frac{\partial G^\beta}{\partial X_i} \right)_{P, T, X_j} dX_i.$$

ზემოთ მოყვანილი განტოლების შესაბამისად ქიმიური პოტენციალებსათვის გვექნება

$$dG = -\mu_i^\alpha dX_i + \mu_i^\beta dX_i.$$

თავისთავადი შეუქცევადი პროცესისათვის  $dG < 0$ , აქედან გამომდინარე,  $\mu_i^\alpha > \mu_i^\beta$ . ეს მიგვანიშნებს იმაზე, რომ  $i$  კომპონენტის  $\alpha$  ფაზიდან  $\beta$  ფაზაში თავისთავადი გადასვლისას აუცილებელია მისი ქიმიური პოტენციალი  $\alpha$  ფაზაში მეტი იყოს, ვიდრე  $\beta$  ფაზაში. მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ წყალი, რომელიც ორთქლდება მაშინ, როდესაც მისი ქიმიური პოტენციალი თხევად ფაზაში უფრო მეტია, ვიდრე აირულში. თუ კომპონენტი არ გადადის ერთი ფაზიდან მეორეში, ეს ნიშნავს, რომ ორივე ფაზა  $i$  კომპონენტთან წონასწორულ მდგომარეობაშია. როგორც ჩანს, აქ ქიმიური პოტენციალი ისეთივე როლს ასრულებს როგორც ტემპერატურა სითბოს გადაცემისას. წონასწორობის პირობა გამოისახება ფარდობით  $\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta$ ; აქედან გამომდინარე, წონასწორული სისტემის კომპონენტის ქიმიური პოტენციალი ყველა ფაზაში ერთნაირია.

ანალოგიურად, ქიმიური რეაქციის წონასწორობის პირობაა  $\nu_A A + \nu_B B + \dots = \nu_L L + \nu_M M + \dots$  იქნება  $\nu_A \mu_A + \nu_B \mu_B + \dots = \nu_L \mu_L + \nu_M \mu_M + \dots$ , სადაც  $\nu_A, \nu_B, \dots, \nu_L, \nu_M, \dots = A, B, \dots, LM$ , ნივთიერებათა სტექიომეტრიული კოეფიციენტებია.

ქიმიური რეაქცია  $P$ -სა და  $T$ -ს მუდმივობის დროს თავისთავად მიმდინარეობს მარცხნიდან მარჯვნივ იმ შემთხვევაში, როცა განტოლების მარცხენა ნაწილში მოთავსებული კომპონენტების თავისუფალი ენერგია მეტია, ვიდრე მარჯვენა ნაწილში მოთავსებული კომპონენტების ენერგია.

ზემოთ მოყვანილი განტოლების თანახმად ( $G = \sum_i \mu_i X_i$ ), რეაქციის მარცხნიდან მარჯვნივ მიმდინარეობის პირობა შეიძლება შემდეგნაირად გამოისახოს.

$$\nu_A \mu_A + \nu_B \mu_B + \dots > \nu_L \mu_L + \nu_M \mu_M + \dots$$

წონასწორობის პირობებში განტოლების ორივე მხარე ერთნაირი იქნება,

ჯიბს-დოუგემის განტოლება. ამ განტოლების გამოსაყვანად აუცილებელია  $G = E + PV - TS$  [განტოლების დიფერენცირება. მივიღებთ  $dG = dE - TdS - SdT + PdV + VdP$ , სადაც  $dE$  განისაზღვრება განტოლებით  $dE = TdS - PdV + \sum_i \mu_i dX_i$ ,  $G = \sum_i \mu_i X_i$  განტოლების დიფერენცირებით მივიღებთ  $dG = \sum_i \mu_i dX_i + \sum_i X_i d\mu_i$ .

თუ მხედველობაში მივიღებთ  $dE^a$  და  $dG^a$  მნიშვნელობებს, მივიღებთ დოუგემის განტოლებას

$$-VdP + SdT + \sum_i X_i d\mu_i = 0.$$

ამ გამოსახულების  $\sum_i X_i$ -ზე გაყოფით, მივიღებთ ჯიბს-დოუგემის განტოლებას ხსნარის 1 მოლისათვის

$$-V_m dP + S_m dT + \sum_i X_i d\mu_i = 0.$$

ეს განტოლება გვიჩვენებს, თუ როგორ იცვლება ქიმიური პოტენციალი ტემპერატურისა და წნევის ცვლილების შედეგად.

თუ სისტემა შედგება მყარი, თხევადი და აირული ფაზებისაგან, თითოეული მათგანისათვის შეიძლება ზემოთ მოყვანილი ტიპის განტოლების დაწერა. თუ ფაზების  $r$  რიცხვი წონასწორობაშია ყველა კომპონენტთან, მაშინ ყოველი ფაზის თითოეული კომპონენტის ქიმიური პოტენციალი ერთნაირი იქნება. მივიღებთ განტოლებათა  $r$  რიცხვს, რომლებიც შეიცავენ  $K+2$  ცვლადს:  $T, P, \mu_1, \dots, \mu_k$ .

თუ  $\alpha$  ფაზა შედგება ერთი კომპონენტისაგან, მაშინ

$$-VdP + SdT + d\mu = 0.$$

მუდმივი ტემპერატურისას ( $dT=0$ ) და ცვლადი წნევისას  $d\mu = VdP$  ან  $Y = \left(\frac{d\mu}{dP}\right)_T$ ; ხოლო ცვლადი ტემპერატურისა და მუდმივი წნევის დროს

$$(dP=0), d\mu = -SdT \text{ ან } -S = \left(\frac{d\mu}{dT}\right)_P.$$

ქიმიური პოტენციალის ცვლილების გამომსახველი ზოგადი განტოლება მუდმივი შედგენილობის ფაზის ყოველი  $i$  კომპონენტისათვის ტემპერატურისა და წნევის ცვლებადობის პირობებში შეიძლება გამოისახოს ასე:

$$\left(\frac{\partial\mu_i}{\partial P}\right)_{T, X_i} = \frac{\partial^2 G}{\partial P \partial X_i} = \left(\frac{\partial V}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} = \bar{V}_i, \text{ რადგანაც } \left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T = V;$$

$$\left(\frac{\partial\mu_i}{\partial T}\right)_{P, X_i} = \frac{\partial^2 G}{\partial T \partial X_i} = \left(-\frac{\partial S}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} = -S.$$

$$\text{რადგანაც } \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = -S.$$

ქიმიური პოტენციალის ვარიაციის უფრო ზოგადი სახის განტოლებას, რომელიც ითვალისწინებს შედგენილობის ცვლებადობას, შემდეგი სახე ექნება

$$\begin{aligned} d\mu_i &= \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial P}\right)_{T, X_j} dP - \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial T}\right)_{P, X_j} dT + \sum_i \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dX_i = \\ &= \bar{V}_i dP - \bar{S}_i dT + \sum_i \left(\frac{\partial\mu_i}{\partial X_i}\right)_{P, T, X_j} dX_i. \end{aligned}$$

ამ განტოლებით შეიძლება განვსაზღვროთ მყარი ფაზის ხსნადობა განსხვავებული ტემპერატურებისა და წნევების დროს.

თერმოდინამიკისა და ფიზიკური ქიმიის საფუძვლების გამოყენება პეტროლოგიაში. პეტროლოგიაში ფართოდ გამოიყენება თერმოდინამიკისა და ფიზიკური ქიმიის ძირითადი დებულებანი, მისი თეორიული და პრაქტიკული ამოცანების გადასაკრელად. ეს განსაკუთრებით ნათლად გამოჩნდა გრანიტების (გრანიტოიდების) შესწავლისას — იმ ქანებისა, რომელსაც ევტექტიკურის მსგავსი მარტივი მინერალური შედგენილობა აქვთ, და რომლებიც ფართოდაა გავრცელებული დედამიწის ქერქში.

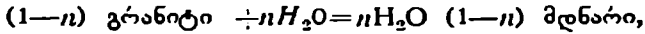
ქვემოთ მოყვანილი გრანიტის დნობის ანალიზის მაგალითი საშუალებას გვაძლევს შევაფასოთ თერმოდინამიკის თანამედროვე აპარატის



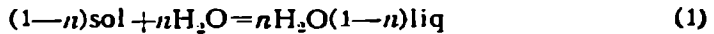
გამოყენების უეჭველი მიზანშეწონილობა პეტროლოგიის აქტუალური საკითხების გადასაკრელად.

გრანიტების ღნობის ან კრისტალიზაციის პროცესი  $T-PS-P_{H_2O}-P_{CO_2}-P_{O_2}$  რეჟიმის დადგენაში მდგომარეობს.

ზოგად შემთხვევაში გრანიტების წონასწორული ღნობა მიმდინარეობს შემდეგი რეაქციით



ან თუ მივიღებთ საყოველთაოდ ცნობილ აღნიშვნებს  $sol$  — გრანიტი (მყარი სხეული),  $liq$  — მღნარი (სითხე);



$$\mu_{H_2O}^{liq} = \mu_{H_2O}^{II}$$

სადაც  $f_l$  ორთქლის ფაზაა  $n = x_{H_2O}^{liq}$ .

თუ  $n > 0$ , მაშინ სისტემა დახშულია და  $P_{H_2O} = P_s$

$P_{H_2O}$ -ს გაზრდა გამოიწვევს წონასწორობის ტემპერატურის შემცირებას, რაც შეიძლება გამოისახოს შემდეგი განტოლებებით

$$\Delta V dP_{H_2O} - \Delta S dT = 0, \quad (2)$$

$$\Delta V V^{liq} - nV_{H_2O}^{II} - (1-n)V^{sol}, \quad (3)$$

$$\Delta S = S^{liq} - nS^{II} - (1-n)S^{sol}, \quad (4)$$

სადაც  $\Delta V$  — მშრალი გრანიტის ღნობის მოცულობითი ეფექტია,  $\Delta S$  — გრანიტის ღნობის ენტროპიული ეფექტი წყლის მონაწილეობით.

ევტექტური გრანიტის ღნობის მრუდის ასაგებად აუცილებელია ვიცოდეთ  $dP_s/dt$  წარმოებული, რომლის ზუსტი ექსპერიმენტული მონაცემები არ გავაჩნია. ამ წარმოებულის გასაანგარიშებლად მშრალი გრანიტის (წყალს არ შეიცავს) და მისი მღნარის თერმოდინამიკური თვისებების მიხედვით უნდა განვსაზღვროთ წყლით გაჯერებული გრანიტის თვისებები და ავაგოთ  $P_s-t$  დიაგრამა.

ევტექტურ გრანიტს ო. ტატლისა და ნ. ბოუენის მონაცემებით, წყლის წნევის დაახლოებით  $10^8$  პა (1000 ბარი) პირობებში აქვს შემდეგი შედგენილობა (წონით %-ში): ალბიტი ( $Ab$ )—36,8, ორთოკლაზი ( $Oz$ )—26,4 და კვარცი ( $Qz$ )—36,8. რაც შეიძლება გამოვსახოთ ასე:  $Ab_{36,8} Or_{26,4} Qr_{36,8}$ .

დაეუშვათ, რომ ასეთი შედგენილობის გრანიტი არ შეიცავს მინარევებს და შედგება მხოლოდ  $Na_2O$  (მოლ. წონა 61,994),  $K_2O$  (მოლ. წონა 94,2),  $Al_2O_3$  (მოლ. წონა 101,94) და  $SiO_2$  (მოლ. წონა 60,06) ამ შემთხვევაში გრანიტში ტრიდიმიტის ( $Tr$ ) არსებობის შესაძლებლობას არავითარი მნიშვნელობა არა აქვს.

თუ ვიცით  $Ab$  (524),  $Or$  (556) და  $Qz$  (60,06) მოლეკულური წონები, შეიძლება განესაზღვროთ თითოეული კომპონენტის მოლების რიცხვი

$$X_i = \frac{P_i}{\mu_i},$$

სადაც  $X_i, P_i$  და  $\mu_i$  შესაბამისად  $Ab, Or$  და  $Qz$ -ის მოლების წონითი პროცენტი და მოლეკულური წონაა. მოლების მოცემული რიცხვის გადათვლით ევტექტური გრანიტის I მოლზე, მის შედგენილობას მივიღებთ მოლეკულური ფორმულის სახით:  $0,096Ab \cdot 0,064Or \cdot 0,840Qz$ . გრანიტის მოლეკულური წონა, გამოთვლილი მისი ქიმიური შედგენილობის მიხედვით, ზემოთ მოყვანილის მსგავსად 64,354 მ-ის ტოლია. დავუშვათ, რომ  $M^{sol} = M^{IIq}$ .

მყარი ევტექტური გრანიტის მოლეკულური მოცულობა

$$V^{sol} = M^{sol} : \rho^{sol} = 64,354 : 2,603 = 24,723 \frac{\text{სმ}^3}{\text{მოლ}}, \quad (5)$$

სადაც  $P^{sol}$  — მყარი გრანიტის სიმკვრივეა.

$V^{sol}$  შეიძლება გამოითვალოს გრანიტის შემადგენელი მინერალების მოლეკულური მოცულობებიდანაც

$$V^{sol} = 0,096 V_{AB} + 0,064 V_{Or} + 0,84 V_{Qz}. \quad (6)$$

(5) და (6) ფორმულების მიხედვით გადათვლილი მოლეკულური მოცულობები, ჩვეულებრივ, კარგ შესაბამისობაშია. მაგალითად, 64,354 მოლეკულური წონის ევტექტური გრანიტის მოლეკულური მოცულობა 600—1000° ტემპერატურის ინტერვალში (მოლეკულური მოცულობა დამოკიდებულია  $M^{sol}$ -ზე — მყარი გრანიტის მოლეკულურ წონაზე), გადათვლილი (6) ფორმულით, 25,69-დან 26,97 სმ<sup>3</sup>/მოლ-მდე და (5) ფორმულით გამოთვლილისაგან განსხვავდება 3—9%-ით.

ევტექტური გრანიტის მდნარს, რა თქმა უნდა, აქვს შედარებით დიდი მოლეკულური მოცულობა, ე. ი.  $V^{sol} \neq V^{IIq}$ ;  $V^{IIq}$  გადათვლა შეიძლება ადიტიურობის (მიმატების) წესით, პარციალური მოლური მოცულობების გამოყენებით, რომლებიც შეიმუშავა ა. აპენმა (1975)

$$V^{IIq} = \sum_m X_i' V_i, \quad (7)$$

სადაც  $X_i' = X_i$  — ქანგულების შემცველობაა გრანიტში ი, რომლის შედგენილობაა  $0,096Ab \cdot 0,064Or \cdot 0,840Qz$  მოლებში,  $V_i$  კი ქანგულების პარციალური მოლური მოცულობებია.

მდნარის] მოლეკულური მოცულობა, გადათვლილი (7) ფორმულით, გვაძლევს 28,137 სმ<sup>3</sup>/მოლ სიდიდეს, 1250°-ს დროს (ქანგულების მოლური მოცულობების პარციალური მნიშვნელობების ტემპერატურება)

მონაცემები უფრო მცირე (გრანიტის მდნარისათვის) და უფრო დიდი (მშრალი გრანიტისათვის) ტემპერატურებისათვის შეიძლება მიღებულ იქნეს  $V_{1250}^{liq} = 28,137$  სიდიდის ექსტრაპოლაციის დროს სითბური გაფართოების კოეფიციენტების ერთნაირი მნიშვნელობების პირობებში, liq- და sol-სათვის:

$$\left(\frac{\partial \bar{V}^{liq}}{\partial T}\right)_p \approx \left(\frac{\partial V^{sol}}{\partial T}\right)_p.$$

$V^{liq}$  გამოთვლა და ექსტრაპოლაციის მონაცემები ზოგიერთ ტემპერატურამდე მოცემულია მე-10 ცხრილში.

ცხრილი 10

შუარი გრანიტის და მისი მდნარის (M-64, 354 გ) მოლეკულური მოცულობის ანგარიში

ენგეულები	$X_i$	$V_i$	$X_i V_i$	ექსტრაპოლაცია		
				$t$ C	$V^{sol}$	$V^{liq}$
SiO <sub>2</sub>	0,849	26,68	23,135	1250	27,03	28,16
				600	25,7	26,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,076	40,40	3,07	1100	27,00	28,13
				700	25,73	26,86
Na <sub>2</sub> O	0,045	20,20	0,909	1000	26,97	28,10
				600	25,69	26,82
K <sub>2</sub> O	0,030	34,10	1,023	900	26,93	28,06

შესაბამისად, (2) და (3) განტოლებებისათვის შეიძლება გამოვთვალოთ

$$\Delta \bar{V}_{1250} = \bar{V}_{1250}^{liq} - V_{1250}^{sol} = 28,16 - 27,03 = 1,13 \frac{\text{სმ}^3}{\text{მოლი}}, \quad (8)$$

სადაც  $\Delta \bar{V}_{1250}$  და  $\bar{V}_{1250}^{liq}$  შესაბამისად დნობის მოცულობითი ენთალპია და მშრალი გრანიტის მდნარის მოცულობაა.

ენთალპიური გრანიტის და მისი მშრალი მდნარის მოლეკულური ენთალპიების გადათვლა შემდეგი ეტაპია და შეიძლება მოვასწინოთ ფორმულებით:

$$S_T^{sol} = X_{Ab} S'_{Ab} + X_{Or} S'_{Or} + X_{Oz} S'_{Oz} = \sum_{Ab}^{Oz} X_i S'_i; \quad (9)$$

$$S_T^{liq} = \sum_{Ab}^{Oz} X_i S_i'' - R \sum_{Ab}^{Oz} \ln X_i, \quad (10)$$

სადაც  $S'_i$  გრანიტის შემადგენელი მინერალების ენთალპიაა, ხოლო  $S_i''$  — მისი შემადგენელი მდნარების ენთალპია. იმის გამო, რომ ამ უკანასკ-

ნელთათვის ზუსტი მონაცემები არ გვაქვს, სარგებლობენ  $S''$ ; სიდიდებთ  $Ab, Or, Qz$  შედგენილობის მიწებისათვის.

(10) განტოლება ახასიათებს რეგულარული ხსნარის თვისებებს ( $\Delta H \neq 0$ , ხოლო  $\Delta S = \Delta S$  იდეალურს), რომელსაც სილიკატური მდნარების უმეტესი ნაწილი მიეკუთვნება. ამიტომ  $S_T^{Iiq}$  შეიძლება ცნობარების მონაცემებით გამოითვალოს.

რ. რობიმ და დ. ვალდბაუმმა შემოგვთავაზეს ალბიტის, სანიდინის, კვარცისა და იმავე შედგენილობის მიწების ენტროპიები, რომელთა მიხედვით შესაძლებელია  $S_T^{Iiq}$ -ს გამოთვლა  $950^\circ$ -ზე,  $P_c = 10^5$  პა (1 ბარი)  $64,354$  მოლეკულური წონის ევტექტური შედგენილობის გრანიტისათვის ( $0,096 Ab . 0,064 Or . 0,840 Qz$ )

$$X_i S_{\text{წი}}^{\text{წი}} = 34,984, \text{ ხოლო } X_i S_{\text{წი}}^{\text{Iiq}} = 37,153.$$

(10) განტოლების გამოყენებით მივიღებთ  $S_T^{Iiq}$  მნიშვნელობას, რომელიც  $37,667$  ე. ე. ტოლია და მაშინ

$$\Delta \bar{S} = \bar{S}^{\text{Iiq}} - S^{\text{წი}} = 2,683 \text{ ე. ე.},$$

სადაც  $\Delta \bar{S}$  — შშრალი გრანიტის დნობის ენტროპიული ეფექტია.

შესაბამისადაა მიღებული კლაუზიუს — კლაიპერონის განტოლების მარჯვენა შემადგენელი, რომლითაც შეიძლება გამოვთვალოთ წარმოებულ

$$\frac{dP_s}{dT_s} : \frac{dP_s}{dt} = \frac{\Delta \bar{S}}{\Delta \bar{V}} = \frac{41,837 \times 2,683}{1,13} = 99,33 \text{ ბარ } C^\circ. \quad (11)$$

აქ  $41,837$  არის  $4,18$  კჯ/1 კალ/მოლ-ის სმ<sup>3</sup> ბარ/მოლ-ში გადაყვანის კოეფიციენტი. მაგრამ ყველაფერი ზემოთ თქმული სამართლიანია იმ შემთხვევაში, თუ მდნარში არ არის წყალი, რაც შეუძლებელია. გრანიტის მდნარში წყლის არსებობა, როგორც ცნობილია, ძლიერ გავლენას ახდენს დნობის პროცესზე (კრისტალიზაციაზე), რაც ზემოთ არ იყო გათვალისწინებული.

ვიდრე გადავიდოდეთ წყლის გავლენის განხილვაზე, უნდა აღვნიშნოთ, რომ მრავალრიცხოვანი გამოკვლევებით დამტკიცებულია,  $[H_2O(V_{Iiq}^{\text{Iiq}})]$ , პარციალური მოლური მოცულობა და წყლით გაჯერებული მდნარის მოცულობა ( $V_{Iiq}^{\text{Iiq}}$ ), პრაქტიკულად არ არის დამოკიდებული სილიკატური მდნარის შედგენილობაზე, რადგანაც საშუალებას გვაძლევს გრანიტის შემადგენელი ერთ-ერთი მინერალისათვის დადგენილი ექსპერიმენტული მონაცემები გამოვიყენოთ. ყველაზე დამაჯერებელია შემდეგი დამოკიდებულებები:

$$V_{H_2O}^{liq} \text{ და } V^{liq}, T\text{-სა და } P_{H_2O}\text{-საგან } \left( \frac{\text{სმ}^3}{\text{მოლი}} \right)$$

$$V_{H_2O}^{liq} = 10,98 + 0,962t + 0,1005t^2 - 0,00199t^3 - \\ - P_{H_2O}(0,530 + 0,2031t + 0,00158t^2) + 0,00396 P_{H_2O}^2 + \\ + P_{H_2O}^3(0,078 + 0,01144t); \quad (12)$$

$$V^{liq} = 109,76 + 0,082t + 0,0312t^2 - 0,00131t^3 - \\ - 0,328 P_{H_2O} - 0,0104t P - 0,00038t^2 P_{H_2O}, \quad (13)$$

სადაც  $t$  ტემპერატურის მოცემული სიდიდის მესამედი ნაწილია, °C,  $P_{H_2O}$ — წყლის წნევა, კბარ.

ეცტეპტური გრანიტის მდნარში წყლის პარციალური მოცულობა და ენტროპია დაკავშირებულია შემდეგი თანაფარდობით

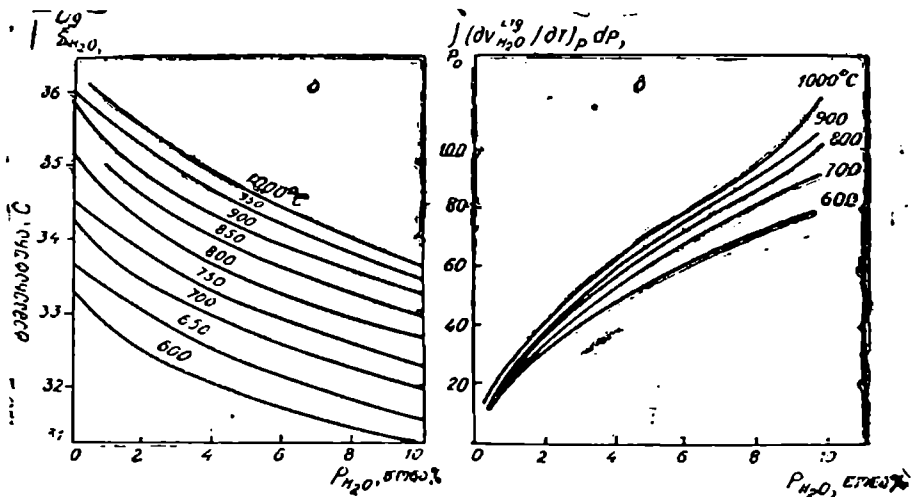
$$(S_{H_2O}^{liq})_T^P = (S_{H_2O}^{liq})_T^0 - \int_1^{P_{H_2O}} \left( \frac{dV_{H_2O}}{dt} \right) dP_{H_2O} \quad (14)$$

მაგრამ თხევადი წყლის ენტროპიის  $(S_{H_2O}^{liq})_T^0$ , განსაზღვრა მაღალი ტემპერატურების დროს შეუძლებელია, ამიტომ ენტროპიის მნიშვნელობის ექსტრაპოლაცია 700—1200° ტემპერატურის ინტერვალში გამოიყენება, რომელშიც ენტროპიის მნიშვნელობები იცვლება მცირე საზღვრებში (34, 65—36,8 ე. ე.). ამ მნიშვნელობების მხედველობაში მიღებით, 22ა ნახაზზე წყლის პარციალური მოლური ენტროპიის დამოკიდებულებების იზოთერმები მოყვანილია ალბიტის მდნარში  $P_{H_2O}$ -საგან, ე.ი.  $S_{H_2O}^{liq}$  დამოკიდებულება  $t$ -სა და  $P_{H_2O}$ -საგან (ცხრ. II), ხოლო 22 ბ ნახაზზე  $S_{H_2O}^{liq}$  სიდიდის შესწორება წნევის 600—1000°C ინტერვალში.

ცხრილი 11

წყლის პარციალური მოლური ენტროპიები ალბიტის მდნარში  
მაღალი წნევის დროს

$P_{H_2O}$ კბარ	ტემპერატურა, °C								1000
	600	650	700	750	800	850	900	950	
0,5	32,96	33,44	33,95	34,36	34,72	35,12	35,5	35,76	36,05
1	32,75	33,24	33,75	34,12	34,5	34,9	35,25	35,53	35,8
1,5	32,6	33,1	36,56	33,96	34,32	34,72	35,05	35,16	35,6
2	32,45	32,95	33,4	33,8	34,15	34,56	34,9	35,2	35,42
3	32,2	32,7	33,12	33,5	32,85	34,25	34,6	34,88	35,12
4	32,	32,44	32,9	33,27	33,62	34,0	34,32	34,6	34,85
5	31,82	32,28	32,7	33,05	33,4	33,72	34,1	34,36	34,6
6	31,68	32,1	32,52	32,84	33,2	33,56	33,9	34,17	34,36
7	31,55	31,92	32,35	32,68	33,05	33,36	33,7	33,95	34,15
8	31,43	31,76	32,2	32,5	32,68	33,2	33,52	33,76	33,95
9	31,3	31,62	33,05	32,4	32,74	33,05	33,37	33,60	33,76
10	31,2	31,52	31,92	32,28	32,6	32,9	33,2	33,4	33,6



ნახ. 22. წყლის პარციალური ენტროპია ალბიტის მდნარში. ა — დამოკიდებულება  $S_{H_2O}^{liq}$ , ლ და  $P_{H_2O}$ -გან; ბ — შესწორება წნევის სიდიდეზე  $S_{H_2O}^{liq}$  600—1000°C ტემპერატურის ინტერვალში.

(3) და (4) განტოლებების გამოყენებით შეიძლება გამოეთვალოთ წარმოებული

$$\frac{dP_{H_2O}}{dt} = \frac{\Delta S}{\Delta V} \quad (15)$$

ამ განტოლებებში  $S^{liq}$  და  $V^{liq}$  სიდიდეები შესაბამისად ინტეგრალური მოლური ენტროპიის და გრანიტის მდნარის მოცულობას აღნიშნავენ.

$S^{liq}$  — დაკავშირებულია პარციალურ მოლურ სიდიდეებთან ( $S_i^m$ ) მუდმივი  $T$ -სა და  $P$ -ს შემთხვევაში ფარდობით

$$S_T^{liq} = \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i \bar{S}_i^m - R \sum_{Ab}^{Qz} \chi_i \ln \chi_i \quad (16)$$

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, იმის გამო, რომ  $V^{liq}$  ნაკლებადაა დამოკიდებული მდნარის შედგენილობაზე, პარციალური მოლური მოცულობა  $V_{liq}^m \approx 0$ . მაშინ

$$S_{liq}^m = S_{liq} - R \ln [\chi_{H_2O}^{H_2O} (1 - \chi_{H_2O})^{1 - \chi_{H_2O}}] \quad (17)$$

მაგრამ ეს განტოლება მხოლოდ მდნარის ჰარბი ენტროპიის ( $S_{liq}^m$ ) ცოდნის შემთხვევაში ამოიხსნება; მისი განსაზღვრა მდნარში, რომელიც თავისი თვისებებით იდეალურ ხსნართან ახლოსაა ( $V_{liq}^m \approx 0$ ), საკმაო სიზუსტით შეუძლებელია.

ამ მდგომარეობიდან გამოსავალი განსაზღვრული  $I$  და  $P_{H_2O}$ -ს დროს

ერთგვარი ფიქტიური სიდიდის  $\bar{S}_{\text{liq}}^m$ -ის პოვნაა იმ განტოლებით, რომელიც შეიძლება მივიღოთ (2) ფორმულაში (3) და (4) ფორმულებიდან სიდიდეების ჩასმით და შემდგომი გაინტეგრალებით

$$\bar{S}_{\text{liq}}^m = \frac{[\chi_{\text{H}_2\text{O}}(V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}} - V_{\text{H}_2\text{O}}) + (1 - \chi_{\text{H}_2\text{O}})(V^{\text{liq}} - V^{\text{sol}})]P_{\text{H}_2\text{O}}}{41,837(t - 950^\circ\text{C})} + \chi_{\text{H}_2\text{O}}(S_{\text{H}_2\text{O}} - S_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}) + (1 - \chi_{\text{H}_2\text{O}})(S^{\text{sol}} - S^{\text{liq}}). \quad (18)$$

ამ განტოლებაში მშრალი გრანიტის დნობის ტემპერატურაა  $950^\circ\text{C}$ , ხოლო  $S_{\text{H}_2\text{O}}$  და  $V_{\text{H}_2\text{O}}$  — წყლის ორთქლის მოცულობა და მოლური ენტროპია მოცემული ტემპერატურებისა და წნევების დროს.

$$\chi_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{41,837(t - 950)(\bar{S}^{\text{liq}} - S^{\text{sol}} + \bar{S}_{\text{liq}}^m) + P_{\text{H}_2\text{O}}(V^{\text{sol}} - \bar{V}^{\text{liq}})}{P_{\text{H}_2\text{O}}(V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}} - \Delta\bar{V}) - 41,837(t - 950)(S_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}} - S_{\text{H}_2\text{O}} - \Delta\bar{S})} \quad (19)$$

ჩვეულებრივ მდნარში რაოდენობა მოცემულია წონით პროცენტში. უფრო მოსახერხებელია მოვიყვანოთ წყლის მოლური წონის და მისი პროცენტული შემცველობის ( $N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$ ) ურთიერთდამოკიდებულება

$$\chi_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}} = \frac{3,573N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}}{100 + 2,573N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}}, \quad (20)$$

$$N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}} = \frac{28\%_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}}{1 - 0,720\%_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}}. \quad (21)$$

ზემოთ მოყვანილ განტოლებათა დახმარებით ევტექტიური გრანიტის დნობის თერმოდინამიკური პარამეტრები შეიძლება გამოვთვალოთ ( $M = 64,354$  გ) წყლის მონაწილეობის დროს (ცხრ. 12) (პეტროგრაფია 1976).

ცხრილი 12

ევტექტიური გრანიტის დნობის ზოგიერთი თერმოდინამიკური პარამეტრი წყლის ორთქლის მონაწილეობის დროს (ო. ტატლის და ნ. ბოუენის მიხედვით)

პარამეტრი	განზომილების ერთეული	900°C	725°C	665°C	635°C	615°C
$P$	ბარი	200	10000	30000	60000	10000
$S_{\text{H}_2\text{O}}$	ე. ე.	46,494	30,896	35,67	33,41	31,89
$V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	სმ <sup>3</sup> მოლ <sup>-1</sup>	25,8	20,9	16,8	14,0	12,7
$V_{\text{H}_2\text{O}}$	სმ <sup>3</sup> მოლ <sup>-1</sup>	475,56	67,518	28,278	21,690	18,810
$S_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	ე. ე.	35,63	33,990	32,91	31,88	31,26
$\bar{S}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	ე. ე.	36,200	33,25	32,25	31,45	31,05
$S^{\text{sol}}$	ე. ე.	34,25	31,2	30,25	29,54	29,22
$\chi_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	წილი	0,033	0,145*	0,240	—	—
$N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	წონ. %	0,952	4,445	8,2	—	—
$\bar{S}_{\text{H}_2\text{O}}^m$	სმ <sup>3</sup> . ბარი	—0,080	—0,273	—0,385	0,110	0,505
$S_{\text{H}_2\text{O}}$	°C. წილი	—	—	—	—	—
$\chi_{\text{H}_2\text{O}}$	წილი	0,0353	0,145	0,238	0,340	0,412
$N_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}$	წონ. %	1,0151	4,5297	8,0197	12,5914	16,387

\* განაზღვრულია  $t' = t + 15^\circ\text{C}$  დროს

წინამდებარე ნაწილში მოყვანილი მასალა, რომელიც დაწერილია ამ დარგის სპეციალისტის ომარ მარდალავიშვილის მიერ, ზოგად წარმოადგენს იძლევა კვლევის მათემატიკური მეთოდებისა და მათემატიკური მოდელირების პრინციპების შესახებ. მას ამ მეთოდების სრულყოფილი აღწერის პრეტენზია არა აქვს.

კვლევის ფიზიკურ - ქიმიური მეთოდების შესაძლებლობათა მკვეთრმა ზრდამ და ელექტრონულ-გამოთვლითი ტექნიკის განვითარებამ უკანასკნელი მეოთხედი საუკუნის განმავლობაში გამოიწვია კვლევის მათემატიკური მეთოდების ფართო დანერგვა ბუნების შემსწავლელ მეცნიერებათა ყველა დარგში, მათ შორის გეოლოგიაშიც.

მათემატიკური მეთოდების გამოყენების აუცილებლობა გეოლოგიური მონაცემების დამუშავებისა და განზოგადების დროს სულ უფრო და უფრო მწვავედ იგრძნობა ისეთ დისციპლინებში, როგორცაა: პეტროგრაფია, ლითოლოგია, პალეონტოლოგია, სტრატოგრაფია, სტრუქტურული გეოლოგია და სხვა, რომლებიც ადრე ითვლებოდა წმინდა აღწერილობით დისციპლინებად. გეოლოგიურ ორგანიზაციებში განუწყვეტლივ გროვდება უამრავი ემპირიული მასალა ქანთა და მადნების მინერალური და ქიმიური შედგენილობის შესახებ. გარდა ამისა, ფიზიკური, სამთო-ტექნიკური, ტექნოლოგიური და სხვა თვისებათა მთავარი მონაცემები. წლიდან წლამდე ეს მასალა იზრდება, ხოლო ემპირიული მონაცემების ანალიზისა და განზოგადების ვიზუალური მეთოდები ვერ უზრუნველყოფენ ამ მასალიდან საჭირო ინფორმაციის ამოკრეფას, რის გამოც გეოლოგიური კვლევების შეცნობის შესაძლებლობანი ქვეითდება და იწვევს გეოლოგიურ-საძიებო სამუშაოთა ეფექტიანობის დაქვეითებას.

გეოლოგიის „მათემატიზაციის“ თანამედროვე ეტაპზე გამოიყენება მათემატიკის სხვადასხვა დარგებიდან ნასესხები უამრავი მეთოდი, რომელთაგან დ. როდინოვი (Р. А. Родинов и др., 1977) გამოყოფს შემდეგ ძირითად მიმართულებებს (მეთოდებს): 1. განაწილების კანონების შეფასებისა და გეოლოგიური ინფორმაციის „შეყურსვის“ (შეკუმშვის), 2. ერთ-და მრავალგანზომილებიან განაწილებათა პარამეტრების შემოწმების, 3. თვისებების კომპლექსის მიხედვით გეოლოგიური ობიექტების განკერძოებისა (განცალკევებისა) და კლასიფიკაციის, 4. ურთიერთ-შესადარებელი გეოლოგიური ობიექტების განმასხვავებელ ინფორმაციულ თვისებათა კომბინაციის ძებნის, 5. კორელაციურ-რეგრესული ანალიზისა, რომელიც გამოიყენება დამატებითი ინფორმაციის ამოსაკრებად. 6. ტრენდანალიზისა, რომლებიც გამოიყენება პროგნოზულ გეოლოგიურ ამოცანათა მონაცემების დამუშავებისას, 7. „სახეთა შეცნობის“ სტოხასტიკური და ევრისტიკული მეთოდები, რომლებიც გეოლოგიური ობიექტების დიაგნოზისა და კლასიფიკაციის ამოცანებში გამოიყენება, 8.



სტატისტიკური და პროგრამირების მრავალფეროვანი მეთოდები (სტრატეგიულ-დიფერენციალური, ბიასის ამოხსნები, თამაშების, კონფლიქტური სიტუაციების რეფლექსური ანალიზის), რომლებიც გამოიყენებიან გეოლოგიური კვლევების მართვის ამოცანებში, 9. ინფორმაციულ-ლოგიკური სისტემების კვლევისა, 10. ცუდად განსაზღვრული მატრიცების ამოხსნისა, რომლებიც გამოიყენება გეოქიმიაში სტატისტიკური კრიტერიუმების მდგრადობის პრობლემის გადასაწყვეტად.

ცხადია, რომ კვლევის მიზნის შესაბამისად ზემოთ ჩამოთვლილი ყველა მეთოდის გამოყენება შეიძლება პეტროგრაფიაშიც. ამისათვის უნდა შეირჩეს გეოლოგიური პროცესის ან მოვლენის შესაბამისი ჰათემატიკური მოდელი, შემდეგ კი მისი გამოყენებით უნდა გადაწყდეს დასმული ამოცანა. უ. კრამბეინი (У. Крамбейн, М. Кауфман, Р. Мак-Конек, 1973) გეოლოგიაში მოდელირებას წარმოგვიდგენს როგორც მრავალი ეტაპისაგან შემდგარ თანმიმდევრულ პროცესს. რომლის ყველა სტადიაში მოწმდება მოდელის ვარგისიანობა საწყის მონაცემებთან შესაბამისობის მიხედვით. საწყისი ეტაპის ძირითადი ამოცანაა გეოლოგიური ამოცანის დაყენება, რომელიც შეიძლება იყოს როგორც ძალიან ვიწრო და კონკრეტული, ასევე ძალიან ზოგადი და ერთობ არამკვეთრად ფორმულირებული. შემდეგ ჩვეულებრივ, აყალიბებენ ერთ, ან რამდენიმე „სამუშაო ჰიპოთეზას“, რომლებიც შეიძლება განვიხილოთ როგორც „კონცეპტური“ (ცნებითი) მოდელები და რომლებიც აზრობრივად შეესაბამებიან შესასწავლ გეოლოგიურ პროცესს ან მოვლენას. გამოყოფენ განაზომთა იმ ტიპებს, რომლებიც საშუალებას იძლევიან გადაწყდეს ამოცანა. კონცეპტური მოდელები შეიძლება შეიცავდნენ მიზეზ-შედეგობრივ კავშირებს, რომლის საშუალებითაც დგინდება დამოუკიდებელი და დამოკიდებული ცვლადები. მოდელის უმარტივესი ფორმა უბრალო მტკიცება ან დიაგრამაა, რაც საშუალებას იძლევა უფრო ცხადად წარმოვიდგინოთ გეოლოგიური ფაქტები, ან გამოვავლინოთ ცალკეულ მახასიათებლებს შორის კავშირი. ამ სტადიაში აგროვებენ მონაცემებს სიტუაციის ზოგადი შეფასების მიზნით. შემდეგ ადგენენ ფორმალურ მოდელს, რომლის ვარგისიანობა მოწმდება რიგ საკითხებზე საწყის მონაცემებთან პასუხის შესაბამისობით. ზოგჯერ ეს პასუხები უშუალო დაკვირვებიდან მიიღება. მაგალითად, ორი დაიკის შეფარდებითი ასაკი დგინდება მათი ურთიერთგადაკვეთის მიხედვით. პასუხის მისაღებად ზოგჯერ საჭიროა სტატისტიკური ჰიპოთეზების შემოწმება, რაც, თავის მხრივ, იწვევს ფორმალური სტატისტიკური მოდელის შედგენას. გეოლოგიური ამოცანის ამოსახსნელად ზოგჯერ დიფერენციალურ განტოლებებს ადგენენ, რომლებიც დეტერმინებული მოდელის შედგენას საჭიროებენ. ამ ამოცანების მიხედვით წინასწარმეტყველება გაკილებით უფრო ზუსტია და ამდენად იგი წარმოადგენს მოდელირების შემდგომ საფეხურს. შესაძლოა ასეთი მოდელი დამაკმაყოფილე-

ბელი იყოს, მაგრამ ვერ უზრუნველყოს ზუსტი წინასწარმეტყველება. ასეთ შემთხვევაში გამოიყენება სტოხასტიკური პროცესების მოდელები, რომელთაც საფუძვლად უდევს ალბათობის თეორიის აპარატი.

ამრიგად, უ.კრამბენინის მიხედვით გეოლოგიური კვლევა იყოფა შემდეგ ეტაპებად:

1. გეოლოგიური ამოცანის გამოვლენა და დასმა;
  2. კონცეპტური (ცნებითი) მოდელის შემუშავება;
  3. მოდელში გათვალისწინებული ცვლადების არჩევა, ფუნქციის და არგუმენტის დადგენა;
  4. მონაცემების შეგროვება და ანალიზი მოდელის მოთხოვნათა შესაბამისად;
  5. ყველაზე მნიშვნელოვანი ცვლადების არჩევა (თუ ეს თეორიულად არაა გაკეთებული მე-3 პუნქტში);
  6. მოდელის დაზუსტება მისი დეტერმინირებულ, სტოხასტიკურ ან რეგრესიულ სახეში გადაყვანის გზით;
  7. დაზუსტებული მოდელის გამოყენება ახალი დამოკიდებულებების წინასწარმეტყველებისათვის;
8. საბოლოო მოდელის მიღება, უარყოფა, ან შესწორება.

ფორმალურად მოდელი შეიძლება განვიხილოთ როგორც სქემა, რომელიც ასახავს დაკვირვების შედეგად მიღებული მონაცემების სტრუქტურას, რაც დასმულ კითხვებზე პასუხის მიღების საშუალებას იძლევა. თანამედროვე კვლევების ამოცანა, ჩვეულებრივ, მოდელის შემოწმებაში მდგომარეობს, საშუალებას იძლევა გავერკვეთ ბუნებრივი გეოლოგიური მოვლენის ან პროცესის სწორ ასახვაში. მოწმდება მიღებული თეორიული კრიტერიუმები ან ინტუიციური წარმოდგენები განხილული პროცესის შესახებ.

ჩამოთვლილი მათემატიკური მეთოდებიდან ქვემოთ განვიხილავთ ინფორმაციულ თვისებათა კომბინაციის ძებნისა და „სახეთა შეცნობის“ მეთოდებს, როგორც ყველაზე თანამედროვე და ძლიერ მეთოდებს. კვლევის ეს მეთოდები ერთდროულად გამოიყენება. ჩვეულებრივ, ჯერ შეირჩევა ინფორმაციული თვისებები და შემდეგ, ამის საფუძველზე ხდება ობიექტების კლასიფიკაცია. კვლევის ეს მეთოდები მათემატიკაში (და გეოლოგიაში) ცნობილია როგორც „სახეთა შეცნობის“ მეთოდები. მათ განსაზოროციელებლად გამოიყენება მრავალგანზომილებიანი სივრცის კვლევის ერთობ მრავალფეროვანი და რთული აპარატები (ვარიაციული რიგების, გრაფების თეორიის, მთავარი კომპონენტების, ლოგიკურ-ინფორმაციული და სხვა). ეს მეთოდები ფაქტობრივად იდენტურია ზემოთ ჩამოთვლილი მეშვიდე მეთოდიკისა, რომელიც გარდა გეოლოგიური ობიექტების კლასიფიკაციისა, გულისხმობს მიღებულ კლასიფიკაციაში რომელიმე სხვა გეოლოგიური (ჯერ შეუსწავლელი) ობიექტისთვის ადგილის გამონახვასაც. სირთულის გამო, ამ ამოცანების გადაწყვეტა ჩვეულებრივ ხდება გამოთვლითი ტექნიკის გამოყენებით, მაგრამ რ. კონსტანტინოვმა (P.M. Константинов, 1979) ლოგიკური მათემატიკის

აპარატის — პასკალის სამკუთხედის გამოყენებით შესაძლო გახდა მათი გადაწყვეტა გამოთვლითი ტექნიკის გამოყენების გარეშე. საერთოდ, დღეისათვის მეთოდები, რომელთა განხორციელებას გამოთვლითი ტექნიკის გამოყენება არ სჭირდება, გეოლოგიაში გაცილებით მეტი პოპულარობით სარგებლობენ, რაც ალბათ აიხსნება არა მარტო გეოლოგიური კადრების არასაკმაო მათემატიკური მომზადებით (რაც მათ აძულებს კონტაქტში შევიდნენ მათემატიკოსებთან), არამედ გეოლოგიურ ორგანიზაციებში გამოთვლითი ტექნიკის დანერგვის არასაკმაო დონით. ამ გარემოებისა და იმის გამო, რომ კლასიფიკაციის ზემოთ მოყვანილი მეთოდები მნიშვნელოვანია პეტროგრაფიისათვის, დეტალურად განვიხილავთ რ. კონსტანტინოვის მეთოდს, რომელიც ავტორმა გამოიყენა საბადოების პროგნოზირების საკითხში.

რ. კონსტანტინოვის მეთოდი ემყარება შესასწავლი გეოლოგიური ობიექტების ე. წ. „ვარიაციული (ცვალებადი) მწკრივის“ კვლევას. საკვლევი გეოლოგიური ობიექტები ამ მწკრივში განლაგდება გარკვეული თვისების ცვალებადობის მიხედვით: მაგალითად, საბადოები შეიძლება დალაგდნენ მათი სამრეწველო მნიშვნელობის (საბადოები, მადანგამოვლინებები, მადნეული წერტილები და ა. შ.) მიხედვით; ერთი და იმავე შედგენილობის ინტრუზიული სხეულები მათი ასაკის მიხედვით და ა. შ. ამავე დროს ობიექტები უნდა ხასიათდებოდნენ რაიმე საერთო ნიშნით (ნიშნებით). მაგალითად, საბადოები შეძლებისდაგვარად ერთი ტიპის უნდა იყოს (ერთ ფორმაციას განეკუთვნებოდნენ, ერთსა და იმავე მადნეულ ზონაში ან პროვინციაში იყვნენ განლაგებული და სხვა. ინტრუზივები მსგავსი ან სხვადასხვა შედგენილობისა უნდა იყოს, მაგრამ ერთი და იმავე ასაკისა და ა. შ.). წინააღმდეგ შემთხვევაში კვლევას საერთოდ ეკარგება აზრი. მართლაც, სხვადასხვა ასაკისა და შედგენილობის ინტრუზივების განსხვავება ერთმანეთისაგან იმდენად მკვეთრია, რომ მათი კლასიფიკაცია ან განმასხვავებელი ინფორმაციული თვისებების სპეციალური მათემატიკური მეთოდებით კვლევა არცაა საჭირო და არც არაფერს მოგვეცემს ამის მაგალითია კავკასიონის კრისტალური გულის ქანების ვარიაციული მწკრივის კვლევა. გ. ზარიძის მონაცემების საფუძველზე (Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили) ვარიაციულ მწკრივში აღნიშნული ქანები განლაგდება სამ კლასად: მეტაპელიტები, გრანიტოიდები და ამფიბოლიტები. კავკასიონის ქედის ზონის ქანების ვარიაციული მწკრივი

- |                  |   |  |
|------------------|---|--|
| I მეტაპელიტები   | { | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. მღ. ხაზინდონის ხეობა</li> <li>2. მღ. კირტიკის ხეობა</li> <li>3. მღ. ბაქსანის ხეობა</li> </ol>                    |
| II გრანიტოიდები  | { | <ol style="list-style-type: none"> <li>4. მღ. ბაქსანის ხეობა</li> <li>5. მღ. ხაზინდონის ხეობა</li> <li>6. მღ. ტებერდისა და ბაქსანის წყალგამყოფი</li> </ol> |
| III ამფიბოლიტები | { | <ol style="list-style-type: none"> <li>7. მღ. ჩეგემის ხეობა</li> <li>8. მღ. ჩერეკისა და ბაქსანის წყალგამყოფი</li> <li>9. მღ. კირტიკის ხეობა</li> </ol>     |

კლასებში შემავალ ობიექტთა რაოდენობა თანაბარი უნდა იყოს, რაც მეთოდის ნაკლოვანი მხარეა.

გეოლოგიური ობიექტების ვარიაციულ მწკრივში განლაგების შემდეგ შემუშავდება მათი ე. წ. „თვისებათა სკალა“, რომელიც გარკვეული წესით დალაგებულ იმ თვისებათა სიას წარმოადგენს, რომლებითაც შეიძლება ხასიათდებოდეს საკვლევი ობიექტები. თვისებათა დაჯგუფება ხდება მათი რაობის მიხედვით. მაგალითად, ინტრუზივების თვისებები შეიძლება ასე დაჯგუფდეს: მაკროსკოპული, მიკროსკოპული, ქიმიური, ფიზიკური. ცხადია, რომ თითოეულ ამ ჯგუფშიც შეიძლება მოხდეს გარკვეული დაჯგუფება. მაგალითად, მაკროსკოპულ თვისებათა შორის გამოიყოს: ფერი, ტექსტურა, ნაპრალობა და სხვა, ხოლო მიკროსკოპულ თვისებათა შორის ქანის სტრუქტურა, ძირითადი ქანშაშენი მინერალები, აქცესორული მინერალები (სია), მადნეულ მინერალები (სია), მათი ზომები და ა. შ. აღსანიშნავია ისიც, რომ თვისებათა სკალაში შემავალი თვისება შეიძლება იყოს როგორც ზომვადი, ასევე არაზომვადი. ამასთან, აქ შევა არა მხოლოდ ის თვისებები, რომლებიც ყველა საკვლევ ობიექტს ერთდროულად ახასიათებს, არამედ ყველა თვისება, რომელიც საერთოდ შეიძლება ახასიათებდეს ყველა ობიექტს, თანაც თითოეულ თვისებას მიენიჭება საკუთარი რიგითი ნომერი. ჩვენს შემთხვევაში თვისებათა სკალა შეიცავს 227 თვისებას. ისინი დალაგებულია შეიქ კლასად: I — ქანების ფერი; II — მინერალური შედგენილობა (იყოფა ორ ჯგუფად: ა — ძირითადი მინერალები და ბ — აქცესორული მინერალები); III — ტექსტურა; IV — სტრუქტურა; V — შეცვლის პროცესები; VI — ცალკეულ მინერალთა თვისებები (მათი სახესხვაობანი, ჩანართები და ა. შ.); VII — ქანების ქიმიური შედგენილობა. რადგან ქანების ქიმიური შედგენილობა ხასიათდება ეანგეულუმის შემცველობის გარკვეული ინტერვლებით, თითოეული ეანგეულუმის შემცველობა დაყოფილია ხუთ-ხუთ ჯგუფად. მაგალითად,  $SiO_2$  შემცველობის მნიშვნელობებია 45 — 51, 51 — 57, 57 — 63, 63 — 69, 69 — 75, ამიტომ თვისებათა ამ კლასში გამოიყოფა 13 ეანგის 55 ინტერვალი (თვისება).

ყოველივე ამის შემდეგ დგება ძირითადი ცხრილი, რომლის პირველ ორ სვეტში მოცემულია საკვლევი ობიექტთა კლასებისა (მეტაპელიტები, გრანიტოიდები, ამფიბოლიტები) და ცალკე ინდივიდების ნომრები, ხოლო თვისებათა ნომრები კი მოცემულია ცხრილის ზედა პირველ ბწკარში (ცხრილი 13). ამ ცხრილში საკვლევი ობიექტების სტრიქონებში ჩაიწერება I ან 0, იმისდა მიხედვით, ახასიათებს თუ არა შესაბამისი თვისება ამ ობიექტს. მაგალითად, ობიექტს ახასიათებს №1,3,5,10 და ა. შ. თვისებები, ხოლო არ ახასიათებს № 2,4,7,6 და ა. შ. თვისებები.

ძირითადი ცხრილი (13) საფუძვლად ედება ქვეცხრილების შედგენას, რომლებშიც ეტალონური ობიექტების თითოეული კლასიდან შედის



პასკალის სამკუთხედის საშუალებით თვისებათა სელექცია

ა ქვეცხრილი

კლასები	ობიექტთა ნომრები	თვისებათა ნომრები													პასკალის სამკუთხედი		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	...	226	227			
I	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	1	0		
II	4	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	0	
III	7	1	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	1	0
		0	1	1	2	0	0	1	0	2	0	0	1	0	ერთიანების წონა ნულების წონა		
		0	1	1	0	2	0	1	0	0	2	2	1	2			

ბ ქვეცხრილი

კლასები	ობიექტთა ნომრები	თვისებათა ნომრები													პასკალის სამკუთხედი		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	...	229	227			
I	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0		
II	5	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	
III	8	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	2	1	0
		0	0	2	0	1	1	0	1	2	2	0	0	0	ერთიანების წონა ნულების წონა		
		0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	2	0	0			

ღ ქვეცხრილი

კლასები	ობიექტთა ნომრები	თვისებათა ნომრები													პასკალის სამკუთხედი		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	...	226	227			
I	3	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0		
II	6	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	
III	9	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0
		0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	ერთიანების წონა ნულების წონა		
		2	0	1	2	2	0	0	1	0	0	2	0	0			

სამკუთხედის სტრიქონები შეესაბამება ქვეცხრილების სტრიქონებს, ხოლო ამ სამკუთხედის სვეტები ერთიანების (ან ნულების) რიგით ნომერს ზევიდან ქვევით. მაგალითად, ა ქვეცხრილში მესამე თვისების ერთიანების წონა ერთის ტოლია, ვინაიდან ზევიდან პირველი ერთიანი შეესაბამება პასკალის სამკუთხედის პირველ სტრიქონს და პირველ სვეტს (მდებარეობს იმავე სტრიქონში და პირველად გვხვდება სვეტში), ე. ი. ნულს; მეორე ერთიანი შეესაბამება პასკალის სამკუთხედის მესამე სტრიქონს და მეორე სვეტს. რაც შეეხება ამავე თვისების ნულებს, იგი მხოლოდ ერთია და შეესაბამება პასკალის სამკუთხედის მეორე სტრიქონს და პირველ სვეტს (ვინაიდან პირველად გვხვდება), ე. ი. მისი „წონაა“ 1.

ერთიანებისა და ნოლების ინფორმაციული წონების დადგენის შემდეგ იწყება თვისებათა სელექციის პროცესი, რომელიც შემდგომში მდგომარეობს: სხვადასხვა ქვეცხრილების ერთი და იმავე თვისებათა ერთიანებისა და ნოლების წონების შედარებით დგინდება ის თვისებები, რომელთა ერთიანების „ინფორმაციული წონა“ ყველა ქვეცხრილში ყოველთვის მეტია ან ნაკლებია ნოლების წონაზე, ხოლო ის თვისებები, რომელთა ერთიანების წონა ტოლია ნოლების წონისა ან ერთ ქვეცხრილში მეტია, ხოლო მეორეში ნაკლები, შემდგომი განხილვიდან გამოირიცხება, როგორც არაინფორმაციული.

ზემოთ მოყვანილ მაგალითში 227 თვისებიდან 20 თვისება: 19 (მუსკოვიტი), 25 (კალიშპატი), 29 (ამფიბოლი), 39 (პიროქსენი), 54 (რუტილი). 68 (წვრილზოლიანი ტექსტურა), 96 და 97 (გრანოენმატობლასტური და ნემატობლასტური სტრუქტურები), 113 (მიკროკლინიზაცია), 125 (კალიშპატიზაცია), 133 (ამფობოლიზაცია), 151] (ოლიგოკლას-ანდეზინი). 163 ( $\text{SiO}_2$ —45—51%), 185 ( $\text{FeO}$ —2—4%), 187 ( $\text{FeO}$ —8—10%); 194 ( $\text{MgO}$ —2—4%), 196 ( $\text{MgO}$ —6—8%), 198 ( $\text{CaO}$ —0—2.3%), 201 ( $\text{CaO}$ —6.9—9.2%), 211 ( $\text{K}_2\text{O}$ —3—4%), აღმოჩნდა ინფორმაციული, ხოლო დანარჩენები როგორც არაინფორმაციული — განხილვიდან გამოირიცხება. დარჩენილი ოცი თვისება განხილვება მათი ერთიანების და ნოლების წონათა მაქსიმალური ცვალებადობის თვალსაზრისით (ცხრილი 14). ამისათვის სხვადასხვა ქვეცხრილების ერთსა და იმავე სვეტებში, აზრობრივად ან ქალაღზე, ხდება ერთი და იმავე კლასების შესაბამისი სტრიქონების ურთიერთგადასმა ისე, რომ მიღებული ახალი ქვეცხრილებიდან ერთ მათგანში ერთიანები მაქსიმალურად ცხრილის ზედა ნაწილებში მოხვდეს, ხოლო მეორეში — ქვედა ნაწილებში. სელექციის ეს პროცესი მეორდება რამდენიმეჯერ და თუ ამის შემდეგაც ერთიანებისა და ნოლების წონათა ურთიერთდამოკიდებულება უცვლელი რჩება, თვისება ითვლება ინფორმაციულად, წინააღმდეგ შემთხვევაში — არაინფორმაციულად.

თვისებათა სელექციას დიდი მნიშვნელობა აქვს, ვინაიდან საშუალებას იძლევა ასეულობით თვისებებიდან გამოვეყოთ თვისებათა ის მცირე ჯგუფი, რომელთაც არსებითი მნიშვნელობა აქვს კვლევის დასახული მიზნისათვის. აქვე უნდა აღინიშნოს ისიც, რომ თვისების ინფორმაციულობა განისაზღვრება როგორც თავისი დამახასიათებლობით ამა თუ იმ ობიექტისათვის, ასევე მისი არადამახასიათებლობით. სწორედ ამიტომაც, რომ განისაზღვრება არა მარტო ერთიანების, არამედ ხულების ინფორმაციული წონაც (ცხრილი 15).

ინფორმაციულ თვისებათა დადგენის შემდეგ ხდება მათი დაჯგუფება იმის მიხედვით, თუ გეოლოგიურ ობიექტთა რომელ კლასს როგორი თვისება ახასიათებს და ანალიზი იმისა, თუ რამდენად ეთანხმება თეო-

ანფორმაციულ თეისებათა გაანგარიშება

კუთხე	თეისებათა ნომრები												პასკალის სამკუთხედი									
	19	25	29	39	54	68	96	97	113	125	133	151		163	184	187	194	196	198	201	211	
I	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0
II	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0
III	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1
	0	0	2	2	0	0	2	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	0
	2	2	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	0	2

ანფორმაციის წინა ნულების წინა

კუთხე	თეისებათა ნომრები												პასკალის სამკუთხედი									
	19	25	29	39	54	68	96	97	113	125	133	151		163	184	187	194	196	198	201	211	
I	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0
II	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0
III	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1
	0	0	2	2	0	0	2	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	0
	2	2	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	0	2

ანფორმაციის წინა ნულების წინა

კუთხე	თეისებათა ნომრები												პასკალის სამკუთხედი									
	19	25	29	39	54	68	96	97	113	125	133	151		163	184	187	194	196	198	201	211	
I	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0
II	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0
III	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1
	0	0	2	2	0	0	2	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	2	0	0
	2	2	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	2	0	2

ანფორმაციის წინა ნულების წინა



რიულ წარმოდგენებს ამა თუ იმ თვისების დამახასიათებლობა გეოლოგიურ ობიექტთა ცალკეული კლასებისათვის. ცალკე გამოიყოფა თვისებათა ის ჯგუფი, რომელთა ინფორმაციულობა გეოლოგიური თვალსაზრისით გაურკვეველია და შიითხოვს შემდგომ შესწავლას. ასეთი ახალიზისათვის ჩვეულებრივ ცხრილებს იყენებენ (ცხრილი 16).

ცხრილი 16

ინფორმაციულ თვისებათა დაჯგუფება

კლასები	ეთანხმება თორეულ წარმოდგენებს	არ ეთანხმება თორიულ წარმოდგენებს	გაურკვეველია. რახოვს შემდგომ შესწავლას
მეტაპელიტები	19, 25, 68, 113, 125, 151, 194, 198, 211, 54	ეთანხმება	
გრანიტოიდები	19, 25, 113, 125, 151, 211, 201, 198	ეთანხმება	
ამფიბოლიტები	29, 39, 96, 97, 163, 187, 196, 201, 133	ეთანხმება	

მე-16 ცხრილიდან ნათლად ჩანს მისი თვისებები: 19 (მუსკოვიტი), 25 (კალიშპატი), 54 (რუტილი), 113, 125 (კალიშპატიზაცია), 151 (ოლიგოკლას - ანდეზინი), 198 (CaO-ს შემცველობა 0-დან 2,3%-მდე), 211 (K<sub>2</sub>O-ს შემცველობა 3-დან 4%-მდე) ახასიათებს მხოლოდ მეტაპელიტებს და გრანიტებს და არ ახასიათებს ამფიბოლიტებს. თვისებები—68 (წვრილზოლებიანი ტექსტურა) და 194 (MgO შემცველობა 2-დან 4%-მდე) ახასიათებს მხოლოდ მეტაპელიტებს, ხოლო თვისება 201 (CaO-ს შემცველობა 6,9-დან 92%-მდე) — მხოლოდ გრანიტებს.

ისეთი თვისებები, როგორცაა: 29 (ამფიბოლი), 39 (პიროქსენი), 96, 97 (გრანონემატობლასტური დაქნემატობლასტური სტრუქტურები), 163 (SiO<sub>2</sub>-ს შემცველობა 45-დან 51%-მდე), 187 (FeO — შემცველობა 8-დან 10%-მდე), 196 (MgO-ს შემცველობა 6-დან 8%-მდე), 201 (CaO-ს შემცველობა 6,9-დან 9,2%-მდე), 133 (ამფიბოლიზაცია) ახასიათებს მხოლოდ ამფიბოლიტებს, რაც ხაზს უსვამს მათ უფრო ფუძე შედგენილობას პირველი ორი ტიპის ქანებთან შედარებით.

CaO-ს შემცველობა 0-დან 2,3%-მდე (თვისება № 198) მიგვითითებს იმაზე, რომ მეტაპელიტების საწყისი ქანები ყოველთვის ერთგვაროვანი არ იყო. ისინი ადგილ-ადგილ კალციუმის კარბონატითაა გამდიდრებული (შეიცავდნენ კირქვებს ან მერგელების თხელ შუაშრებებს ან ლინზებს). რაც შეეხება გრანიტოიდებში (თვისება 201) გაზრდილ შემცველობას (6,9—9,20), იგი აიხსნება იმით, რომ ზოგი გრანიტოიდი ამფიბოლიტების გრანიტიზაციის შედეგად წარმოიშობა.

ავლევა გრძელდება შესასწავლი ობიექტების კლასიფიკაციის მიმართულებით. ამისათვის საჭიროა დადგინდეს ინფორმაციულ თვისებათა გამყოფი ინფორმაციული წონები. ამისათვის, თავდაპიველად უნდა შედ-

გეს ახალი ცხრილი, რომელშიც შევა ყველა ობიექტი დაჯგუფებული კლასების მიხედვით და მათი შესაბამისი ინფორმაციული თვისებები (ცხრილი 17). გვერდზე მიეწერება გასამმაგებული (მოცემულ შემთხვევაში) პასკალის სამკუთხედი და თავიდან განისაზღვრება თვისებათა წონები ამ სამკუთხედის საშუალებით. პასკალის სამკუთხედის გასამმაგება ხდება იმის გამო, რომ მოცემულ შემთხვევაში, თითოეულ კლასში შედის სამი ობიექტი. ამგვარად, პასკალის სამკუთხედის გაზრდის ხარისხი დამოკიდებულია იმაზე, თუ რამდენ ობიექტს შეიცავს თითოეული კლასი.

ამის შემდეგ ხდება ინფორმაციულ თვისებათა გამყოფი წონების განსაზღვრა, რომელიც რამდენიმე ეტაპად მიმდინარეობს. ჩვეულებრივ, ეს ოპერაცია ტარდება რთული მათემატიკური აპარატის გამოყენებით, რაც ძალზე შრომატევად ოპერაციებს გულისხმობს და სრულდება გამოთვლითი ტექნიკის გამოყენებით. ს.სიროტინსკაიამ (С. В. Сиротинская, 1975) შეიმუშავა ე. წ. ჩიხური ტესტორების ძებნის გრაფიკული მეთოდი, რომელიც საშუალებას იძლევა აღნიშნული ოპერაციები შესრულდეს რთული გადათვლების გარეშე.

ჩიხური ტესტორების ცნება გამომდინარეობს ჩიხური ტესტების ცნებიდან. ჩიხური ტესტი არის რიცხვთა სვეტების ისეთი ერთობლიობა, რომლის ყველა სტრიქონი ერთმანეთისაგან განსხვავდება და რომლიდანაც არ შეიძლება რომელიმე სვეტის მოშორება ისე, რომ არ გაჩნდეს თუნდაც ორი ერთნაირი სტრიქონი. გეოლოგიაში გამოიყენება რიცხვთა ისეთი სვეტები, რომლებიც გამოსახავენ წინასწარ კლასებად დაყოფილი ობიექტების თვისებებს (თითოეული კლასი ერთგვაროვან ობიექტებს შეიცავს). ამიტომ ჩიხური ტესტების ნაცვლად რ. კონსტანტინოვმა შემოიღო ჩიხური ტესტორები, რომლებიც ჩიხური ტესტებისაგან განსხვავდება იმით, რომ ერთსა და იმავე კლასში მოთავსებული ობიექტების შესაბამისი ბწყარები შეიძლება იყოს ერთნაირი, ხოლო სხვადასხვა კლასებისა კი განსხვავებული.

თითოეული თვისების ინფორმაციული წონა ჩიხური ტესტორების მიხედვით განისაზღვრება როგორც ჩიხური ტესტორების საერთო რაოდენობის შეფარდება ჩიხური ტესტორების იმ რაოდენობასთან, რომლებშიც მონაწილეობს ეს თვისება.

ჩიხური ტესტორების ძებნის პირველ ეტაპზე მოწმდება ინფორმაციულ თვისებათა ერთობლიობა ერთნაირი და ერთმანეთის სარკისებურად არეკლილი სვეტების ძებნის თვალსაზრისით (სარკისებურად არეკლილი სვეტები სვეტების ისეთი წყვილია, რომელთაგან ერთი სვეტის ერთიანების ადგილზე შეორე სვეტში ნულებია განლაგებული). თუ ერთნაირი ან ერთმანეთისაგან სარკისებურად არეკლილი სვეტები არსებობს ერთობლიობაში, მათი შესაბამისი თვისებები ერთიანდება ერთ თვისებად და შედგება ახალი, შეკვეცილი ცხრილი.



ჩვენს შემთხვევაში ერთმანეთის მსგავსი ან სარკისებურად არეკლილი თვისებებია (სვეტებია): 1). 19,25,29,39,96,97,113,133,163,187,196; 2). 54,151; 3). 68,194; 4). 184,198, 201, 211 და მხოლოდ 125 თვისება ყველასაგან განსხვავებულია, ამიტომ ახალ შეკვეცილ ცხრილს ექნება შემდეგი სახე (ცხრილი 18):

ც ხ რ ი ლ ი 18

თვისებათა ინფორმაციული წონის განსაზღვრის განალიზებული მონაცემები

კლასები	ობიექტების მრავლობა	თვისებათა ნომრები თვისებათა სკალის მიხედვით										
		19, 96*, 163*, 133*	25, 97,* 113*	29*, 39*, 151	39*, 151	54, 194	68, 194	184, 201,* 211	198, 211	125	პასკალის სამკუთხედი	
თვისებათა რიგითი ნომრები												
I	1	1										
	2	1										
	3	1										
	4	1										
	5	1										
	II	6	1									
		7	1									
		8	0									
		9	0									
	0											
	0											
	6											

\* სარკისებურად არეკლილი სვეტები

ამის შემდეგ ხდება ახალი (შეკვეცილი) ცხრილის ხელახალი გადათვლიერება. ყოველი სტრიქონი ედრება სხვა სტრიქონებს და ცხრილის სახით (ცხრილში ამოიწერება იმ სვეტების ნომრები, რომლებითაც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან სტრიქონები. ერთი და იმავე კლასის სხვადასხვა სტრიქონები ერთმანეთს არ ედრება. ცხრილი 19). -

ც ხ რ ი ლ ი 19

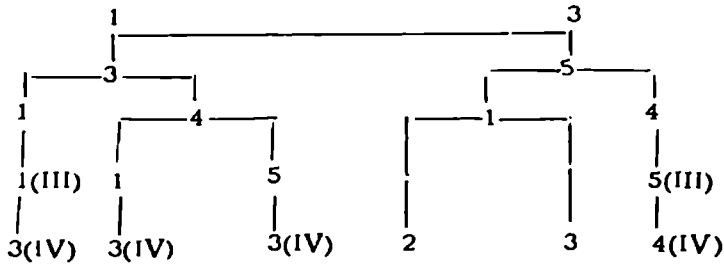
ობიექტების ერთმანეთისაგან განსხვავებულ თვისებათა ერთობლიობები

ობიექტები	თვისებები, რომლებითაც ერთმანეთისაგან განსხვავდება ობიექტები	იარ-სებები	ობიექტები	თვისებები, რომლებითაც ერთმანეთისაგან განსხვავდება ობიექტები	იარ-სებები
1-4	2,3,5	I IV	2-4	2,3,5	III
1-5	3,5		2-5	3,5	
1-6	2,3,4		2-6	2,3,4	
1-7	1,2,3,4,5		2-7	1,2,3,4,5	
1-8	1,2,3,4,5		2-8	1,2,3,4,5	
1-9	1,2,3,4,5		2-9	1,2,3,4,5	
3-4	2,3,5		5-7	1,2,4	
3-5	3,5		5-8	1,2,4	
3-6	2,3,4		5-9	1,2,4	
3-7	1,2,3,4,5	6-7	1,5		
3-8	1,2,3,4,5	6-8	1,5		
3-9	1,2,3,4,5	6-9	1,5		
4-7	1,4	II	4-9	1,4	
4-8	1,4				

მიღებულ ცხრილში დგინდება ერთმანეთისაგან განმასხვავებელ თვისებათა უმოკლესი სია და შემოიხაზება სხვა უფრო დიდი სიები, რომლებიც შეიცავენ უმოკლეს სიაში შემავალ თვისებებს. ერთობლიობების სიების შეკვეცა ხდება მანამდე, სანამ არ დარჩება ისეთი ერთობლიობები, რომლებიც ერთმანეთს არ შეიცავენ.

ჩიხური ტესტორების შემდგომი ძებნა ხდება ბრტყელი გრაფის ე. წ. „ტესტორული ხის“ აგებით. ასეთი „ხე“ შედგება წერტილ-მწვერვალებისაგან და მათი შემაერთებული მონაკვეთ-ტოტებისაგან. ყოველ „ორ მწვერვალს“ გააჩნია მათი შემაერთებული ტოტების ერთადერთი ჯაჭვი. პირველად არჩეულ მწვერვალს, რომლიდანაც შემდეგ იშლება ტოტები, ხის ფესვი ეწოდება. მწვერვალებს, რომლებიც ერთნაირადაა დაშორებული ფესვს, იარუსი ეწოდება. „ხეს“ შეიძლება ჰქონდეს ორი ან რამდენიმე ფესვი. შეკვეცილი განმასხვავებელი სვეტების მინიმალური სიგრძის (უმოკლესი) სია მიიღება „ხის“ ფესვებად და იწყება ხის შემდგომი აგება. თუ ფესვების რაოდენობა რამდენიმეა, „ხე“ აიგება ყოველი ფესვიდან ცალ-ცალკე. ნებისმიერი მათგანი მიიღება ტესტორული „ხის“ ფესვად. ასე მიიღება „ხის“ პირველი იარუსი.

ტესტორული „ხე“



ჩიხური ტესტორები: 1) 1—3; 2) 1—4—3; 3) 5—4—3; 4) 2—1—5; 5) 3—1—5; 6) 4—5;

„ხე“ შემდგომში აიგება ისე, რომ თითოეულ წევრს მიეწერება ინფორმაციულ თვისებათა უფრო გრძელი სიის წევრთა ნომრები, რომლებიც ქმნიან შემდეგი იარუსის მწვერვალებს. შესაერთებელ ნომრებს შორის უნდა გავარჩიოთ ისეთები, რომლებიც პირველად გვხვდებიან და უერთდებიან წინა იარუსის მწვერვალებს ყოველგვარი შეზღუდვის გარეშე.

გამეორებულ მწვერვალებს შორის უნდა გავარჩიოთ ორი, Q და S ტიპის მწვერვალები. Q ტიპისაა ისეთი გამეორებული ნომერი, რომლის გარდა შესაერთებელ ტოტში არც ერთი მწვერვალი არ მეორდება. თუ შესაერთებელ ტოტში ახალი იარუსის რამდენიმე ნომერი გვხვდება, ასეთ ნომერს S ტიპის გამეორებული ნომერი ეწოდება. ჩვენს მაგალითში

III იარუსის №1 მწვერვალი Q ტიპის გამეორებული ნომერია 1—3 ტოტი-სათვის.

Q ტიპის გამეორებული ნომერი უერთდება ტოტს, მაგრამ მას გვერ-დით ფრჩხილებში ეწერება იმ იარუსის ნომერი, რომელშიც მეორდება. S ტიპის მწვერვალები და მთელი ის სია, რომელშიც ისინი შედიან. ტოტს არ უერთდება: ხოლო თვით ტოტი გრძელდება შემდეგ იარუსამდე განუწყვეტ-ლად. ჩვენს მაგალითში S ტიპისაა III იარუსის I და 5 მწვერვალები 1—5 ტოტში.

ეკვივალენტურია ისეთი ნომრები, რომლებიც შეკვეცილ სიაში გვხვ-დება განმეორებულ ნომრებთან ერთად. ეკვივალენტური ნომრები ტოტს არ უერთდება, მაგრამ მას უერთდება სიაში შემავალი დანარჩენი ნომ-რები, თუ იგი ეკვივალენტური არაა განტოტებადი მწვერვალისა.

ზემოთ მოყვანილ მაგალითში მივიღეთ 6 ჩიხური ტესტორი: 1). 1—3; 2). 1—4—3; 3). 5—4—3; 4). 2—1—5; 5). 3—1—5; 6). 4—5.

იმისათვის, რომ შემოწმდეს, თუ რამდენად სწორადაა აგებული ტეს-ტორული „ხე“, მას თავიდან აგებენ, ოღონდ ერთი და იმავე სიგრძის თვი-სებათა სიებს უცვლიან ადგილებს (ახვედრებენ სხვადასხვა იარუსში). ჩიხური ტესტორების მიღების შემდეგ საჭიროა დადგინდეს თითოეული თვისების ინფორმაციული წონა ტესტორების მიხედვით, ხოლო შემდეგ კი ვლინდება თვისებათა გამყოფი წონები, ამისათვის საჭიროა შემდეგი ოპე-რაციების ჩატარება: პირველ რიგში შედგება ცხრილი, რომლის პირველ სვეტში ამოიწერება ჩიხური ტესტორები (ცხრილი 20), შემდეგ იმ თვისებათა ნომრების თავზე, რომელთაც აქვთ ერთნაირი ან სარკისებრად არეკლილი სვეტები, იწერება ამ სვეტთა რაოდენობა. შემდეგ სვეტში იწერება ჩიხური ტესტორების რაოდენობა (თუ სვეტში შემავალ თვისებას აქვს ერთნაირი ან სარკისებრად არეკლილი სვეტები, ითვლება, რომ ამ ტესტორის რაოდენობა ტოლია ამ ანალოგების რაოდენობისა).

ც ხ რ ი 20

თვასებათა ინფორმაციული წონების გამოთვლა ჩიხური ტესტორების მიხედვით

№	ჩიხური ტესტორები	ჩიხური ტესტორების რაოდენობა	თვისებათა ნომრები (ფრჩხი-ლებში მოცემულია ნომრე-ბი თვისებათა სჯალის მი-ხედვით)	თვისების შემ-ცავი ტესტო-რების რაოდ.	თვისებათა წონება ტესტორ. მიხედ.
1	10—2	20	1(19, 25, 29, 39, 96, 113, 163, 187, 196)	140	0,920
	1—3				
2	10 4—2	80	2(54, 15)	128	0,542
	1 4—5				
3	4—2	20	3(68, 194)	92	0,605
	5—4—3				
4	2 10	20	4(124, 198, 201, 211)		
	2—1—5				
5	2 10				
	3—1—5				
6	4	4	5(125)	52	0,342
	4—1—5				

ჩიხური ტესტორების საერთო რაოდენობა — 152.

შემდეგ სვეტში იწერება იმ თვისების ნომერი. რომლის წონა უნდა განისაზღვროს, შემდეგ სვეტში კი ჩიხურ ტესტორთა რაოდენობა. რომელიც შეიცავს აღნიშნულ თვისებას, ხოლო ამის მერე კი თვისების წონა ტესტორების მიხედვით, რომელიც გამოითვლება ჩიხური ტესტორების საკუთარ რაოდენობის შეფარდებით მათ იმ რაოდენობასთან, რომელშიც მონაწილეობს აღნიშნული თვისება.

თვისებათა გამყოფი წონების გამოსათვლელად შედგება კიდევ ერთი ცხრილი, რომელშიც შევა თითოეული თვისების ერთიანებისა და ნულიანების წონები, განსაზღვრული პასკალის სამკუთხედით, გამოითვლება მათი მნიშვნელობები პროცენტობით და ერთიანებისა და ნულების წონათა სხვაობა გამოსახული პროცენტობით, რომელიც შემდეგ მრავლდება ამ თვისებათა ტესტორების მიხედვით მიღებულ წონებზე. მიღებული რიცხვები იქნება თვისებათა გამყოფი წონები (ცხრილი 21). ამის შემდეგ კიდევ ერთი ცხრილის მეშვეობით ხდება კლასებისთვის მახასიათებელ გამყოფ წონათა ჯამის გამოთვლა (ცხრილი 22).

ყოველი ობიექტის თვისებათა ერთიანებისა და ნულიანების გამყოფი ინფორმაციული წონების ჯამის საშუალებით დგინდება ობიექტების თითოეული კლასისათვის მახასიათებელი ინფორმაციული გამყოფი წონა. მოყვანილ მაგალითში პირველი კლასის ინფორმაციული გამყოფი წონაა 0, მეორე კლასისა — 200-დან 450-მდე, მესამე კლასისა — 1484.

ამით მთავრდება შესწავლილი გეოლოგიური ობიექტების კლასიფიკაციის ამოცანა. ამის შემდეგ შეიძლება შემდეგი ტიპის ამოცანის — სახეთა შეცნობის ამოხსნა, რომელიც მდგომარეობს სუსტად შესწავლილი ობიექტების ამოცნობასა და მიღებულ კლასიფიკაციაში მისთვის ადგილის გამოანახვაში. ამისათვის საჭიროა აღნიშნული ობიექტის ინფორმაციული თვისებების წონათა ჯამის გამოთვლა და იმისდა მიხედვით, თუ რომელ კლასში მოხვდება, ამ ობიექტის შეფასება.

მიღებული შედეგები შეიძლება გაფორმდეს სხვადასხვა ტიპის გრაფიკების მიხედვით (P. K. Константинов, 1979), რაც შედეგებს უფრო თვალსაჩინოს ხდის.

ზემოთ მოყვანილი მაგალითისათვის შეიძლება აიგოს შემდეგი სახის გრაფიკი (ნახ. 23): აბსცისთა ღერძის გასწვრივ დაიტანება ობიექტების ნომრები, ორდინატთა ღერძის გასწვრივ კი — თვისებათა გამყოფი წონები. ობიექტების შესაბამისი წონების ამსახველი წერტილები შეერთდება ტეხილი ხაზით. კლასების სასაზღვრო ხაზებთან ტეხილის გადაკვეთის წერტილები მოგვეცემს კლასების გამყოფ ინფორმაციულ წონებს. მოყვანილ მაგალითში I და II კლასებს შორის სასაზღვრო ინფორმაციული წონა დაახლოებით 150-ია, ხოლო II და III კლასებს შორის — დაახლოებით 900.

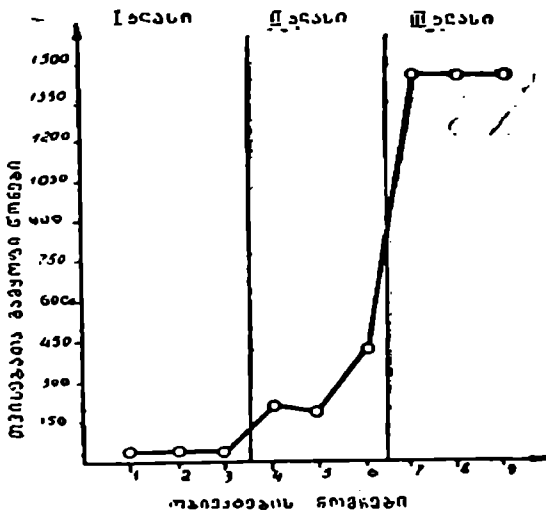
თვისებათა გამყოფი წონების გამოთვლა

	თვისებათა ნომრები სკალის მიხედვით																			
	19	25	29	39	54	68	96	97	113	125	133	151	163	184	187	194	196	201	211	
წონა პასკალის სპ-კუთხედის მიხედვით	0	6	6	6	0	0	6	6	0	0	6	0	6	0	6	0	6	0	6	0
იმვეუ პროცენტობით	0	100	100	0	100	100	0	100	0	100	0	100	0	100	0	100	0	100	0	100
სტაბილურობა	0	100	100	0	100	100	0	100	100	0	100	0	100	0	100	0	100	0	100	0
წონა ჩიბულო ტესტორების მიხედვით	0,92	0,92	0,92	0,92	0,13	0,84	0,92	0,92	0,92	0,34	0,92	0,13	0,92	0,61	0,92	0,84	0,92	0,61	0,61	0,61
გამყოფი წონა	1	0	92	92	0	0	92	92	0	92	0	13	0	61	0	84	0	92	0	61
	0	92	92	0	13	84	0	0	92	34	0	13	0	61	0	84	0	61	0	61

ბელოჯიურ ობიექტთა გამყოფი წონების გამოთვლა

კლასები	ობიექტები	თვისებათა ნომრები																					
		19	25	29	39	54	68	96	97	113	125	133	151	163	184	187	194	196	198	201	211	გამყოფი წონათა ჯამი	
I	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0
	2	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0
	3	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	220
	4	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	202
	5	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	438
II	6	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1481
	7	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1481
III	8	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1481
	9	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1481
	1	0	0	92	92	0	0	92	92	0	0	92	0	92	0	92	0	92	0	61	0	0	61
გამყოფი წონები	0	92	92	0	13	84	0	0	92	34	0	92	0	61	0	84	0	92	0	61	0	61	61





ნახ. 23. ობიექტის ინფორმაციული თვისებების წონათა ჯამის გამოთვლა (მაგალითი).

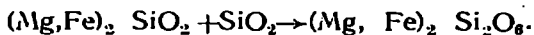
#### IV თავი

### მაგმური ქანების ქანაშენი მინერალები

მაგმური ქანის მინერალური შედგენილობა ძირითადად დამოკიდებულია მაგმის ქიმიურ შედგენილობაზე და მისი გაცივების თერმოდინამიკურ პირობებზე. მაგალითად, დედამიწის ზედაპირზე ან სიღრმეში მაგმის გაცივების (კრისტალიზაციის) უკუდგად კალიუმის მინდვრის შპატი პირველ შემთხვევაში გამოიყოფა სანაღინის სახით, ხოლო მეორეში — ორთოკლაზის ან მაკროკლინის სახით; ლეიციტი წარმოიშობა ტუტე ეფუზიურ ქანებში, ხოლო ტუტე ინტრუზიულ ქანებში გვხვდება ორთოკლაზისა და ნეფელინის ნარევი. აქედან გამომდინარე, მაგმურ ქანებში მინერალურ შედგენილობას გენეტური მნიშვნელობა აქვს.

ყველა მთავარი ქანაშენი მინერალის შედგენილობაში Si თამაშობს მთავარ როლს, მისი რაოდენობის მიხედვით მაგმურ ქანებს ყოფენ სილიციუმებად. საშუალომეავე, ფუძე და ულტრაფუძე ქანებად. სილიციუმებად მაგმური ქანები შეიცავს კვარცს, საშუალო სილიციუმებად (საშუალო) ქანებისათვის იგი არაა დამახასიათებელი. რადგანაც მათში  $SiO_2$  მთლიანად დაკავშირებულია ფუძეებთან და სილიკატურ მინერალებს

წარმოქმნის. ფუძე და განსაკუთრებით ულტრაფუძე ქანებში  $\text{SiO}_2$  დეფიცი-  
ტია, ე. ი. ეს უკანასკნელი არ აკმაყოფილებს ყველა ფუძე ელემენტის მოთ-  
ხოვნას, რის შედეგადაც  $\text{SiO}_2$  უჭერი სილიკატები წარმოიშობა, მაგალითად,  
ოლივინი —  $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ . მაგმაში  $\text{SiO}_2$ -ის შესაბამისი რაოდენობით  
შემცველობისას სილიციუმით მდიდარი მინერალი — პიროქსენი  $(\text{Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$   
წარმოიშობა. თუ უკვე გამოკრისტალბულ ოლივინზე პოს-  
ტმაგმური სილიციუმშემცველი ხსნარები მოქმედებენ, იგი არამდგრადი  
ხდება და შიილება გადაიქცეს პიროქსენებად შემდეგი რეაქციის სა-  
ფუძველზე



ჩვეულებრივი მაგმური, განსაკუთრებით ინტრუზიული და მეტამორ-  
ფული ქანმაშენი მინერალები განსაზღვრულ ასოციაციებს წარმოქმნიან:  
ამ ქანებში რომელიმე მინერალის არსებობა მიგვითითებს მეორე გარკვეუ-  
ლი მინერალის არსებობა-არარსებობაზე. დადგენილია, რომ კვარცი არა-  
სოდეს არ გვხვდება ფელდშპათიდან ერთად (ნეფელინთან, ლეიციტთან).  
ოლივინი-ორთოკლაზთან, რჩატყუარასთან და კვარცთან ერთად: ტუტე  
პიროქსენი და ტუტე ამფიბოლი შეინიშნება მხოლოდ ტუტე ქანებში და  
ხშირად ნეფელინთან ერთად.

მაგმური ქანების ქანმაშენი მინერალები იყოფა ორ ჯგუფად: პირველ-  
დი (საყუთრივ მაგმური) და მეორეული (პოსტმაგმური, მეტამორფული,  
მეტასომატური). გარდა ამისა, ქანმაშენი მინერალები მათი რაოდენობრი-  
ვი როლის მიხედვით იყოფა მთავარ და აქცესორულად (ლათ. „აქცესო-  
რიუს“ — დამატებითი). პირველები თითქმის მთლიანად მაგმურ ქანებს  
წარმოქმნიან. მათი რიცხვი განსაზღვრულ ქანში საერთოდ არ აღემატება  
5—6-ს, ზოგჯერ მხოლოდ ერთ-ან ორმინერალიანი ქანები გვხვდება. მთა-  
ვარი ქანმაშენი მინერალების რაოდენობითი შეფარდებიდან გამომდინარე  
ახდენენ ქანის დიაგნოსტიკებას, განსაზღვრავენ კრისტალიზაციის პი-  
რობებს და ა.შ.

ქანში აქცესორული მინერალები უმნიშვნელო რაოდენობითაა (არა  
უმეტეს 2—3%), ამიტომ ქანის დიაგნოსტიკისთვის ისინი გამოუსადეგარაა.  
მაგრამ შეიძლება ხელი შეუწყოს ქანის წარმოშობის პირობების დადგე-  
ნას. აგრეთვე იყოს კორელაციური ნიშანი.

ქიმიური შედგენილობისა და ფერის მიხედვით მთავარი ქანმაშენი  
მინერალები იყოფა ორ ჯგუფად: უფერული (სალური, ლეიკოკრატული)  
და ფერადი (რკინამაგნეზიური, ფემური, მელანოკრატული). პირველ ჯგუფს  
ეკუთვნის პლაგოკლაზები (ალბიტი, ოლიგოკლაზი, ანდეზინი, ლაბრადორი  
ბეტოვინიტი, ანორთიტი), კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატები (სანი-  
დინი, ორთოკლაზი, მიკროკლინი), ფელდშპათილები (ნეფელინი, ლეი-  
ციტი, სოდალიტი), მუსკოვიტი და კვარცი, მეორეს — ოლივინი

(ფორსტერიტი, ფაიალიტი), ორთოპიროქსენები (ენსტატიტი, პიპერსტენი, ბრონზიტი), კლინოპიროქსენი (დიოფსიდი, ავეტიტი, პიჟონიტი, ეგირინი), ამფიბოლი ჩვეულებრივი რქატყუარა და ბაზალტური (არფვედსონიტი, რიბეიტი, ბარკევიკიტი) და ბიოტიტი.

ჩვეულებრივი აქცესორული მინერალები — ცირკონი. აპატიტი, ორთიტი, გრანატი, კალკატი (აქცესორული მინერალის სახით გვხვდება მრავალ მაგმურ ქანში), ტურმალინი (გვხვდება სილიციუმმკარავ ქანებში), რუტილი, სფენი ან ტიტანიტი (არის სილიციუმმკარავ და ტუტე ქანებში), შპინელი, მადნეული მინერალები — მაგნეტიტი, პემატიტი, ილმენიტი (შედის თითქმის ყველა მაგმურ ქანში), ქრომიტი (ულტრაამფიტებისა და მაფიტების ჩვეულებრივი აქცესორული მინერალი). გვხვდება შემდეგი მეორეული (პოსტმაგმური, ეპიმაგმური, მეტამორფული) დაბალტემპერატურული მინერალები (ჰიდრატირებული): სერპენტინი, იდინგსიტი, ტალკი, ქლორიტი, ტრემოლიტი, აქტინოლიტი, ცაიზიტი, ეპიდოტი, სერიციტი, მუსკოვიტი, კაოლინიტი, პრენიტი, ცეოლითი, კარბონატი, და სხვ. მეორეულ ქანმაშენ მინერალებს ეკუთვნის აგრეთვე ეგზოგენური პროცესების პროდუქტები, რომელთა არსებობა მაგმურ ქანებში სავსებით დასაშვებია:

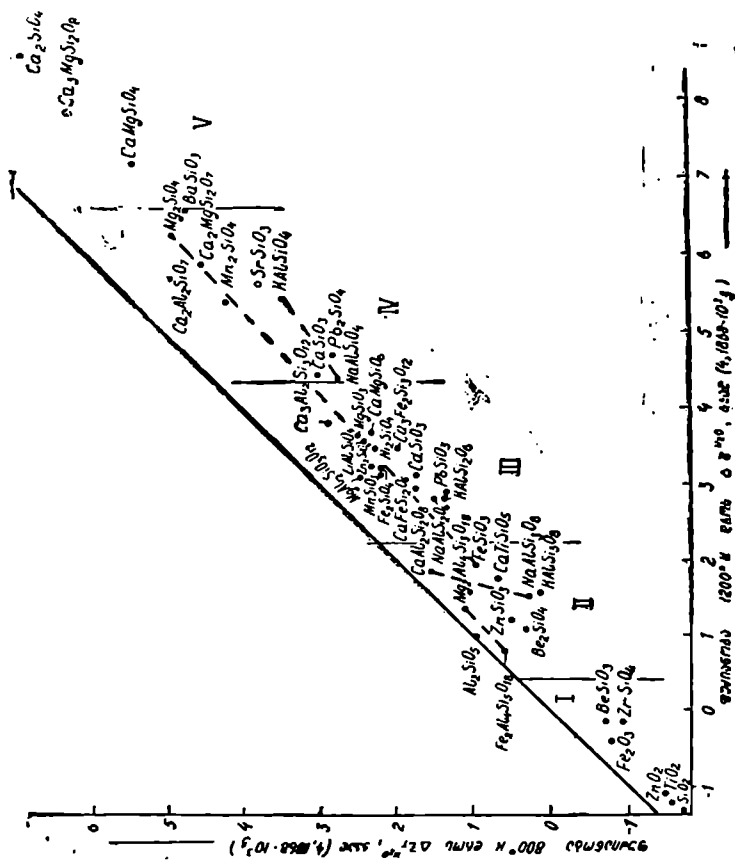
ამჟამად ექვს არ იწვევს, რომ მრავალი ე. წ. „პირველადი“ მინერალი სინამდვილეში პირველადი ქანმაშენი მინერალების გარდაქმნის (მეტამორფიზმის) პროდუქტია. კერძოდ, მათ ეკუთვნის ზოგიერთი მყავე პლაგიოკლასი, მიკროკლანი, ამფიბოლი, ქარსები, გრანატები, მადნეული მინერალები, კალციტები და სხვ. ამიტომ ქანმაშენი მინერალების დახასიათებისას ყოველთვის არ არის შესაძლებელი მათი მკვეთრი გაყოფა.

† ა. მარაგუშვიმა (1976) შეიმუშავა სილიკატებისა და ალუმოსილიკატების პირველი ზოგადი, თუმცა მისივე აზრით, ჯერ კიდევ არასრულყოფილი სისტემატიკა (ნახ. 24).

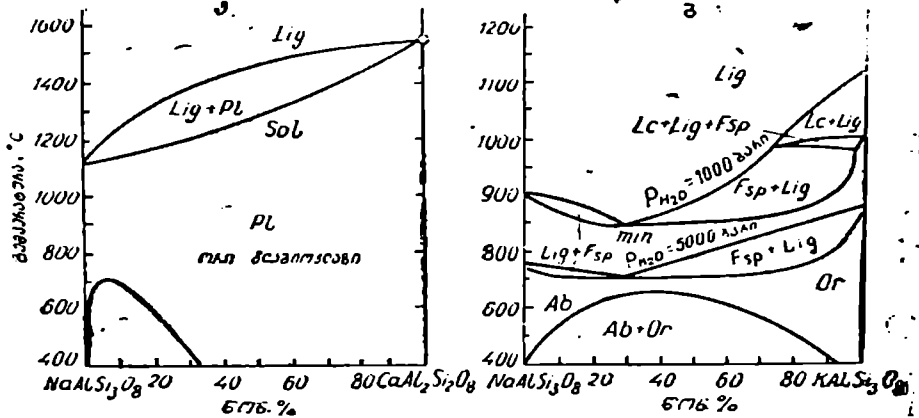
უველახე მყავე მინერალების I ჯგუფში მან აეარცთან, რუტილთან, პემატიტთან ერთად მოათავსა ისეთი მინერალები, როგორცაა ცირკონი და ბერილის მეტასილიკატი, რაც მცირედ მაინც გამოხატავს ბერილის მყავეურ თვისებებს (ბერილის და ალუმინის მეტასილიკატი); იგი კვარც—მინდვრისშპატიანი ძარღვებისა და პეგმატიტების ჩვეულებრივი მინერალია.

თუ ბერილს, რომელსაც საკმაოდ რთული შედგენილობა აქვს, წარმოვადგენთ გაშლილი სახით ( $Be_3Al_2Si_6O_{18} = 3BeSiO_3 + Al_2SiO_5 + 2SiO_2$ ), მისი შემადგენლები, რომელთაც ტუტე-მყავეური მახასიათებლები აქვთ, დაახლოებით შეესაბამებიან ბერილის მყავიანობის მაჩვენებელს.

ფენაკიტი, რომელიც ბერილის მეორე მინერალია და ფლუორიტისა და ტოპაზის შემცველ გრეიზენებში შედის, მეორე ჯგუფს მიეკუთვნება. იგი აერთიანებს აგრეთვე მინერალების რიგს, რომელთაც მყავეური თვი-



ნახ. 24. სილიკატების და ალუმინოსილიკატების სილიკატური ა. მარაგულიკატების მიხედვით (1976 წ.). რომელიც სილიკატების გამოხატული ფორმის მიხედვით გამოყოფილი ქვეყნები 1200° K ტემპერატურისათვის. ყველაზე ხანგრძლივად მარჯვნივ მდებარეობს ალუმინოსილიკატები.



ნახ. 25. პლაგიოკლაზების და ტუტე მინდვრის შპატების წონასწორული მდგომარეობის დიაგრამები.

სებები აქვთ: კერძოდ, ანდალუზიტს, კორდიერიტს, ტიტანიტს, ძალიან დიდი რაოდენობით რკინიან პიროქსენს (ფეროპიპერსტენს) და მკაფიურ მინდვრის შპატებს.

კალიუმის მინდვრის შპატები ასევე მკაფიუ მინდვრის შპატებს ეკუთვნის, ტუტეების შემცველობა მათში კაჟმიწასთან შედარებით დიდი არ არის ( $KAlSi_3O_8 \approx 0,5 K_2O - 0,5 Al_2SiO_5 + 2,5 SiO_2$ ), ამიტომ, ა. მარაკუშევიჩი მინდვრის შპატების მიმართ ტერმინ „ტუტეს“ ხმარებას გაუმართლებლად თვლის. ანორთიტსა და შედგენილობით მასთან ახლო მდგომ პლაგიოკლაზებს უწოდებენ ფუძეებს, რაც გამართლებულია ფუძიანობის მაღალი მაჩვენებლებით, ტემპერატურის ზრდასთან ერთად ანორთიტი და ალბიტი ფუძიანობის მიხედვით უახლოვდებიან ერთმანეთს, მაგრამ განსახილველი ტემპერატურული ინტერვალის ფარგლებში (1200°-მდე) ანორთიტი, ალბიტთან შედარებით, უფრო ფუძე მინერალად რჩება.

ნეფელინი და ლეიციტი მიეკუთვნება ალუმოსილიკატებს,  $Al_2SiO_5$  შედგენილობის მინერალების მკაფიანობა (ანდალუზიტის, სილიმანიტის, კიანიტის) მაღალი ტემპერატურის პირობებში მინდვრის შპატების მკაფიანობაზე მაღალია. ტემპერატურის დაწევისას  $Al_2SiO_5$  შედგენილობის მინერალების და მინდვრის შპატების მკაფიანობის მაჩვენებლები ახლოვდება და შემდეგ მკაფიუ მინდვრის შპატები უფრო მკაფიური მინერალები ხდება (პლაგიოკლაზების ფუძიანობა კი ნებისმიერ ტემპერატურაზე უფრო მაღალი რჩება).

მინერალების III ჯგუფს ეკუთვნის ლეიციტი, ჟადეიტი, პიროპი, სპოდუმენი, გროსულარი, ანდრადიტი, კლინოპიროქსენები, ოროთპირო-

ქსენები და რკინიანი ოლივინები, ყოველი მათგანი მაღალი ფუძიანობით ხასიათდება. ლეიციტი — ტუტე ვულკანიტების ტიპური მინერალია, რომელიც კვარცთან ასოციაციაში არ გვხვდება. ქაღეიტი და პიროპი უკვარცო მეტამორფიტებშია გავრცელებული. სპოდუმენი, როგორც წესი, გვხვდება უკვარცო პეგმატიოდებში; გროსულარი, ანდრადიტი, კლინოპიროქსენები (დიოფსიდი, ჰედენბერგით) — კირქვიანი სკარნების ტიპური მინერალებია. ორთპიროქსენები (ჰიპერსტენი, ენსტატიტი) და რკინიანი ოლივინები გვხვდება მომატებული ტუტეიანობის გრანიტოიდებში (ჩარნოკიტები, ფოალიტისანი გრანიტები).

მინერალების IV ჯგუფში შედის ნეფელინი და კალსილიტი, ვოლასტონიტი, ტეფროიტი, აკერმანიტი, გელენიტი, მაგნეზიური ოლივინები აგრეთვე სტრონციუმისა და ბარიუმის მეტასილიკატები, რომლებიც ქანებში დანოქვადებული მინერალების სახით არ გვხვდება. ეს ტუტე (ნეფელინი, კალსილიტი) და ულტრაფუქე (ოლივინი) მინერალებია. ძირითადად ამ მინერალებით ფიქსირდება ბუნებაში მიმდინარე პროცესების ყველაზე მაღალი ტუტეიანობა, რომელიც მიმდინარეობს დაახლოებით  $1200^{\circ} \text{K}$  ტემპერატურაზე.

მინერალების უკანასკნელ. V ჯგუფს აქვს უფრო ფუძე თვისებები, მათ ეკუთვნის: ლარნიტი, მერვინიტი, მონტიჩელიტი და სხვ. ისინი წარმოიშობა ვულკანიტებთან ძალიან მაღალტემპერატურული კონტაქტის პირობებში (მეტამორფიზმის სანიდინიტური ან ლარნიტული ფაციესი).

კარკასული შრეული სილიკატების მნიშვნელოვანი ნაწილი უფრო დამახასიათებელია სილიციუმმჭავა (გრანიტები) და ტუტე (ნეფელინური სიენიტები) ქანებისათვის, შრეული სილიკატების დამახასიათებელი თავისებურებაა სილიციუმმჭავა სილიკატის ქიმიური კავშირი ტუტეებთან ( $\text{K Na}$ ) და მათი მდგრადი პარაგენეზისები:  $\text{F}_{sp} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Qtz}$ ,  $\text{F}_{sp} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Ne}$ ,  $\text{F}_{sp} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Qtz} \rightarrow \text{Bi}$ ,  $\text{F}_{sp} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Ne} \rightarrow \text{Bi}$  და ა. შ. შრეული სილიკატებისაგან განსხვავებით, ორთოსილიკატები და ჯაქვური სილიკატები, ე. ი. ორთოსილიციუმის ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) და მეტასილიციუმის ( $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) მჭავების მარტივი უპირატესად ულტრაფუქე და ფუქე ქანებს წარმოშობენ, როგორცაა ლენიტები, პერიდოტიტები, გრანატისანი პერიდოტიტები, გაბრო, ბაზალტები, მელილიტიანი ქანები და ა. შ. ქანმაშენი ორთოსილიკატები და ჯაქვური სილიკატები დიდ მსგავსებას იჩენენ ტუტე მიწებთან ( $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ) და უფრო ნაკლებს —  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Mn}$ -თან და ა. შ. რაც შეეხება ლენტურ მეტასილიკატებს, კერძოდ, ამფიბოლებს, თუ მათ კათიონურ შედგენილობას გავითვალისწინებთ, ისინი შეიძლება იყოს ყველა მაგმურ ქანში. რაც გამომდინარეობს განხილულ ცხრილში მათი შუალედური მდებარეობიდან.

ნაკრამ აღნიშნული კანონზომიერებანი იდეალურ შემთხვევებს ეკუთვნის, საერთოდ კი მაგმურ ქანებში პარაგენეზისები ძალიან მრავალ

ფეროვანია. მაგალითად, გაბროში. ბაზალტსა ან ოლივინიან გაბროში ჩვეულებრივი პარაგენეზისებია: კარკასული სილიკატი (PI) + ჯაქვეური მეტასილიკატი (Opx) და კარკასული სილიკატი (PI) — ორთოსილიკატი (Ol), თუმცა ერთსახელიანი მინერალების ქიმიური შედგენილობანი მათში განსხვავებული იქნება. კიდევ ერთი მაგალითი: რაპაკივში ორთოსილიკატი არც თუ იშვიათად გვხვდება ოლივინის სახით, რაც  $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$  იზომორფული სერიის დიდი შემცველობის რკინიან წყვერს წარმოადგენს. ფორსტერიტი კი ასეთ ქანებში არ გვხვდება. იგივე შეიძლება ითქვას უფრო ტუტე ქანების — ჰორტონოლიტიანი (ოლივინიანი) სიენიტების შესახებაც. ყველა ეს მაგალითი გვიჩვენებს რომ მინერალების შედგენილობა მაგმურ ქანებში, მათი კრისტალთქიმიური ბუნება, სტრუქტურა და პარაგენეზისები განპირობებულია მაგმის გარკვეული შედგენილობის კრისტალიზაციის თერმოდინამიკური რეჟიმით. აქედან გამომდინარე, თუ ვიცით ქანმაშენი მინერალების შედგენილობა, მათი კრისტალთქიმიური და სტრუქტურული თავისებურებანი, შეგვიძლია განვსაზღვროთ შუაბაშისი შედგენილობის მაგმის გაცივების (კრისტალიზაციის) კონკრეტული თერმოდინამიკური პირობები.

## უფარული მინერალეაი

### მინდვრის შპატები

უფერული ქანმაშენი მინერალებიდან პირველ რიგში უნდა გამოვყოთ მინდვრის შპატები, რომლებიც  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$  სასტემაში ქმნიან მყარ ხსნარებს, თუმცა აქ სრული იზომორფიზმი მთლიანად არ აღინიშნება. სრულ იზომორფიზმს ამჟღავნებენ მხოლოდ ტუტე მინდვრის შპატები  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$  (იზოვალენტური იზომორფიზმი  $Na \rightleftharpoons K$ ) და პლაგიოკლასები  $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$  (პეტეროვალენტური იზომორფიზმი  $NaS \rightleftharpoons CaAl$ )  $800^\circ C$ -ზე მაღალ ტემპერატურაზე. განხილული სისტემის ნატრიუმთან არეში სამივე კომპონენტის იზომორფიზმი შემოფარგლულია, ხოლო  $KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$  რიგში შერეგვადობა პრაქტიკულად არ გვაქვს.

ანორთიტული კომპონენტის პროცენტული შემცველობის მიხედვით  $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$  მყარი ხსნარის რიგში გამოყოფენ პლაგიოკლასების (ბერძ. „პლაგიოკლას“ — ირიბობადი) შემდეგ სახესხვაობებს:

ალბიტი (Ab) (ბერძ. „ალბუს“ — თეთრი)	0—10
ოლიგოკლასი (Og) (ბერძ. „ოლიგოკლას“ — უმნიშვნელოდ გამობლი)	10—30
ანდესიანი (An) (მთათა სისტემის — ანდების, სახელწოდებიდან)	30—50
ლაბრადორი (Lab) (ნახევარუქმძელ ლაბრადორის სახელწოდებიდან)	50—70

ბიტუნიტი (Bil)	(ბაიტაუსის საბადოს სახელწ. კანადაში)	70—90
ანორთიტი (An)	(ბერძ. — „ანორთოს“, — ირიბი, ტრიკლინურ სინგონიაში კრისტალოზაციის გამო)	90—100

ბუნებრივი პლაგოკლაზების სინგონია ტრიკლინურია, თუმცა ცნობილია მონოკლინური ალბიტების არსებობის შემთხვევებიც. პლაგოკლაზები ხშირად დამრჩობლილია, ექსტრუზიული სხეულების ქანებში ისინი ყოველთვის ზონალურებია. ზონალური პლაგოკლაზები ხშირად აღინიშნება პიპაბისურ სხეულებში, კერძოდ, კავკასიონის მეზოკაინოზოურ ინტრუზივებში, რომლებიც წარმოშობილია ჰიბრიდიზაციის პროცესში (გ. ზარიძე, 1938) და აგრეთვე მეტამორფიტებშიც.

დამრჩობლვა მრავალი ქანშაშენი მინერალის მნიშვნელოვანი ნიშანია (მაგალითად, კორდიერიტების, რუტილების, სტავროლიტების და სხვ.). კანონზომიერად დამრჩობლილი ფორმების უდიდესი რაოდენობა გვხვდება პლაგოკლაზებში, მაგრამ პლაგოკლაზების სექტორული მრჩობლები უკანასკნელ დრომდე არავის მიერ არ იყო ფიქსირებული. ი. კიკნაძემ და გ. ციმაკურიძემ (1978) ლადევალის წყების პალეოზოურ მეტამორფიტებში, მდ. ქვიშის ხეობაში (მდ. დოღრის მარჯვენა შენაკადი, კავკასიონის სამხრეთი ფერდი), ქლორიტ-ალბიტ-კვარც-მუსკოვიტური ქანების პორფირობლასტურ სახესხვაობებში დაადგინეს პლაგოკლაზების სექტორული მრჩობლები, რომლებიც ადრე აღნიშნული იყო როგორც კორდიერიტების სექტორული მრჩობლები.

სექტორულმრჩობლიანი პლაგოკლაზები ქმნიან სადა, ზოგჯერ გასერიციტებულ პორფირობლასტურ მარცვლებს (0.5-დან 2—3 მმ-მდე) ხშირად კალციტის, გრაფიტისა და მაგნეტიტის წვრილი ჩანართებით. ისინი ხშირად შედგებიან ოთხი (ოთხეული.) ან სამი (სამკულა) ინდივიდისაგან. ჩვეულებრივ, ცალკეული დამრჩობლილი კრისტალები მქანაურად ეხებიან ერთმანეთს გარკვეული სიბრტყეებით. სექტორულ კორდიერიტებში შეზრდის სიბრტყეებია რომბული პრიზმები (110) ან (130). რომბული სინგონიის მინერალებში, კერძოდ, კორდიერიტში, მრჩობლის შეზრდის სიბრტყეები არ შეიძლება იყოს მეორე პინაკოიდი. აქედან გამომდინარე, შესწავლილი მინერალი შეესაბამება პლაგოკლაზს (A<sub>115-8</sub>) და არა კორდიერიტს.

აღნიშნული პლაგოკლაზების მიკუთვნება ალბიტებისადმი დამტკიცებულია აგრეთვე რენტგენოსტრუქტურული ანალიზით, რომელიც ჩატარდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის რენტგენოსტრუქტურულ ლაბორატორიაში რ. ახვლედიანის მიერ. ლადევალის წყების მეტამორფიტების სინჯის ლეიკოკრატული ნაწილის ანალიზმა არ გვიჩვენა ნიმუშში კორდიერტი — რენტგენოგრაფაზე ჩანს მხოლოდ კვარცის (პიკები 4,24, 3,69, 3,34. 10<sup>-10</sup>) და მქავე პლაგოკლა-



ზის (პიკები 4,04, 3,86, 3,53, 3,20 .  $10^{-10}$  მ) ნარევისათვის დამახასიათებელი გამოსახულებები.

ავტორები ვარაუდობენ, რომ ლადევალის მეტამორფიტებში ალბიტების სექტორული მრჩობლები მეტამორფიზმის დროს ცალკეული ინდივიდების ურთიერთშეხების გზით წარმოიშვა.

მინერალთა და განსაკუთრებით იზომორფული რიგების მომცემ მინერალთა, მნიშვნელოვანი დაიგნოსტიკური ნიშანია ოპტიკური მახასიათებლების დამოკიდებულება შედგენილობაზე. მაგალითად, პლაგიოკლაზებისათვის დადგენილია ხაზოვანი კავშირი  $Nm$  გარდატეხის მაჩვენებელსა და შედგენილობას შორის

$$Nm = 1,532 + 0,053 \left( \frac{An}{An + Ab} \right) = 1,532 + 0,053 \chi_{An}^{Pl}$$

სადაც  $\chi_{An}^{Pl}$  — ანორთიტის და პლაგიოკლაზის მოლური წილია.

პლაგიოკლაზური მინის გარდატეხის მაჩვენებლის დამოკიდებულება მის შედგენილობასთან გამოსახება განტოლებით

$$N = 1,400 + y/100.$$

სადაც  $y = 8,752 + 6,590 \chi_{An}^{Pl} + 3,988 (\chi_{An}^{Pl})^2 - 1,864 (\chi_{An}^{Pl})^3$ .

პლაგიოკლაზების ოპტიკური თვისებები უ. დირის, რ. ხაუისა და ჯ. ზუსმანის (1966) მიხედვით ასეთია:

	ბალატემპერატურული ალბიტი	ალბიტი	ანორთიტი
	$NaAl_2O_8$	$NaAlSi_3O_8$	$CaAl_2Si_2O_8$
Np .	1,527	1,527	1,577
Nm .	1,532	0,531	1,585
Ng .	1,534	1,538	1,590
Ng—Np .	0,007	0,010	0,013
2V .	45 (—)	77 (—)	78 (—)

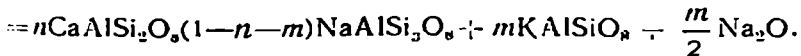
0,1 მპა (1 ატმ) წნევის დროს ექსპერიმენტულად კარგადაა შესწავლილი  $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$  სისტემის მდგომარეობის დიაგრამა (ნახ. 26, ა). სითხის კრისტალიზაცია იწყება  $1550^\circ C$  ტემპერატურაზე. ტემპერატურის შემდგომი დაწვეით ხსნარის შედგენილობა იცვლება ლიკვიდუსის (*liq*) მრუდის, ხოლო კრისტალების შედგენილობა — სოლიდუსის (*sol*) მრუდის გასწვრივ. დიაგრამიდან ჩანს, რომ გაცივების ყოველ გარკვეულ საფეხურზე სითხე ყოველთვის უფრო მდიდარი იყო ალბიტური შემადგენლით, ვიდრე მასთან თანაარსებული პლაგიოკლაზის კრისტალები. სითხის კრისტალიზაცია მთავრდება მაშინ, როდესაც მისგან მთლიანად გამოიყოფა ანორთიტი.

700°C-ზე დაბალი ტემპარატურის პირობებში ალბიტური უბნის სუბ-სოლიდუსში (ნახ. 26, ბ), პლაგოკლაზი იყოფა ორ ფაზად: ალბიტი + ოლიგოკლაზი. შეიძლება აგრეთვე დაშლის სტრუქტურების (პერისტერიტების) წარმოშობა, რაც მიგვიითიებს განხილული ორკომპონენტიანი მყარი ხსნარის იდეალურისაგან გადახრაზე დაბალი ტემპერატურის პირობებში. ტემპერატურის დაცემის სიჩქარესა და მდნარის კრისტალიზაციის შესაბამისად პლაგოკლაზის შესერში ხდება სილიციუმისა და ალუმინის ატომების მოწესრიგება გარკვეული ხარისხით, რაც ღვინდება ოპტიკური მეთოდებით.

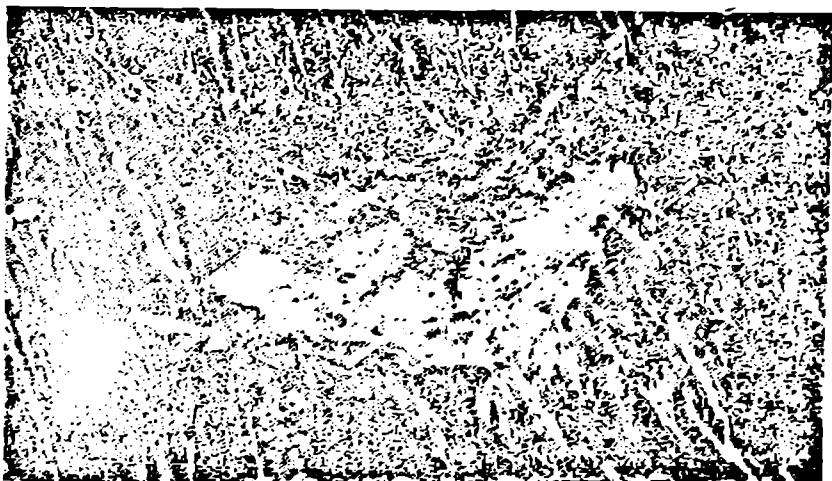
პლაგოკლაზები შედის მრავალი მაგმური და მეტამორფული ქანის შედგენილობაში. ისინი არ გვხვდება ღუნიტებში, ლარცოლიტებში და ზოგიერთ სხვა ქანებში. ყველაზე ნაკლებადაა გავრცელებული ფუძე პლაგოკლაზები (ბიტოვნიტები, ანორთიტები); შეინიშნება პერიოდოტიტებში (Al<sub>11</sub>), სამხრეთ კალიფორნიის რქაქუყარაიან გაბროში (Al<sub>14-8</sub>) ნეფელინიან ფიქლებში დეჟნევის მასივიდან ჩუკოტკაზე (Al<sub>18</sub>) და სიტამპუნდის კომპლექსის ანორთოზიტებში ინდოეთში (Al<sub>15</sub>).

საშუალო სილიციუმმკვავა ვულკანურ ქანებში — ანდეზიტებში — პლაგოკლაზები ჩვეულებრივ წარმოდგენილია ანდეზიტების, იშვიათად უფრო ფუძე პლაგოკლაზებით; ანალოგიური შედგენილობის პლაგოკლაზები გვხვდება დიორიტებში. ფუძე შედგენილობის ვულკანიტებში (ბაზალტებში) პლაგოკლაზები ლაბრადორზე მკავე არაა, ზოგჯერ უახლოვდება ბიტოვნიტს; ასეთივე შედენილობის პლაგოკლაზები შედის ფუძე ინტრუზიულ ქანებში (გაბროში და ნორიტებში). სილიციუმმკვავა ვულკანიტებში (როლითებში) და ინტრუზულ ქანებში (გრანიტებსა და გრანოდიორიტებში) პლაგოკლაზები ოლიგოკლაზს მიეკუთვნება, იშვიათად უფრო მკავეა (ალბიტი ან მკავე ანდეზინი). მეტასომატურ გრანიტებში და გრანიტულ პეგმატიტებში. ჩვეულებრივ, გვხვდება ალბიტები.

სხვადასხვა ნეფელინიან სიენიტში პლაგოკლაზების შედგენილობა იცვლება ალბიტიდან ანორთიტამდე, რაც ხშირად შეინიშნება ორმინდვრის ნუპატთან ინტრუიზულ ქანებში. ეს მიგვიითიებს, რომ პლაგოკლაზები წარმოიშობა არა მარტო დიავრამაზე გამოსახული გზით (იხ. ნახ. 26). კორჩინსკი გრანიტებში პლაგოკლაზების შედგენილობის ფართო ვარიაციებს ხსნის მაგმაში კალიუმის ქიმიური პოტენციალის ცვლილებით:



კომპონენტის ქიმიური პოტენციალის ზრდასთან ერთად რეაქცია მარჯვნივ გადაიხრება; პლაგოკლაზი უფრო ფუძე ხდება მისი ალბიტური შ-



ნახ. 26. ჩანაცვლების პერტიტი. ჩრდილო კავკასია. ნიუ-გად. 47x.  
ცენტრში — გამოკლკლენებას გადარჩენილი გააღბრებელი პლაგოკლასის  
ჩუქტი.

მადგენლის ორთოკლაზურით ჩანაცვლების ხარჯზე, მაგრამ  $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$  სისტემაში შეუთავსებლობის შედეგად ორთოკლაზი დამოუკიდებელი ფაზის სახით გამოიყოფა.

გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიხედვით, პლაგოკლაზების შედგენილობის ფართო ვარიაციები აღინიშნება გრანიტოიდებშიც. რომლებიც წარმოიშვა სხვადასხვა ბაზიტების ხარჯზე მეტასომატური გრანიტიზაციის გზით. ამ უკანასკნელებში ფუძე შედგენილობის პლაგოკლაზები განიცდის ნატრიუმის შემცველი აღმავალი ხსნარების ზეგავლენას. რის შედეგადაც ისინი გარდაიქმნებიან სულ უფრო მეტად პლაგოკლაზებად ალბიტამდეც კი. ეს პროცესი საწყისი სხეულის სხვადასხვა ნაწილში შეიძლება სხვადასხვა ინტენსივობით მიმდინარეობდეს, რაც განაპირობებს პლაგოკლაზების შედგენილობის მრავალფეროვნებას. პროცესს აქვს სტადიური ხასიათი, ნატრიუმიან მეტასომატოზს მოსდევს უპირატესად სილიციუმიანი. რომელიც იცვლება კალიუმიანი მეტასომატოზით — კალიუმნატრიუმიანი მინდვრის შპატების წარმოქმნით (როგორც წესი, მიკროკლინის) ნივთიერების შემოტანის სტადიები შეიძლება განსხვავდებოდეს დროშიც და სივრცეშიც, ჰქონდეს განსხვავებული თანამიმდევრობა.

ფუძე შედგენილობის პლაგოკლაზების დაშლის შედეგად გამოიყოფა

სხვადასხვა პროდუქტი, კერძოდ, ეპიდოტური მინერალები, რომელიც შეისწავლა დ. შენგელიამ (1972) ჩრდილოეთ კავკასიის პალეოზოოური გრანიტოიდებისა და გაგრანიტებული ქანების მაგალითზე.

ჩრდილოეთ კავკასიის პალეოზოოური გრანიტოიდებისა და გაგრანიტებული ქანების 79 პარაგენეზისათვის ეპიდოტთან ასოციაციაში შედგენილია პლაგიოკლაზში ანორთიტული მოლეკულის მონაწილეობის სიხშირის დიაგრამა, რომელიც გვიჩვენებს, რომ ამ ქანებში პლაგიოკლაზების გავრცელების წყვეტილობა  $Pl_8-Pl_{18}$  ინტერვალში ისეთივეა, როგორც ცენტრალური ალპების ამფიბოლიან ფიქლებში. ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული  $Pl_0-Pl_8$ , პლაგიოკლაზების რიცხვი  $Pl_9-Pl_{10}$  ინტერვალში მნიშვნელოვნად ნაკლებია. უფრო ნაკლებადაა გავრცელებული პლაგიოკლაზები  $Pl_{11}$ -დან  $Pl_{18}$ -მდე.  $Pl_{18-20}$  წინა ჩჯუფთან შედარებით ხშირია. ხოლო  $Pl_{20}$  ფიქსირდება სულ უფრო და უფრო იშვიათად, მინერალიზაციის დაბალტემპერატურული პირობების გამო, რომლის დროსაც ალბიტისა და ანორთიტის შეთავსება პლაგიოკლაზში შეზღუდულია.

ჰერცინული გრანიტოიდების და მათი შემცველი მეტამორფიტების პლაგიოკლაზები ხშირად გვხვდება ალბიტის პორფირობლასტების სახით, რომელთაც ილიომორფული ან ოვალური ფორმები აქვთ (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1967). ისინი ქმნიან მონოკრისტალებს ან წვრილი მარცვლების აგრეგატებს, რომლებიც ცალკეულ უბნებში ან წყვეტილ ზოლებში გადაიზრდება. პორფირობლასტები ხშირად შეიცავს სხვადასხვა მინერალის მრავალრიცხოვან ჩანართებს ცალკეული მარცვლების, ძეწკვების ზოლების ან გროვების სახით, რომლებიც პორფირობლასტების ჩამოყალიბების დროს მეტასომატურ პროცესს გადარჩენილი უბნებია. ჩანართები ნაკლებად მკაფე პლაგიოკლაზებთანაა წარმოდგენილი, ფუქე პლაგიოკლაზის დენაორთიტიზაციის პროდუქტებით (სოსურატი, კლანოკოიზიტი, ეპიდოტი), რქატყუართ, ტიტანიტით და იშვიათად ქიისებრი კვარცით, მირმეკიტების წარმოშობით. ალბიტური პორფირობლასტების გაჩენა გამოწვეულია საწყისი გეოსინკლინური წყების ქანების ნატრიუმისანი მეტასომატოზის შედეგად. შემდგომი კალიუმისანი მეტასომატოზი იწვევს ალბიტური პორფირობლასტების მიკროკლინით ნაწილობრივ ან მთლიანად ჩანაცვლებას (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959, დ. კიზველტერი, 1956). დადგენილია, რომ ალბიტი წარმოიშობა მეტასომატური გზით — ნატრიუმის შემოტანის შედეგად მეტამორფულ რქატყუართან გაპრო-დიორიტებში. ზონალური პლაგიოკლაზები. მაგმურისაგან განსხვავებით, ბუნდოვანი, უსწორმასწორო და თანდათანობითია. ზონების რიცხვი ორიდან ოთხამდეა. ზონალობა ნორმალურია, იშვიათად რეკურენტული. განსხვავება გარე ზონისა და ბირთვის შედგენილობას შორის ანორთიტული მოლეკულის 10—25% შეადგენს. მრჩობლები არ შეინიშნება. ფუქე მაგმური ქანების და კრისტალური ფიქლების ქსენოლითებში ზონა-

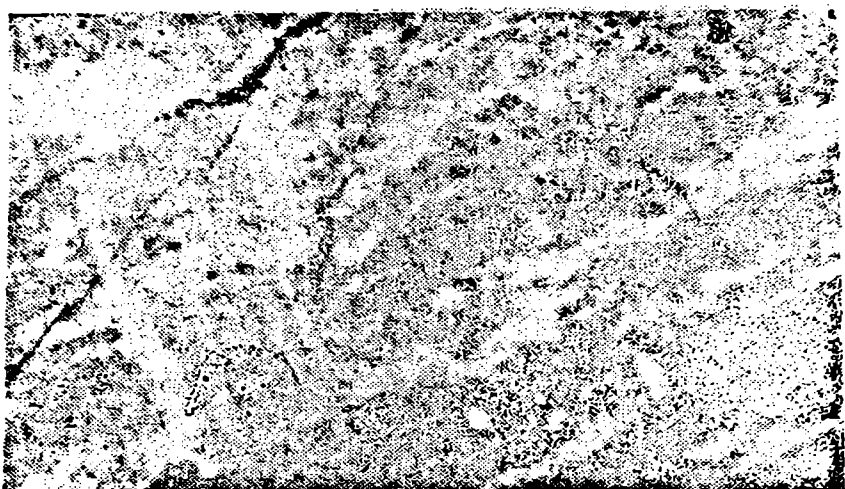
ლური პლაგოკლაზები მეტასომატური გზით წარმოიშვა. შეცვლა მიმდინარეობდა სილიციუმისა და ტუტეების შემოტანით, რის შედეგადაც წარმოიშვა პლაგოკლაზისა და მიკროკლინის პორფირობლასტები, კვარცი, ბოტიტი, მოლურჯო-მწვანე რქატყუარა. ახლად წარმოშობილია აგრეთვე აქცესორული მინერალები — აპატიტი, ორთიტი, ტიტანიტი, ცირკონი.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა (1958) ჩრდილოეთ კავკასიის უძველესი გრანიტოიდების შესწავლისას პირველად დაადგინეს პლაგოკლაზის მიკროკლინით მეტასომატური ჩანაცვლების გზით (კალიმეტასმატოზი) წარმოშობილ პერტიტთა განსხვავებული მორფოლოგიური ტიპები.

ადრე ცნობილი იყო პერტიტების წარმოშობის სამი გზა: 1. ევტექტიკური კრისტალიზაცია, 2. კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატიდან გამოყოფა გაცივების დროს, 3. კალიშპატის ალბიტით ჩანაცვლება ტყეჩვადობის ნაპრალების განწვევრების მიმართ. პერტიტების წარმოშობაში უმთავრესად მყარი ხსნარის დაშლა ითვლებოდა.

ა. ბოლდირევის მიხედვით პერტიტების ყოველ გენეტურ ტიპს გარკვეული მორფოლოგიური ტიპი მიესადაგება. მაგალითად, ბოჰკოვანი პერტიტი მინდვრის შპატის ჩამოყალიბების ადრეულ სტადიაში მყარი ხსნარის დაშლის შედეგად წარმოიშობა: აფსკისებრი — აგრეთვე მყარი ხსნარის დაშლის შედეგად, მაგრამ ჩამოყალიბების შედარებით გვიან სტადიაში, ძარღვისებრი და ლაქისებრი — მიკროკლინის ალბიტით ენდოპიდრატოგენული ჩანაცვლებით მოჭიმვის ნაპრალების მიმართ; ურთიერთგამჭორი ტიპი — ერთდროული კრისტალიზაციისას კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატის თანამიმდევრული დაშლით და ალბიტის გამოყოფით. ამგვარად, პერტიტების სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის — წინასწარ გაალბიტებული პლაგოკლაზების — ალბიტების (ნატრიუმიანი მეტასომატოზი) მიკროკლინით (კალიუმიანი მეტასომატოზი) ჩანაცვლების გზით წარმოშობის შესახებ, 1958 წლამდე ცნობილი არ იყო. შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ მოცემულ შემთხვევაში პერტიტების წარმოშობა ალბიტების მიკროკლინით სრული ჩანაცვლების დაუსრულებელი სტადიაა, რაც კარვად ჩანს მოყვანილი ფოტოებიდან.

27-ე ნახაზზე ჩანს პლაგოკლაზის (ალბიტის) პოლისინთეზურად დამრჩობლილი მსხვილი მარცვლების ჩონჩხები, რომლებიც კოროდირებულია და ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია მიკროკლინით. აღინიშნება პლაგოკლაზის დარჩენილი ნაწილების ერთდროულად ქრობადი მრჩობლების ზოლების სრული თანხედრობა, რომლებიც გათიშულია მიკროკლინით. ამ მიმართულებას ემთხვევა მესრისებრი მიკროკლინის მრჩობლის ზოლების ერთ-ერთი მიმართულება. მეორე შემთხვევაში (ნახ. 28) პლაგოკლაზის (ალბიტის) მთავარი კრისტალიდან. რომელსაც დაკბილული კიდებები აქვს. მესრისებრი მიკროკლინის მხარეს გადის ერთნაირად ორიენტირებული და ერთდროულად ქრობადი ზოლები, რომლებიც პერტიტს ქმნიან.

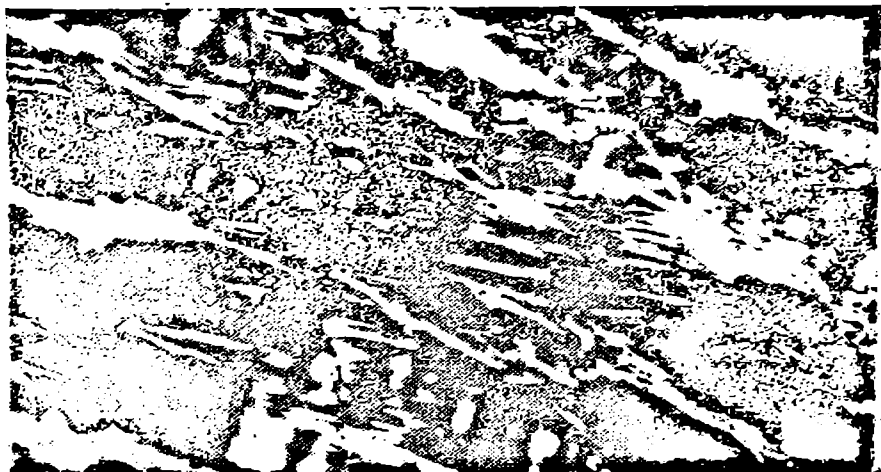


ნახ. 27. პლაგიოკლაზის (ალბიტის) გაიკროკლინება პერტიტის წარმოშობით. ჩრდილო კავკასია. ნიკ. +, გადიდ. 47x.

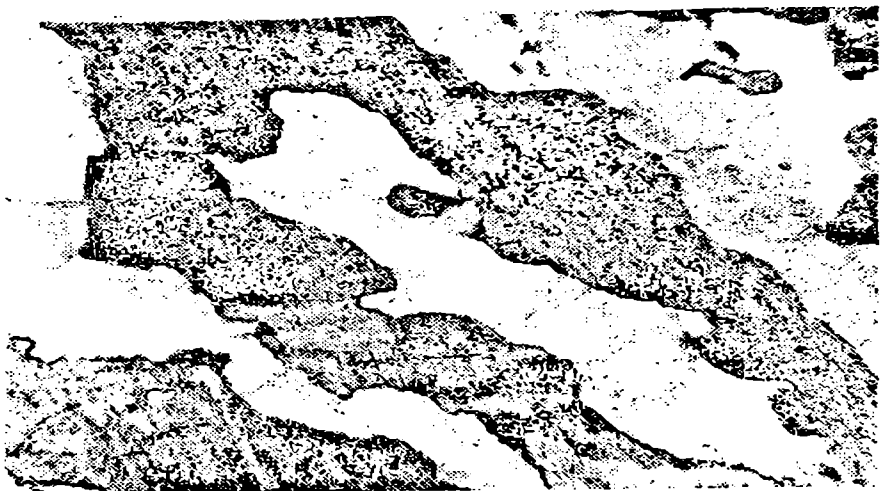
პლაგიოკლაზისაგან შესრიანი მიკროკლინისკენ გადის ერთნაირად ორიენტარებულ და ერთდროულად ქრობადი ზოლები (ნაშთები). რომლებიც წარმოშობენ პერტიტს.

29-ე ნახაზზე მოყვანილია პერტიტის ზოლიან-ლენტური მორფოლოგიური ტიპი სხვადასხვა სისქის გამოსოლილი ზოლებით. აღინიშნება ასევე კორფლისებრი და ნაფლეთისებრი პერტიტები. ამგვარად, პლაგიოკლაზის მიკროკლინისაგან სხვადასხვა სტადიაში შეიძლება მოგვეცეს ჩანაცვლების პერტიტების განსხვავებული ფორმები.

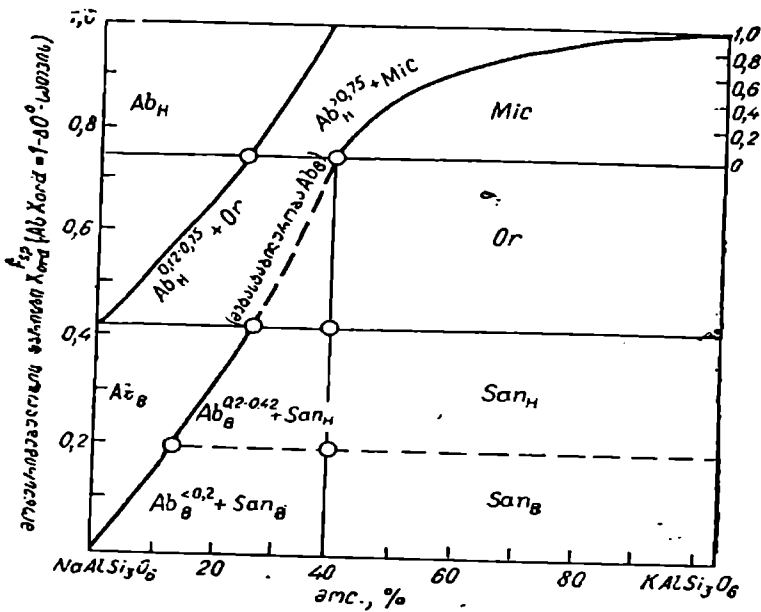
გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა (1959<sub>1</sub>, 1959<sub>2</sub>) კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდზე (ზემო ტებერდა) ზედაპალეოზოურ გაბრო-დიაბაზურ ინტრუზივებში აღწერეს სილიციუმისანი მეტასომატოზის პროცესი, რომელმაც პლაგიოკლაზში გამოიწვია მიკროპეგმატიტური სტრუქტურების წარმოშობა (ნახ. 30). ინტრუზივი შედგენილია გაბროსაგან, გაბრო-დიაბაზებისა და დიაბაზებისაგან. სილიციუმის შემოტანის შედეგად პეგმატიტური შენაზარდების წარმოშობის პროცესი განსაკუთრებით ნათლად ჩანს დიაბაზებში. ამ ქანებში კვარცის ძარღვებზე ზოგ ადგილებში წარმოიშობა წანაზარდები ან გამონაბერები, რომლებიც შედეგად ერთმანეთთან მიერთებული კვარცის უწყრილესი მარცვლებისაგან და ღრუბლისებრ მასას მოგვაგონებს. ხშირად კვარცის ძარღვები იტოტება, ქმნის დენდრიტის მსგავს სხეულებს. ზოგჯერ ეს განტოტებები წვრილდება და მთელი ძარღვის სიგრძეზე ეშენის „ნასკვებს“. წარმოიშობა კვარცის ერთდროულად ქრობადი მარცვლების ძეწკვი. სხვა შემთხვევებში შეინიშნება უბნები, რომლებიც შედ-



ნახ. 28. შიკროკლინ-პერტიტის წარმოშობა პლაგიოკლასის (ალბიტის) გამო-  
 კროკლინების შედეგად. ნიკ. ჟ. გალიდ. 47x.  
 ზოლიან-აპკური პერტიტი სხვადასხვა სისქის გამოსოლილი ზოლებით.



ნახ. 29. გრანიტოიდის პლაგიოკლასის შექმა კვარციტ. წარმოიშობა იქტიო-  
 გლობტური სხეულაყები. ჩრდილო კავკასია. ერთი ნიკ. გალიდ. 35x.



ნახ. 30. ალუმოსილიციუმის ტეტრაედრის პირობითი მოწესრიგებულობის ხარისხი ტეტე მინდვრის შპატებში  $500^{\circ}C$  და  $P_{H_2O} \approx 10^8$  პა დროს. პერჩუკის და ი. რიაბ-ჩიკოვის ექსპერიმენტული მონაცემების მიხედვით (1976).  $Ab_H$  — დაბალი ალბიტ;  $Ab_B$  — მაღალი ალბიტ;  $San_H$  — დაბალი სანიდინი;  $San_B$  — მაღალი სანიდინი;  $Or$  — ოროთოკლაზი;  $Mic$  — მიკროკლინი.

გება პლაგიოკლაზის პეგმატიტის მსგავსი შენაზარდებისაგან ერთდროულად ქრობადი კვარცის მარცვლებით; ისინი წარმოიშობა პლაგიოკლაზის ნაწილის მეტასომატური ჩანაცვლების შედეგად შემოტანილი კვარციტ-კვარცის შემდგომი ურთიერთქმედება პლაგიოკლაზთან იძლევა პეგმატიტის მსგავს სურათს. პლაგიოკლაზის (სილიციუმქვევა მეტასომატოზის) ჩანაცვლების შორს წასული პროცესის შედეგად წარმოიშობა კვარცის პეგმატიტის მსგავსი შეზრდა პლაგიოკლაზთან. თუ პლაგიოკლაზი შემდგომში გამიკროკლინდება, გვექნება კვარცის პეგმატიტური შეზრდა მიკროკლინთან.

ტუტე მინდვრის შპატებისათვის დამახასიათებელია მონოკლინური სინგონია. შეინიშნება პირველი სინგონიის ფორმების თანდათანობითი ფაზური გადასვლა მეორე სინგონიის ფორმებში, რაც გამოიხატება ტრიკლინურობის ხარისხის შეცვლით. ეს გადასვლები დაკავშირებულია მიწერალის კრისტალურ მესერში კათიონების მოწესრიგებულ გადანაწილებასთან. ყველაზე მოწესრიგებულ („წესრიგი“) მინდვრის შპატებს



უწოდებენ დაბალს (*low*), მოუწესრიგებელს („უწესრიგობა“) — მაღალს (*high*), ხოლო მოწესრიგების საშუალო ხარისხს — შუალედურს: „წესრიგი“ — „უწესრიგობა“ ტუტე მინდვრის შპატებში შეინიშნება როგორც ალუმოსილიკატურ კარკასში (ე. ი. Si და Al-ის განლაგებაში), ასევე Na და K-ის ატომების განლაგებაშიც. უ. ღირის, რ. ხაუისა და ჯ. ზუსმანის (1966) მონაცემების თანახმად განარჩევენ მყარი ხსნარების ოთხ სერიას: 1. მაღალი ალბიტი — მაღალი სანიდინი, 2. მაღალი ალბიტი — დაბალი სანიდინი, 3. დაბალი ალბიტი — ორთოკლაზი, 4. დაბალი ალბიტი — მიკროკლინი.

ვარაუდობდნენ, რომ პირველი სერია მყარი ხსნარების სრულ რიგს ქმნის ტრიკლინური სინგონიის ( $Ab_{63}Or_{37}$  შედგენილობისას) მონოკლინურით შეცვლით. ბუნებაში პირველი სერია მაგმის გაცივების (კრისტალიზაციის) მაღალტემპერატურულ პირობებში გვხვდება, ე. ი. ვულკანურ და სუბველკანურ ქანებში, თუმცა ახლახანს მაღალი ალბიტი მეტასომატური მინერალის სახით აღმოჩენილი იქნა დაბალტემპერატურულ ზონებში.

ტუტე მინდვრის შპატები მშრალ პირობებში  $P=0,1$  მპა (1 ატმ.) დნება ინკონგრუენტულად, ლეიციტის  $KAlSi_2O_6$  წარმოშობით.  $P$ -სა და სისტემის ნატრიუმთანობის გაზრდით ლეიციტის არსებობის არე გამოიხატება. როდესაც  $F_{57}—70\%$ , მდნარის შედგენილობა კრისტალების შედგენილობის ტოლია. ეს მიგვიითებებს იმაზე, რომ კალიუმთან არეებში მდნარა ყოველთვის უფრო მდიდარია ალბიტური კომპონენტით, ვიდრე კრისტალებით, უკუთანაფარდობანი ჩანს ნატრიუმთან ველში, ე. ი. მიწიმუმის წერტილიდან მარცხნივ. ასევე ჩანს, რომ 5000 ბარ წნევის დროს ლეიციტის არე აღარ არის და კალიშპატი დნება კონგრუენტულად. დაშლის მრუდის ფორმა დამოკიდებულია მინდვრის შპატების სტრუქტურაზე, განსახილველი დიაგრამა უპასუხებს სერიას „მაღალი ალბიტი — მაღალი სანიდინი“. ამრიგად, დადგინდა, რომ მოწესრიგების ხარისხის ზრდასთან ერთად, ე. ი. პირველი  $F_{57}$  სერიიდან მეოთხისკენ გადასვლასთან ერთად, მყარი ხსნარის არე ფართოვდება.

კაემიწით ღარიბ ლაველსა და სუბველკანებში კალიშპატი დასაწყისში გამოიყოფა ლეიციტის და არა სანიდინის სახით. ტემპერატურის შემდგომი დაწვევისას ლეიციტი რეაგირებს მდნართან და გადადის კალიშპატში. კაემიწით მდიდარ მდნარში ლეიციტი არ გამოიყოფა, რადგან  $SiO_2$ -ის 52% (წონ.) შემცველობისას გვაქვს კვარც-მინდვრის შპატული ევტიპტიკა. აქედან გამომდინარე, მოცემულ შემთხვევაში დასაწყისში კრისტალდება კრისტობალიტი და თვით ევტიპტურ წერტილამდე ტუტე მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი) არ კრისტალდება. ინტრუიზულ პირობებში მინდვრის შპატი კონგრუენტულად კრისტალდება.

ტუტე მინდვრის შპატები მრავალ მაგმურ და მეტამორფულ ქანში



ნახ. 31. კარც-მუსკოვიტ-მინდვრის შპატისანი ფიქალი შავი კალშპატის პორფირობლასტი, ნატურ. სიდიდ. დ. შენგელიას და სხვ. მიხედვით (1975).

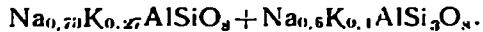
გვხვდება. ისინი გრანიტოიდების, სიენიტების, ნეფელინიანი სიენიტებისა და სხვა სილიციუმყვავა და ტუტე სრულკრისტალური, ვულკანური და სუბველკანური ქანების მთავარ მინერალებად გვევლინება. მათ ვხვდებით აგრეთვე ზოგიერთ გაბროში (ორთოკლაზიანი გაბრო, გაბრო—სიენიტი), ტუტე-ულტრაფულქე ქანებში და სხვ., მაგრამ ამ უკანასკნელთაგან მრავალი წარმოიშობა ტუტე მეტასომატოზის შედეგად ბაზიტებისა და ულტრაბაზიტების ხარჯზე.

30-ე ნახაზზე მოცემულია ტუტე მინდვრის შპატის მოწესრიგებულობის ხარისხის საორიენტაციო დიაგრამა, შედგენილი ლ. პერჩუკისა და ი. რაბჩიკოვის (1976) მიერ. სისტემის ნატრიუმთან ნაწილში  $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8$  მიღებულია, რომ

$$X_{ord}^{F_{131}} = 1 - \frac{2Q_{131-131}}{2},$$

სადაც  $Q$  — რენტგენის კონის არეკვლის კუთხეა 131 და  $\bar{131}$  სიბრტყეებდან. ხოლო  $F_{131}$  — ტუტე მინდვრის შპატი. დიაგრამის ავტორები ეყრდნობიან სქემას ტუტე მინდვრის შპატების ოთხი იზომორფული რიგისათვის სხვადასხვა მოწესრიგებულობის სერიების მიხედვით. გამოყენებული იქნა აგრეთვე ვ. ზირიანოვის ექსპერიმენტული მონაცემები ალზიტების მოწესრიგებულობის ხარისხისა და მიკროკლინების ტრიკლინურობის კონცენტრაციულ დამოკიდებულებათა შესახებ.

დიაგრამა საშუალებას გვაძლევს ჩავატაროთ ტუტე მინდვრის შპა-ტებზე შედარება მათი მოწესრიგებულობის ხარისხის მიხედვით. დავეწვათ, რომ გრანიტის ნიმუში შეიცავს ალბიტს  $Al_{0.8}Or_{2.0}$  და ორთოკლაზს  $Or_{0.6}Al_{1.4}$ . რენტგენული მეთოდით განსაზღვრულია  $2Q = 1,0^\circ$ , ე. ი.  $X_{or}^{Al} = 1 - 0,5 = 0,5$ . ალბათ, ორთოკლაზის მოწესრიგებულობის ხარისხი ახლოსაა ამ ციფრთან. ქანში ალბიტისა  $2Q_{(111-1\bar{1}1)} = 0,40^\circ$  და მიკროკლინის (ტრიკლინურობის 0,2 ხარისხით) თანაარსებობისას დასაშვებია, რომ ორივე ფაზას ჰქონდეს 0.8 მოწესრიგებულობის ხარისხი, ხოლო მათი შედგენილობები გამოისახება ფორმულებით.



თუმცა დიაგრამა პირობითია და სრულყოფას მოითხოვს, ამის მიხედვით მაინც შეიძლება ვიმსჯელოთ ტუტე მინდვრის შპატებში სტრუქტურულ თანაფარდობათა სირთულის შესახებ.

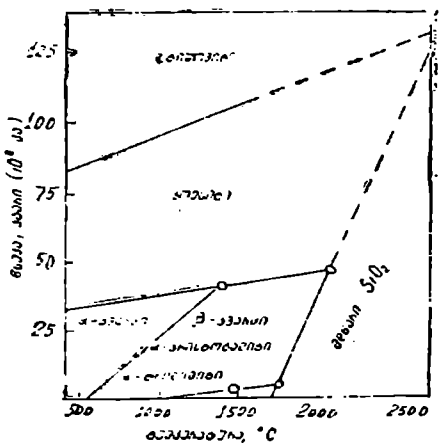
გრანიტოიდებში, რომელთა საბოლოო ჩამოყალიბებაში გადამწყვეტ როლს თამაშობდა ნატრიუმის და კალიუმის მეთასმამატოზი, აგრეთვე პეგმატიტებშიც, ხშირია დაბალი ალბიტები და მიკროკლინები.

კავკასიონის კრისტალური სუბსტრატის გაკალიშპატებისას, რაც დაბალტემპერატურული ამფიბოლიტური და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში მიმდინარეობს, წარმოიშვა კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატები, რომელთაც ტრიკლინური მოწესრიგებულობის მაღალი ხარისხი ახასიათებთ. მაქსიმალური მოწესრიგება და მიკროკლინური შესერი გამოჩნდა დიაფტორეზის შემდგომი პროცესის დროს.

კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატების ოპტიკური და რენტგენული ტრიკლინურობა უმრავლეს შემთხვევაში პასუხობს მაქსიმალურ ან მასთან ახლოს მყოფ მნიშვნელობებს. მიუხედავად მათი მოწესრიგებულობის მაღალი ხარისხისა, იშვიათად დგინდება ოპტიკური და რენტგენული ტრიკლინურობის კონსტანტების დაბალი მნიშვნელობანი (დ. შენგელია, 1969).

გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ (1959, 1959, 1964, 1964), ნაჩვენებია იყო, რომ კალიუმის მინდვრის შპატები, რომლებიც შედის კავკასიონის გრანიტული პეგმატიტების შედგენილობაში, წარმოიშვა კალიუმეთასმამატოზის პროცესის შედეგად, რაც მეტასომატური ქან-წარმოქმნის საბოლოო სტადიაა.

მდ. არდონის ხეობაში (კავკასიონის მთავარი ქედის ტექტონიკური ზონა) პეგმატიტების ძარღვოვანი და ბუდისმაგვარი სხეულები განლაგებულია პერციულ გრანიტოიდებში. ამ სხეულების სისქე 1,5 მ-ს არ აღემატება. ისინი მიმართებაზე 5—8 მ-ზე ვრცელდება. განსახილველი პეგმატიტები ტიპურ გრაფიკულ სტრუქტურებს არ ავლენენ: შეინიშნება მიკროკლინის ჩაზრდა პეგმატიტების შედგენილობაში მყოფი კვარციით.



ნახ. 32. სილიციუმის ქანგის პოლიმორფული გარდაქმნები ტემპერატურისა და წნევის შესაბამისად.

კვარცი ჩნდება გაბროიდების პლაგოკლაზში სილიციუმის ხსნარების შეღწევის შედეგად და წარმოიშობა ექთოგლიპტის მაგვარი ჩანაზარდები, შემდეგ სტადიაში ხდება პლაგოკლაზის შერჩევითი მიკროკლინიზაცია, რომელიც არ ეხება მის გამკვეთ კვარცს (ნახ. 29).

აშკარა მეტასომატური ჰერცინული პეგმატიტები გვხვდება კავკასიონისა და ამიერკავკასიის სხვა ადგილებშიც.

სრულიად შავი ორიგინალური კალიუმისანი მინდვრის შპატები მათში წვრილად გაბნეული ვრაფიტით,

ალმოჩენილია კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე. შუაპალეოზოურ ვერცხლისტბის წყებაში, რომელიც აგებულია პორფირობლასტური კვარც-მუსკოვიტ-მინდვრის შპატიანი ფიქლებით (ნახ. 32); (დ. შენგელია, დ. კეცხოველი და გ. ჭიჭინაძე, 1975). ლიტერატურაში ცნობები მსგავსი პორფირობლასტების არსებობის შესახებ არ გვხვდება, მხოლოდ ვ. ლოდონიკოვი (1974) ახსენებს ნახშირისებრ ნაწილაკებს კრისტალური ფიქლების მინდვრის შპატებში.

შავი კალიუმისანი მინდვრის შპატი სშირად წარმოიშობა უშუალოდ ვრაფიტულ გროვებში. მაგრამ სპორადულად შეინიშნება აგრეთვე კალიშპატები, რომლებიც ჩაენაცვლებიან ალბიტს და კვარც-ქარსიან წარმონაქმნებს, ისინი საღია და ვრაფიტის ჩანართებს არ შეიცავენ. კალიშპატის პორფირობლასტებში, რომლებიც სავსეა ვრაფიტის ნაწილაკებით, სშირად გვხვდება საღი ალბიტისა და კვარცის ჩანართები, უფრო იშვიათად მუსკოვიტისა ვრაფიტის ჩანართების გარეშე ან მისი იშვიათი ნაწილაკებით. ალბიტის პორფირობლასტები ასევე არ შეიცავენ ვრაფიტის ჩანართებს.

ყველაზე მეტად გავრცელებულია ვრაფიტის მტვრით შეღებილი 3—5 ზომის კალიშპატები. მათი მაქსიმალური ზომაა 20 მმ. კალიშპატის შვი პორფირობლასტის დებავგრამა კალიშპატის მთავარი ხაზების გარდა, დამატებით იძლევა ანარეკლებს, რომლებიც ვრაფიტს შეესაბამება ( $3,36 \cdot 10^{-10}$ ;  $2,13 \cdot 10^{-10}$ ;  $2,05 \cdot 10^{-10}$ ;  $1,66 \cdot 10^{-10}$ ). ვრაფიტის დიფრაქტოგრამის ხაზები გვიჩვენებს, რომ იგი სტრუქტურით შეესაბამება რეგონული მეტამორფიტების მწვანე ფიქლების ფაციესის დაბალტემ-

პერატურულ დონეს. გამოკვლეულ იქნა პოლირებული თლი-  
ლები არეკლილ სინათლეში. დადგენილია, რომ ნახშირის მსგავს ნივთიე-  
რებას, რომელიც შედის კალიშპატისა და ქანის ძირითადი ქსოვილ-ს.  
შედგენილობაში, აქვს ერთნაირი არეკვლის უნარი ( $R_{\min}=14,0-1,50$ ;  
 $R_{\max}=15,0-17,2$ ;  $R^{\circ}=14,3-16,1$ ) და გვხვდება გრაფიტის დაბალ-  
ტემპერატურული სახესხვაობების სახით, რომლებიც ყალიბდება ანტ-  
რაციტის გრაფიტიზაციის საწყის სტადიაში. გრაფიტის ჩანართების რა-  
ოდენობა კალიშპატში მნიშვნელოვან საზღვრებში მერყეობს.

პორფირობლასტური გრაფიტიანი კვარც-მუსკოვიტ-მინდვრისშპა-  
ტიანი ფიქლები, რომლებიც შეიცავენ განხილულ შავ კალიშპატებს.  
ხასიათდებიან კალიუმის ძალიან მაღალი შემცველობით (ცხრ. 23). პორ-  
ფირობლასტური კალიშპატების ოპტიკური და რენტგენოსტრუქ-  
ტურული შესწავლის შედეგები გვიჩვენებს, რომ ეს უქანასკნელნი წარ-  
მოდგენილია მაღალმოწესრიგებული სახესხვაობებით — შუალედი და  
მაქსიმალური მიკროკლინებით —  $2V=74-80^{\circ}$ ,  $\angle Ng \perp (010)=16-18^{\circ}$   
(მიკროკლინური მესერი იშვიათად გვხვდება).  $(131)=3,032 \cdot 10^{-10}$ ;  $(131) =$   
 $=2,959 \cdot 10^{-10}$ ;  $\Delta \rho=0,91$ ;  $d(201)=4,229 \cdot 10^{-10}$ . კალიშპატური ფა-  
ზის (პომოგენურის) შედგენილობა —  $Cr_{0.5} Ab_{0.5} \cdot FeO, MgO, CaO$  შემ-  
ცველობა კალიშპატებში, როგორც წესი, მაღალი არ არის.

ცხრილი 23

შავი კალიშპატის პორფირობლასტისა (1) და მიხი შემცველი  
ქანის (2) ქიმიური შედგენილობა

ქანი	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
1	65,43	0,05	16,70	0,26	0,45	0,03	0,42
2	71,44	0,52	13,22	0,70	0,90	კვალა	0,80

ცხრილი 23, გაგრძელება

ქანი	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	ხურ. დანაკარგი	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ჯამი
1	0,94	1,60	12,50	არ არის	1,26	0,09	99,73
2	1,90	2,40	6,00	0,37	1,23	0,23	99,71

რადგანაც გაანალიზებული შავი კალიშპატი არ არის დაბინძურებული  
კალციუმის მინერალების ნაწილაკებით, მასში FeO, CaO, MgO-ს, აგ-  
რეთვე P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ერთგვარად მაღალი შემცველობა უნდა განვიხილოთ, როგორც  
გრაფიტში მათი არსებობის შედეგი. როგორც ცნობილია, გრაფიტი ხში-  
რად შეიცავს 10—20%-მდე მექანიკურ მინარევებს (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO,  
MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), რომლებიც დაწვისას მთლიანად ან ნაწილობრივ გა-  
დარჩება.

### კაემიწის მინერალები

ცნობილია კაემიწის ქანმაშენი მინერალების მრავალი სტრუქტურული მოდიფიკაცია (კვარცი, ტრიდიმიტი, ქრისტობალიტი, კოესიტი, სტიშოვიტი, ოპალი, ქალცედონი, ლუტეციტი, კვარცინი და სხვ). უოველი მათგანი დამატებითი ანიონების გარეშე კარკასული სილიკატების ჯგუფს ეკუთვნის. მაღალტემპერატურული და მაღალწნევიანი ფორმების არსებობა განპირობებულია ფაზური გადასვლებით (ნახ. 33). კაემიწის მინერალებიდან მაგმურ ქანებში წამყვან როლს ასრულებს კვარცი, ხოლო ტრიდიმიტი, კრისტალიტი და სხვა მოდიფიკაციები — დამორჩილებულს.

კვარცი (შესაძლოა, გერმანული „კვერერტ“ — განივი, მკვეთი, ძარღვის მიმართ) ოპტიკური თვისებებით ადვილად განირჩევა კაემიწის სხვა მინერალებისაგან. მისი სინგონია ჰექსაგონურია (ტრიგონურია), ოპტიკურად დადებითია, ერთღერძიანი, ხშირად სუსტად ორღერძიანი, ტეჩვიადობა არ ახასიათებს,  $N_g=1,553$ ,  $N_p=1,544$ ,  $N_g-N_p=0,009$ . სილიციუმჟეჟავა ვულკანიტებში გვხვდება მაღალტემპერატურული, არამდგრადი  $\beta$ —კვარცის იდომორფული მარცვლები, სილიციუმჟეჟავა ინტერუზივებში დაბალტემპერატურული ( $576-600^{\circ}\text{C}$ -ზე დაბალი) — ქსენომორფული  $\alpha$ -კვარცი. კვარცის კრისტალები ჩვეულებრივ წაგრძელებული პრიზმებია.



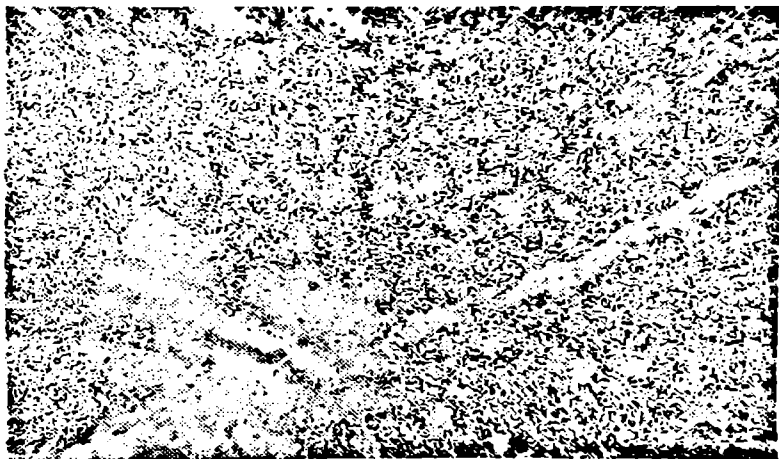
ნახ. 33. კვარციანი ალბიტოფირი. ნიკ. +, 40

კვარცის ირგვლივ ჩანს წვრილი კონცენტრული ზონები, წარმოდგენილი ნაწილობრივ განკრისტალებული მინისა და კვარცის უწერილესი მარცვლებისაგან შემდგარი ურთიერთმონაცვლე ზოლებისაგან.

კვარცი-სილიციუმმჟავა მაგმურ, მეტამორფულ და მეტასომატურ ქანებში ერთობ გავრცელებულია.

გ. ზარიძემ, ნ. თათრიშვილმა და ი. ხმალაძემ (1960) სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ზედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებაში ნატრიუმისანი მეტასომატოზის მოვლენებთან ერთად აღწერეს სილიციუმისანი მეტასომატოზის მოვლენებიც. ვულკანოგენურ წარმონაქმნებს დასაწყისში უპირატესად საშუალო სილიციუმმჟავა და ფუძე შედგენილობა ჰქონდა. სხვა მკვლევართა აზრი აქ, ამოფრქვეული მაგმის უპირატესად სილიციუმმჟავა შედგენილობის შესახებ, ეყრდნობა ვულკანოგენებში კვარცისა და მჟავე პლაგიოკლაზის დიდი რაოდენობით შემცველობას, ხოლო ინტენსიური სილიციუმისანი და ნატრიუმისანი მეტასომატოზი მხედველობაში არ იყო მიღებული. ვულკანოგენური წყების ზედა ნაწილში არის ცენტრალური ტიპის სილიციუმმჟავა ვულკანიტები (კვარციანი ალბიტოფირები, დაციტები), რომლებიც აგროქლებენ ფუძე შედგენილობის ნაპრალორ ვულკანიზმს, რომლის პროდუქტები ზედა ცარცის ქვედა ნაწილში გვხვდება. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ამ ვულკანოგენების გავრცელების აღმოსავლეთ ნაწილში (სომხეთში) ფართოდაა განვითარებული ბაზალტები და ანდეზიტები (ნახ. 33, 34, 35).

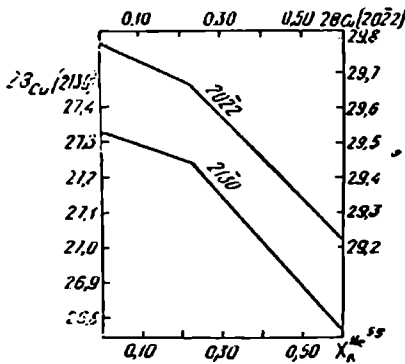
შედარებით უფრო სილიციუმმჟავა საწყისი ვულკანიტები (ანდეზიტები. და შესაძლოა, დაციტების ნაწილიც) წარმოიშვა მაგმიდან, რომელმაც ამოფრქვევამდე სილიციუმმჟავა კრისტალური სუბსტრატის



ნახ. 34. პორფირიტის ძირითადი მასის გაელენთვა და მეტასომატური ჩანაცვლება შეტანილი კვარციით და კვარცის პორფირობლასტის ჩასახვა. ნიკ. +, გადიდ. 40x.



ნახ. 35. კვარცის ფსევდომორფოზა პორფირიტის პლაგიოკლასის მიმართ. ნიკ. -I, 40x.  
ჩანს კვარცის ძარღვაკი (შემომტანი არხი).



ნახ. 36. რენტგენული კონის  $2Q(CuK\alpha)$  არეკვლის კუთხის სიდიდის დამოკიდებულება 2130 და 2022 სობრტყეებზე ბუნებრივი ნუფელინების შედგენილობასთან. კ. ზირიანოვის განზოგადება. ლ. პერჩუის, ი. რიბნიკოვის მიხედვით (1976).

ქანების ასიმილაცია მოახდინა. ქანების სიღრმულ ასიმილაციაზე მეტყველებს პორფირიტებში ქსენოლითური კვარცის ჩანაწინწყლების არსებობა, რომელთა ირგვლივ განვითარებულია მონაცვლე კონცენტრული არშიები, რომლებიც შედგება შემდგომში რამდენადმე განკრისტალბული მინისა და კვარცის წვრილი მარცვლებისაგან. ისინი მოწყვეტილია მსხვილი ქსენოლითური მარცვლებისაგან და რელიქტებს წარმოადგენს, რომლებსაც ასიმილაცია არ შეეხებია (ნახ. 34). რაც შეეხება სილიციუმიან მეტასომატოზს (გაკვარცებას), ეს პროცესი აქ, ნატრიუმიან მეტასომატოზთან ერთად, ატარებს რეგიონულ ხასიათს. გაკვარცებას განიცდის როგორც საწყისი ვულკანიტების ძირი-



თადი მასა (ნახ. 35), ასევე ზოგიერთი მინერალიც, კერძოდ, პლაგოკლასი (ნახ. 36). რის შედეგადაც წარმოიშობა მონოკრისტალები, სილიციუმშეყავა ვულკანიტების პორფირული ჩანაწინწკლების მსგავსი, რასაც ხშირად შეედომაში შეჰყავს გამოუცდელი მკვლევარი.

**ტ რ ი დ ი მ ი ტ ი** (ბერძ. „ტრიდიმოს“ — სამმაგი) გვხვდება ორ მოდიფიკაციაში.  $\alpha$ -ტრიდიმიტის სინგონია რომბულია,  $\beta$ -ტრიდიმიტის — ჰექსაგონური. რომბული ტრიდიმიტი ოპტიკურად ოროფორძინი მინერალია  $Np=1,471-1,479$ ;  $Nm=1,472-1,480$ ;  $Ng=1,474-1,483$ ; ორმაგი გარდატეხა დაბალია (0,002—0,004).  $\alpha$ -ტრიდიმიტი უმთავრესად წარმოიშობა სილიციუმშეყავა ვულკანიტებში (როლითებში, დაციტებში), აგრეთვე ტრაქიტებსა და ანდეზიტებში. პნეემატოლიტური ტრიდიმიტი ზოგჯერ გვხვდება ბაზალტურ სიცარიელებში ფაი-ალიტთან ან ავეტთან ასოციაციაში. ზედაპირთან ახლომდებარე ინტრუზივებში იშვიათად გვხვდება ტრიდიმიტის კვარცის მაგვარი ფორმები. ასეთ ინტრუზივებს ეკუთვნის კ. სკაის გრანოფირები, სკაერგაარდის ფეროგაბრო და გრენლანდიის ანდეზიტები.

**ქ რ ი ს ტ ო ბ ა ლ ი ტ ი**: რომელიც ხშირად ანაცვლებს ტრიდიმიტს, გვხვდება ანალოგიურ ქანებში, მისი კრისტალების პაბიტუსი ოქტაედრულია, თლილებში იგი ერთღერძიანია.

**კ ო ე ს ი ტ ი** აღწერილია არიზონის შტატში (აშშ), სადაც იგი კვარცის მინასთან და კვარცთან ერთად შედის დეფორმირებული ფორიანი ქვიშაქვების შედგენილობაში. რომლებიც მეტეორიტის კრატერებს ქმნიან. აქვე აღმოაჩინეს სტიშოვიტი. ბუნებრივია დაეუშვათ, რომ ეს მინერალები წარმოიშვა მეტეორიტის დარტყმითი ძალის ზემოქმედებით მისი დეამიწაზე დაცემის დროს 100 კბარზე მეტი წნევის პირობებში (იხ. ნახ. 32). სტიშოვიტი და კოესიტი ნახეს აგრეთვე პოპიგაის კრატერში (ალმოსავლეთ ციმბირი) და რისის კრატერში (გფრ).

**ო პ ა ლ ი** კავშირს მინერალების ამორფული სახესხვაობაა. გვხვდება უფორმო ცალკეული მარცვლებისა და მათი აგრეგატების ფსევდომორფოზების (პიროქსენების, ამფიბოლების, ტუფების ხარჯზე—სომხეთში) სახით და სიცარიელებს ავსებს ქანებში: რადგანაც იგი ამორფულია, ტყჩვადობა არ ახასიათებს, თლილში ჩვეულებრივ უფერულია, გარდატეხის მაჩვენებელი დაბალი აქვს (1,406-დან 1,46-მდე), რის შედეგად კანადის ბალზამთან და სხვა მინერალებთან შეხებისას გვაძლევს მკვეთრ ოქროსფერ-ყვითელ დისპერსიულ ეფექტს; ისევე, როგორც ყველა ამორფულ ნივთიერებას არა აქვს ორმაგი გარდატეხა. ოპალი ხშირად გადადის ქალცედონსა და წვრილმარცვლოვან კვარცში.

როგორც წესი, იგი გამოიყოფა პიდროფერმული ხსნარებიდან (100—150°C-ზე დაბალი), კერძოდ, გვხვდება ვულკანური რაიონების გეიზერ-

რების წალეკებში. ოპალი წარმოიშობა აგრეთვე გამოფიტვის, წალეკდა-  
გროვების შედეგად და ბიოგენური გზით.

ს ჯ ა ლ ც ე დ ო ნ ი (ალბათ, მარმარილოს ზღვის სანაპიროზე არსე-  
ბული უძველესი ქალაქის სახელწოდების მიხედვით, რომლიდანაც გაჰ-  
ქონდათ საიუველირო ქვები) არის კვარცის ბოქკოვანი ფარულკრისტა-  
ლური სახესხვაობა. მისი აგრეგატებია სფეროკრისტალები, ბოქკოები,  
წავიძელებული ფოთლისებური ფორმები — ქრილში და ა. შ. არ იტ-  
კენება. მრჩობლები არ ახასიათებს, თლილში უფერულია, წაგრძელების  
ნიშანი უარყოფითია. ჰიდროთერმული წარმოშობის ქალცედონი ოდ-  
ნავაა შეფერილი რკინის ჟანგეულებით ყვითლად და მურაფრად, თლი-  
ლებში იგი ოდნავ მოცისფროა. გარდატეხის მაჩვენებელი 1.531—1.539,  
ორმაგი გარდატეხა — 0,008. ოპტიკურ ღერძებს შორის კუთხე დადები-  
თია. როგორც აღვნიშნეთ, ქალცედონი შეიძლება წარმოიშვას ოპალის  
განკრისტალებით, ამიტომ იგი გვხვდება ოპალიან ქვიშაქვებში. ცნობი-  
ლია ქალცედონური მინერალის სახესხვაობა — ლუტეციტი. კაემიწის  
ნეოა ფარულკრისტალური მოდიფიკაციაა კვარცინი, რომელიც ქალცე-  
დონისაგან ძირითადად წაგრძელების დადებითი ნიშნით განსხვავდება.

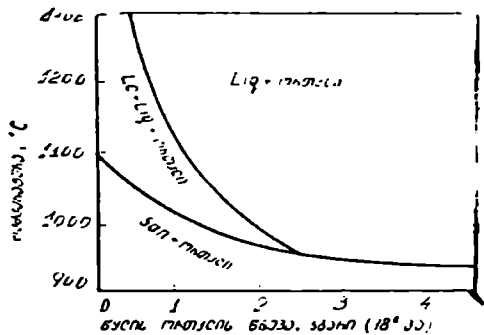
ქალცედონი შეიძლება გამოიყოს დაბალტემპერატურულ პირობებ-  
ში (100—150°) წყლთან ჰიდროთერმული ხსნარებიდან, აგრეთვე კოლოი-  
დური ხსნარების განკრისტალების დროს.

### ნეფელინი და კალსილიტი

ეს მინერალები ქმნიან მყარი ხსნარების შეზღუდულ რიგს 1050°C  
ტემპერატურამდე  $\text{NaAlSiO}_3$  (ნეფელინი) —  $\text{KAlSiO}_3$  (კალსილიტი)  
სისტემაში, უფრო მაღალ ტემპერატურაზე შერევალობა (ხსნადობა)  
სრულია, მაგრამ ფართოდაა განვითარებული პოლიმორფიზმი. ადრე  
გავრცელებული აზრი ნეფელინისა და კალსილიტის მყარი ხსნარების  
უწყვეტი რიგის არსებობის შესახებ უარყოფილ იქნა კრისტალთქიმი-  
ური რენტგენომეტრიული მონაცემებით. რომლებმაც ნეფელინებში  
იზომორფიზმის რთული სურათი გვიჩვენა. დადგინდა  $\text{SiO}_2$ -ის (უფრო  
ზუსტად  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) შერევალობის, აგრეთვე ანორთიტული მოლეკუ-  
ლის გაზრდა სისტემის ნატრიუმთან ნაწილში. გარდა ამისა,  $X_{\text{KAlSiO}_3}^{\text{NaAlSiO}_3} = 0,25$   
შედგენილობის დროს ხდება ნეფელინის სტრუქტურის ერთგვარი გარ-  
დაქმნა. რაც განსაკუთრებით მკაფიოდ ფიქსირდება რენტგენის პარა-  
მეტრის  $2\theta = (CuK\alpha)$  არეკვლის კუთხის სიდიდის დამოკიდებულების დი-  
აგრამაზე (ნახ. 37)  $2\bar{1}30$  და  $2\bar{0}22$  სიბრტყეებზე.

ტ. ბარტი თვლიდა, რომ ნეფელინის სტრუქტურული უჯრედი დამო-  
კიდებულია ჟანგბადის 32 ატომზე. სტრუქტურის დეფექტი გამოწვეუ-  
ლია ღრუების ლუწი რიცხვით (ვაკანტურა პოზიციები) მასში სილიციუ-

მის კარბი ატომების ან  $Ca$  ატომების მონაწილეობის დროს. ამ ავტორის აზრით. იზომორფიზმი გავირობებულია ოთხი სტრუქტურული მოლეკულის ჩანაცვლებით: ნეფელინის —  $Na_1Na_4Al_8Si_8O_{22}$ , კალსილიტის —  $K_1K_4Al_8Si_4O_{22}$ , ანორტიტის —  $Ca_1Al_8Si_8O_{22}$ , კვარცის —  $Si_1Si_8O_{22}$ . სადაც  $Ca$  აღნიშნავს სიციარიელებს (გაკანტურ პოზიციებს). მ. ბიურგერი  $KNa_7Al_4Si_4O_{16}$  შედგენილობის ნეფელინს სტრუქტურის თვალსაზრისით „იდეალურად“ თვლიდა. ტ. ბარტის მიხედვით,



ნახ. 37. T და P ზემოქმედება ლეიციტის მდგრადობაზე  $KAlSi_3O_8-H_2O$  სისტემაში.

ნეფელინის კრისტალთქიმიური ფორმულაა  $Na_{5,6}K_{1,2}Ca_{0,8}Al_{7,6}Si_{8,4}O_{22}$ . ნეფელინი—კალსილიტის სისტემაში დაშლის არე ტემპერატურით განისაზღვრება, მაგრამ ტუტე მინდვრის შპატის მონაწილეობისას წარმოიშობა მყარი ხსნარი  $Ne-F_{5,6}$ , ასახული ნეფელინის კრისტალთქიმიურ ფორმულაში.

განხილული მინერალები ტიპურია კაემიწით გაუქვრებელი ტუტე მაგმური ქანებისათვის. მინდვრის შპატებთან ერთად ისინი შედის სიენიტების შედგენილობაში, ხოლო პიროქსენებთან ერთად ნეფელინი ქმნის ურთიტებს, იაკუპირანგიტებს, მელტეიგიტებს, მალინიტებს, იიოლითებს. ლეიციტის არსებობის დროს ნეფელინი და კალიშპატი ზოგჯერ შედიან ტუტე ვულკანიტების შედგენილობაში. ნეფელინების დაშლის სტრუქტურები აღმოჩენილია ცენტრალური აფრიკის ლავებში. სინირის ქედზე (ჩრდილოეთ ბაიკალისპირეთი) აღმოაჩინეს კალიშპატიანი სიენიტების მსხვილი ინტრუზივი, ამ კალიშპატიან სიენიტებს სინირიტები უწოდეს; ეს ქანი შედგება  $F_{5,6}$  და  $K_{1,2}$ -ის მარცვლებისა და ექვსწახნაგა პრიზმებისაგან, რომლებიც ორთოკლაზისა და კალიშპატის (ფსევდოლეიციტის) შენაზარდებს წარმოადგენენ. ორი ნიმუშის ქიმიური და რენტგენული ანალიზების მონაცემებით თანამოარსებე მინერალების შედგენილობა ასეთია:  $Na_{6,4}K_{5,9,4,8} + Ab_{1,5}Or_{98,3}$ ;  $Ne_{11,2}K_{5,8,8} + Ab_2Or_{98}$ . მთავარი შემადგენელი მინერალებია აგრეთვე  $Ks$  და  $Or$ . ქანებში არის ბიოტიტი და კლინოპიროქსენი.

### ლეიციტი

ლეიციტი შედარებით იშვიათი მინერალია. იგი შედის ზოგიერთი კალუმით მდიდარი და კაემიწით ღარიბი ვულკანური და სუბველკანური ქანის შედგენილობაში. თლილში ქმნის ექვსწახნაგა კრილებს, რომელთა

კიდევების მახლობლად, როგორც წესი. თავმოყრილია მაგნეტიტის გამკვირვალე „წერტილები“, ხშირია პიროქსენის ჩანართები, იგი უფერულია. სინგონია ტეტრაგონულია (ფსევდოკუბური).

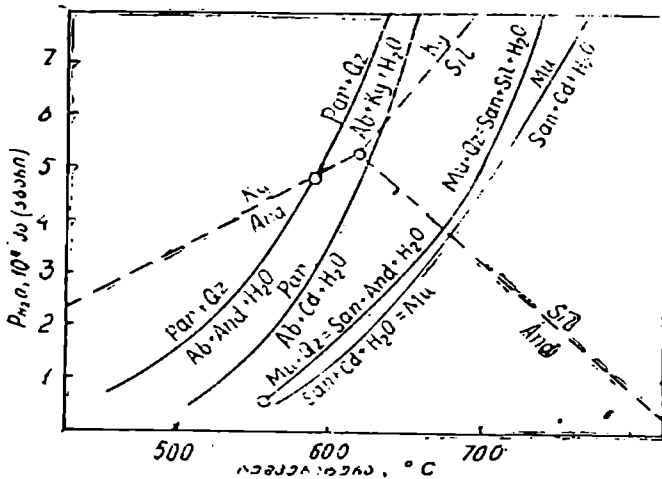
ლეიციტი სინათლის გარდატეხა შედარებით მაღალია ( $N = 1,503 - 1,511$ )  $Ng - Np = 0,001$ , სიმკვრივე 2,47—2,50, სიმაგრე—5,5—6, დისპერსია ზომიერია,  $\{110\}$  მიმართ ტეჩვადობა სუსტია, დამრჩობლვა  $\{110\}$ -ის მიმართ პოლისინთეზური.  $KAlSi_2O_6$  (ლეიციტი) —  $NaAlSi_2O_6$  (ყადეიტი) სისტემაში მყარი ხსნარი არ წარმოიშობა. ეს იმით აიხსნება, რომ  $NaAlSi_2O_6$ -ის მაქსიმალური კონცენტრაცია, სადაც  $Al - V /$  კოორდინაციაა. ბუნებრივ ლეიციტებში 15—20%-ს არ აღემატება. 38-ე ნახაზიდან ჩანს, რომ ტემპერატურის დაწევისას, აგრეთვე წყლის წნევისა და ნატრიუმის ფარდობითი კონცენტრაციის აწევისას ლეიციტის მდგრადობის ველი სწრაფად გამოისოლება. ამით აიხსნება ლეიციტის ნაკლები რაოდენობა ქანებში, რომლის მაგივრადაც ვითარდება ფსევდოლეიციტი (ნეფელინის ან კალსილიტის და კალიშპატის აგრეგატი). აღმოსავლეთ პამირის ფერგუსიტ-პორფირებიდან ლეიციტში ჩანართების მინერალთერმომეტრულმა ანალიზმა განსაზღვრა მისი კრისტალიზაციის ტემპერატურა 1350—1670°C. ექსპერიმენტულად დადგენილია, რომ წნევის აწევა იწვევს ლეიციტის გადასვლას სანიდინში და ქეჩაგონალურ კალსილტში. ატმოსფერული წნევისას ლეიციტი დნება კონგრუენტულად 1685 ± 50°C-ზე. ამრიგად, ლეიციტის კრისტალიზაცია შესაძლებელია მაღალი ტემპერატურის და შედარებით დაბალი წნევის პირობებში. ასეთი პირობები იყო ალბათ, ზოგიერთი კალიუმშემცველი ფუძე ვულკანიტის კრისტალიზაციის დროს, კერძოდ, ვეზუვისა (იტალია) და მურიოს (ცენტრალური იაპა) ლავებსა, კარიის (უგანდა) ვულკანურ ბომბებსა და ტუფებში, ცენტრალური საფრანგეთის დასავლეთ კიმბერლის (ავსტრალია), სომხეთის, აღმოსავლეთ პამირის და საიანების ბაზალტებში. ყველა ჩამოთვლილი ქანი შეიცავს ლეიციტებს და მისი გარდაქმნის პროდუქტს — ფსევდოლეიციტს. თითქმის სუფთა ლეიციტური ქანი, რომელსაც იტალია ეწოდება, რომის მახლობლად ვულკანიტებშია აღწერილი.

### მუსკოვიტი

მუსკოვიტი (მოსკოვის ძველებური იტალიური დასახელებიდან „მუსკა“) ბიოტიტთან შედარებით, იშვიათად გვხვდება გრანიტოიდებში. იგი ხშირადაა პეგმატიტებში. აპლიტებში, ნაკლებად გრანიტოიდებში (ოქქარსიან გრანიტებში) და მეტამორფიტებში. ამ უკანასკნელში იგი, ალბათ, ბიოტიტის ან პლაგიოკლასის ხარჯზე წარმოიშობა გრანიტების ჩამოყალიბების მაგმურის შემდგომ სტადიაში.

მუსკოვიტის ქიმიური შედგენილობაა  $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ . სინგონია მონოკლინური. იდეალურ შედგენილობასთან მიახლოებული მუსკოვიტები იშვიათად გვხვდება. საერთოდ მათში კალოუმის 6—10% ჩანაცვლებულია ნატრიუმით. იშვიათად ეს ჩანაცვლება 25%-ს აღწევს. მუსკოვიტი  $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$  — პარაგონიტის  $NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$  მყარი ხსნარი მაგმურ ქანებში შეზღუდულია, მუსკოვიტის პარაგონიტში ხსნალობის ზღვარი 1—3%-ია. ზოგიერთ მუსკოვიტში აღინიშნება კალციუმის იზომორფული მინარევი (2—3 ატ. %-მდე). იშვიათ შემთხვევაში — *Rb, Li, Cs*. მუსკოვიტები შეიცავს აგრეთვე 0,6—1,28% ატ. ფტორს. მინარევები არათანაბრადაა განაწილებული. მუსკოვიტი თხელ მოტეჩილ ფორფიტებში უფერულია, უფრო სქელ ფურცლებში შეფერილია ნაცრისფრად, მუქ ნაცრისფრად ან ვარდისფრად, ხშირად მოყვითალო, მონაცრისფრო, მომწვანო ელფერით.

მუსკოვიტის კრისტალები სვეტისებრია. აქვს ფირფიტული. რომბული ან ფსევდოჰექსაგონური კვეთი და ზომით — მიკროსკოპულიდან რამდენიმე მეტრამდეა. ზოგ ადგილას აღწერილია მუსკოვიტის ნემსისებრი კრისტალები. მუსკოვიტი აგრეთვე წარმოშობს ფურცლოვან-მარცვლოვან. ქერცლოვან, ზოგჯერ ნაჭექა-ქერცლოვან აგრეგატებს.



ნახ. 38. თეორი ქარსების და მათი ევარიანი პარაგენეზის მდგრადობის დამოკიდებულება T და P-სგან.

ი. ივანივი. ე. ფონარევის, ვ. გუსინინის, ე. ალტაუზის, ნ. ჩატერჯის და სხვ. ექსპერიმენტული მონაცემებით. ლ. პერჩუის. ი. რიბახიკოვის მიხედვით (1976). Kყ — კიანტი; Anდ — ანდრაღიტი; Par — პარაგონიტი; Qრ — ევარტი; Ab — ალბიტი; Sil — სილიმანიტი. Mu — მუსკოვიტი; San — სანილინი; Cd — კარუნდი.

ქერცლოვან და წვრილქერცლოვან სახესხვაობებს სერიციტი ეწოდება. აღწერილია აგრეთვე მკვრივი ფარულკრისტალური და კოლომორფული მუსკოვიტები. მუსკოვიტის კრისტალებში ხშირად ჩართულია მაგნეტიტის, ჰემატიტის, ილმენიტის, ვოლფრამიტის, ტიტანიტისა და პიროტინის მარცვლები, აგრეთვე მურა ორგანული ნივთიერების უსწორმასწორო წარმონაქმნები.

გავრცელებულია ფსევდომორფული მუსკოვიტები მინდერის შპატების, ბიოტიტის, ანდალუზიტის, კიანიტის, სპოდუმენის, სკაპოლიტის, ტურმალინის, ტოპაზის და სხვათა ხარჯზე.

მუსკოვიტის ოპტიკური მახასიათებლებია:  $Np=1,552-1,577$ ;  $Nm=1,582-1,610$ ;  $Ng=1,587-1,616$ ;  $Ng-Np=0,036-0,048$ ;  $-2V=3\theta-47^\circ$ ;  $Np:Z=0-5^\circ$ ;  $Nm:x=1-3^\circ$ ; ოპტიკური ღერძების სიბრტყე  $\perp (010)$ . დისპერსია  $r>v$ , ტეჩვადობა (001)-ის მიხედვით სრულყოფილია. მრჩობლის შეზრდის სიბრტყეა (001): შემრჩობლის ღერძია [310], პლეოქროიზმი სუსტი; ტეჩვადობის სიბრტყეში აბსორბცია რხევების მიმართულებით დიდი.

მუსკოვიტის მსხვილი კრისტალები, რომელთაც სამრეწველო მნიშვნელობა აქვთ, ჩვეულებრივია გრანიტული პეგმატიტებისათვის. ასეთია ჩრდილოეთ კარელიისა და ირკუტსკის ოლქის მამის რაიონის პეგმატიტები, სადაც მუსკოვიტის ცალკეული კრისტალების ფართობი 4—7 მ<sup>2</sup>—მდეა. ისინი წარმოიშვა 520—290°C ტემპერატურაზე.

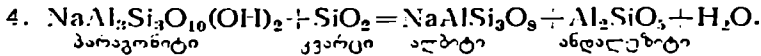
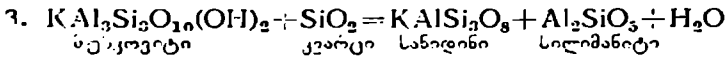
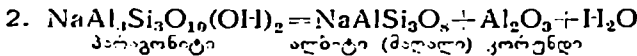
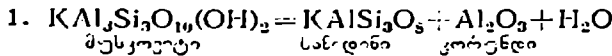
პეგმატიტების ფორმირების გვიან ჰიდროთერმულ სტადიაში წარმოიშობა სერიციტი. უკანასკნელი მინერალი ჩვეულებრივია გრეიზენებისა და ბერეზიტებისათვის. ჰიდროთერმული კვარც-სერიციტული ქანები, რომლებშიც სერიციტს უკავია (12—20 მ სიმძლავრის და 8 კმ-მდე სიგრძის დაიკები) მოცულობის 30%-მდე, ცნობილია კ. კიუსიუზე იაპონიაში. ამ ქანებს ამუშავებენ „ფაიფურის ქვად“. დაბალტემპერატურული ჰიდროთერმული სერიციტის მნიშვნელოვანი გროვებია ღებროვის ბარიტის საბადოზე, ბოსნიაში (იუგოსლავია) და სხვ.

დაბალტემპერატურული პროგრესული მეტამორფიზმის დროს შესაბამისი დანალექი ქანების ხარჯზე წარმოიშობა სერიციტი და მუსკოვიტი. ამ პირობებში წარმოშობილი მეტამორფული ქანები მიეკუთვნება ქარსიან ფიქლებს, რომლებიც შეიცავენ აგრეთვე კვარცს, ქლორიტსა და კალციტს. უფრო მაღალი ტემპერატურის პირობებში მუსკოვიტთან ერთად წარმოიშობა ორთოკლაზი, ბიოტიტი, ალმანდინი, სილიმანიტი. კრისტალური ფიქლებისათვის დამახასიათებელია ანორთიტით მდიდარი პლაგიოკლაზი და სხვა მინერალები.

პარაგონიტი წარმოიშობა დაბალი ტემპერატურის, მაგრამ შედარებით მაღალი წნევის პირობებში. ასეთია, მაგალითად, პარაგონიტ-ფენგიტური მეტამორფიტების წარმოშობა პიემონტის ალპებში იტალიაში. უფალეის

მეტამორფიტებში ურალზე მოვარდისფრო-წითელი გრანიტის ლინზებში პარაგონიტი წარმოიშვა ამფიბოლის ხარჯზე ნატრიუმისანი მეტასომატოზის გზით (ამფიბოლი-ბიოტიტი-მუსკოვიტი). პარაგონიტი შედის ეკლოგიტებისა და გლაუკოფანისანი ფიქლების შედგენილობაში. საერთოდ იგი გვხვდება მუსკოვიტსა და ფენგიტზე უფრო იშვიათად.

ექსპერიმენტულად კარგადაა შესწავლილი მუსკოვიტისა და პარაგონიტის სტაბილურობის რეაქციები სხვადასხვა ტემპერატურისა და წყლის წნევის დროს.



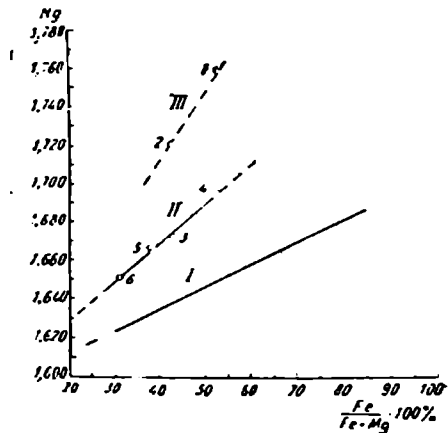
დიაგრამაზე (ნახ. 39) მოცემულია მუსკოვიტისა და პარაგონიტის და მათი პარაგენეზის მდგრადობის ველები სხვადასხვა ტემპერატურისა და წნევის დროს. განსაზღვრულია ქიმიური რეაქციების ყველა უბნის თერმოდინამიკური მონაცემები, კერძოდ, ცნობილია მოლეკულური მონაცემები, ენტროპიები, წარმოშობის თავისუფალი ენერგიები და ა. შ. .

ნახ. 39. ბიოტიტების გარდატეხის მაჩვენებლის (Ng) დამოკიდებულების დიაგრამა საერთო რკინისა და მანგანუმის მიხედვით.

I — ბიოტიტი გრანიტებიდან (ვ. სობოლევის მიხედვით, 1950); II და III — ბიოტიტები ეფუზიური და ექსტრუსიული სილიციუმისა და ქანებშიდან:

$$\text{II} - c \frac{\text{FeO}_{0.2}}{\text{FeO}_{0.2} + \text{FeO}} = 0,35 - 0,75$$

$$\text{III} - c \frac{\text{FeO}_{0.2}}{\text{FeO}_{0.2} + \text{FeO}} = 0,89 - 0,97$$



რომელთა მიხედვით შეიძლება გამოვითვალოთ დიაგრამის წყლიან-იზობარული კვეთები  $P_s - P_{II,0} - t$ , შემდეგი ფორმულის გამოყენებით

$$\Delta Q'_T + \int_{P=P_{II,0}}^{P_s} \Delta V_s dP_s + \int_1^{P_{II,0}} V_{II,0} dP_{II,0} = 0,$$

სადაც  $\Delta V_s$  მოცულობითი ეფექტია 1—4 ტიპის რეაქციის მყარი ფაზების მიხედვით.

დ. შენგელიამ (1973) მომწვანო და მომწვანო-მურა მალალრკინიანი მუსკოვიტი აღმოაჩინა ჩრდილოეთ კავკასიის პორფირობლასტურ ალბიტ-კვარც-მუსკოვიტიან ფიქლებში. მუსკოვიტის გავრცელების რაიონში განვითარებულია კრისტალური ფიქლები (ქარსიანი, გრანატ-ქარსიანი, ამფიბოლიანი, ამფიბოლ-ქარსიანი, გრანატ-ამფიბოლიანი, ეპიდოტიანი, ქლორიტიანი), რეგიონულად მეტამორფიზებული ამფიბოლიტური და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში და დიაფტორიზებული მწვანე ფიქლური ფაციესის პირობებში ალბიტიზებული, მუსკოვიტიზებული და ეპიდოტიზებული პლაგიოგნეისები, პლაგიოგრანიტები და პლაგიოალასკიტები, მეტამორფიზებული ულტრაფუქე და ფუქე ქანები და დიაფტორიზებული ეკლოგიტების მცირე გამოსავლები.

გარდა  $Fe^{2+}$ -სა, განხილული მუსკოვიტი მდიდარია მაგნიუმით და ხასიათდება ოქტაედრული კათიონების დიდი შემცველობითა და  $(Y - Al) / Al_1$  შეფარდების ძალიან მაღალი სიდიდით: მწვანე ფერი. გარდატეხის მაღალი მაჩვენებელი ( $Ng = 1,618$ ;  $Np = 1,576$ ) და ოპტიკური ლერძების მცირე კუთხე ( $-2V = 28 - 31^\circ$ ) განპირობებულია რკინის მაღალი შემცველობით. ჰექსაგონურ ინტერპრეტაციაში დებაეგრამით განსაზღვრული მუსკოვიტის ელემენტარული უჯრედის პარამეტრებია:  $C_{aპკს} = 29,77 \cdot 10^{-10}$  და  $a_{aპკს} = 5,16 \cdot 10^{-10}$  მ. ეს დიფტოგრამის ძირითად ხაზებთან ერთად (9,9,4,96; 3.32. 1.986) მიგვითითებს 3T მოდიფიკაციაზე, რაც მუსკოვიტებში იშვიათად დგინდება.

პალეოზოურ გრანიტოიდებსა და პეგმატიტებში, რომლებიც განვითარებულია კავკასიონის მთავარი ქედის სტრუქტურული ზონის ფარგლებში. მუსკოვიტი უმეტესად მეტასომატურადაა განვითარებული ბიოტიტისა და მჟავე პლაგიოკლასის მიმართ, უფრო იშვიათად — კალიუმის მინდვრის შპატის და სილიმანიტის (ფობროლიტის), და იშვიათად — ანდალუზიტის, გრანატის და კორდიერიტის ხარჯზე. გარდა ამისა, ამ რაიონში მნიშვნელოვნადაა გავრცელებული ადრეული გენერაციის მუსკოვიტების შეკრებითი გადაკრისტალების პროცესები (გ. ზარიძე. ნ. თათრიშვილი. 1967, 1974).

ფტორის განაწილების კანონზომიერებანი გრანიტოიდებისა და პეგმატიტების მუსკოვიტებში ნაკლებადაა გაშუქებული ლიტერატურაში.



24-ე ცხრილში მოყვანილია მონაცემები პალეოზოოურ გრანიტოიდებსა და ჩრდილოეთ კავკასიის პეგმატიტების სხვადასხვა გენეტური ტიპის მუსკოვიტებში ფტორის შემცველობის შესახებ.

**აღმასი**

აღმასი (ძველებრძ. „ადამოს“ — ფოლადის საწყისი სახელწოდება) წარმოადგენს ნახშირბადის კრისტალებს. იგი დაწვის შედეგად იძლევა 0,02—0,05% ნაცარს. კრისტალების გარე ნაწილში შეიცავს მინარევებს. მათ შორის Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Sr, Ba, Na, Sr, Cr, Mn, Co, Cu, Zr, TR, Pt, As, Ag, Pb აგრეთვე H, B, O და N. აღმასის ნახევარგამტარული თვისებები გაპირობებულია მასში N, B, Al-ის შემცველობით. რაც საშუალებას გვაძლევს ეს უკანასკნელი ჩავთვალოთ იზომორფულ მინარევებად. ზოგჯერ აღმასში აზოტის მინარევი 0,23% აღწევს. აღმასის სინგონია კუბურია, მაგრამ დადგენილია ჰექსაგონალური პოლიტიპიც (ლონსუელეიტი). გვხვდება კარგად დაწახანგებული ოქტაედრების, იშვიათად კუბების სახით. შემრჩობლილია შპინელის კანონით. იგი უფერული ან შეფერილია მწვანედ. ყვითლად, ალუბლისფრად და შავად მისი კრისტალები საერთოდ მცირე ზომისაა. მსხვილად ითვლება 5—10 კარატიანი კრისტალები (1 კარატი — 200 მგ-0,2 გ). ათას და ას კარატიანი აღმასებიც კი უნიკალურად ითვლება. „კულინანი“ — 3025; „ექსცელსიორი“ — 9695; „ეიქტორია“ — 457; „ორლოვი“ — 189.62 (ინახება სსრკ-ში); „სიერა-ლეონეს ვარსკვლავი“ — 969.8 (ნაპოენია 1972 წ., ინახება აშშ-ს უმსხვილეს ბანკში და შეფასებულია 1 მლნ ფუნტ სტერლინგად); „აეროფლოტის 50 წელი“ — 232 (ნაპოენია ქ. მირნის გამამდიდრებელ ფაბრიკაში იაკუტიაში); „შაპი“ — 88.70 (ინახება სსრკ-ში); „ზლატა პრაგა“ — 38.72; „ტოკტოგული“ — 37,56; „სამთოელი“ — 44.62 და „ლეტნი“ — 46.36 (ოთხივე ნაპოენია „მირის“ მილში და ინახება სსრკ-ში).

**ც ხ რ ი ლ ი 24**

ფტორის საშუალო შედგენილობა (X) და სტანდარტული გადახრა (S) კავკასიონის მთავარი ქედის პალეოზოოური გრანიტოიდების და პეგმატიტების მუსკოვიტებში, %

პარამეტრები	მუსკოვიტის გენერაცია გრანიტოიდებში						მუსკოვიტის გენერაცია პეგმატიტებში		
	I(10)*	II(6)	III(17)	IV(8)	V(12)	VI(1)	I(9)	II(2)	III(6)
X	0,18	0,23	0,13	0,10	0,195	0,00	0,23	0,19	0,375
S	0,04	0,09	0,09	0,02	0,066	—	0,07	0,01	0,171

\* ექვსი გრაფის ფრჩხილებში მოცემულია განსაზღვრათა რიცხვი.

ალმასები წარმოიშობა დედამიწის ზედა მანტიაში 5 მ პა (50 კგ/სმ<sup>3</sup>) წნევის ქვეშ, ე. ი. 150 კმ სიღრმეზე 1200°C-ზე მაღალ ტემპერატურაზე. დიდი სიღრმეებიდან ალმასი გამოიტანება აფეთქების პროცესების შედეგად კიმბერლიტების წარმოშობისას. ალმასებით მდიდარია კიმბერლიტების დაშლის შედეგად წარმოშობილი ალუვიური ქვიშრობები. გარდა კიმბერლიტებისა, იგი გვხვდება პლატინიან ქრომიტულ სხეულებში ონტარიოს და კვებეკის პროვინციებში (კანადა), ტრაპული ფორმაციების, ნუშურა ჰიპაბისურ დიაბაზებში (კონგო) და სხვა ბაზიტებში ახალი სამხრეთ უელსის შტატი (ავსტრალია), ალმასის შემცველ ეკლოგიტებში, რომლებიც ჩართულია კიმბერლიტებში. გარდა ამისა, ალმასს შეიცავს ზოგიერთი მეტეორიტი გრაფიტთან და მუასანიტთან ერთად (არიზონას შტატი, აშშ).

1955 წლიდან აშშ-ში ალმასს იღებენ ხელოვნური გზით, რისთვისაც იყენებენ არა გრაფიტს, არამედ ნახშირბადს, უფრო ხშირად გამლღვალ მეტალში გახსნილს. გრაფიტის ალმასში პირდაპირი გადასვლა შესაძლებელი გახდა მხოლოდ  $\cong 20\ 000$  მ პა წნევისა და 3000°C ტემპერატურის პირობებში, უკუპროცესი კი ხდება შედარებით მარტივად, ჩვეულებრივი წნევისა და 1500°C-ის პირობებში. შემდგომ წლებში ალმასის სინთეზირება დაიწყო სსრკ-სა და სხვა ქვეყნებში. მოგვიანებით პროცესი რამდენადმე სრულყვეს: შესაძლებელი გახდა ალმასის სინთეზის ტემპერატურის (1200—1500°C-მდე) და წნევის (3000 მ პა) დაწევა.

## ფარადი მინერალუმი

### ბიოტიტი

ბიოტიტი (ფრანგი მინერალოგისა და ფიზიკოსის ე. ბიოტის გვარის მიხედვით) საკმაოდ გავრცელებული მინერალია როგორც მავმურ, ასევე მეტამორფულ ქანებში. მისი სინგონია მონოკლინურია, ქიმიური შედგენილობა განსხვავებულია; თეორიულ ფორმულას კონკრეტული ბიოტიტი იშვიათად უახლოვდება. ამ უქანასკნელს აქვს შემდეგი სახე:  $K(Mg,Fe)_3 [AlSi_3O_{10}] (OH_2,F)_2$ . ფტორის რაოდენობა ბიოტიტებში 0-დან 5,2%-მდე მერყეობს. მაგალითად, ჩრდილოეთ კავკასიის გრანიტიდებიდან დაბალ ტემპერატურაზე გადაკრისტალბულ ბიოტიტში იგი 0,19—0,38% შეადგენს (ცხრ. 25).

ბიოტიტის პოლიმორფული მოდიფიკაციებისათვის დადგენილია ელემენტარული უჯრედების შემდეგი პარამეტრები (ცხრ. 26).

მუსკოვიტისაგან განსხვავებით, მისი პოლიმორფული მოდიფიკაციების (3T და 1M) დებაეგრამებით გარჩევა არ ხერხდება. ერთგვარი განსხვავება დგინდება ვეისენბერგოგრამის მიხედვით. არ ხერხდება აგრეთვე

ფტორის საშუალო შედგენილობა ( $\bar{X}$ ) და სტანდარტული გადახრა (S) ჩრდილოეთ კავკასიის პალეოზოური გრანიტოიდების ბიოტიტებში, %

პარამეტრები	გრანიტოიდის ტიპები							
	I(23)*	II(28)	III(4)	IV(17)	V(3)	VI(5)	VII(6)	VIII(3)
$\bar{X}$	0,84	0,26	0,215	0,38	0,19	0,36	0,20	0,26
S	0,112	0,075	0,021	0,134	0,019	0,171	0,041	0,078

\* ყველა გრაფის ფრჩხილებში მოცემულია განსაზღვრათა რიცხვი.

ბიოტიტის ელემენტარული უჯრედების პარამეტრები

ელემენტარული უჯრედები	a	b	c	$\beta$	სპრტული ჯგუფი
1M	5,3	9,2	10,2 $10^{-10}$ მ	100	Cm c2/c C3 <sub>1</sub> 12 ან C3 <sub>2</sub> 12
2M	5,3	9,2	20,2 $10^{-10}$ მ	95	
3T	5,3		30,0 $10^{-10}$ მ		

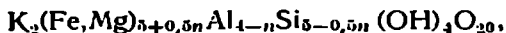
ბიოტიტის ქერცლების მონოკრისტალის ორიენტირების დადგენა ოპტიკურ ღერძებს შორის კუთხის სიმცირისა და ორმაგი გარდატეხის მნიშვნელობათა გამო. უფრო საიმედოა ლაუგრამების აგება; ისინი საშუალებას გვაძლევს გავიგოთ კრისტალოგრაფიული მიმართულებანი, რომლებიც რენტგენის სხვა მეთოდებით უნდა დავადგინოთ. ბიოტიტების სტრუქტურულ მოდიფიკაციებსა და მათ ქიმიურ შედგენილობას შორის შეფარდებანი ჯერ კიდევ არაა ზუსტად დადგენილი.

ბიოტიტები ხშირად იზომორფულადაა ჩანაცვლებული, კერძოდ, კალიუმი შეიძლება ჩანაცვლდეს ნატრიუმით, კალციუმით, ბარიუმით. გარდა ამისა, ორვალენტიანი რკინა შეიძლება ჩანაცვლდეს მანგანუმით ფორმულის ერთეულზე 0,2 ატომზე ნაკლები რაოდენობით, ხოლო ალუმინი — ლითიუმით.

ბიოტიტებში დადგენილია იზომორფიზმის ორი ტიპი: იზოვალენტური ( $Fe^{2+} = Mg$ ;  $Fe^{2+} = Mn^{2+}$ ;  $Fe^{3+} = Al$ ;  $K = N$  და ა. შ.) და ჰეტეროვალენტური ( $3[Fe, Mg]^{2+} = 2Al$  ან  $4Al = 3Si$ ). ქარსებში უმეტესად მკლავნდება იზომორფიზმი  $Fe^{2+} = Mg$  და  $Al = (Mg, Fe)$ , რაც გამოწვეულია ოთხი წამყვანი მინალის შერევით. ეს მინალებია:

- სიდეროფილიტი (Sid)  $K_2Fe_5Al_4Si_6(OH)_4O_{20}$
- ისტონიტი (Ist)  $K_2Mg_5Al_4Si_6(OH)_4O_{20}$
- ანიტი (Ann)  $K_2Fe_5Al_2Si_6(OH)_4O_{20}$
- ფლოგოპიტი (Phl)  $K_3Al_6Si_6Al_2Si_6(OH)_4O_{20}$

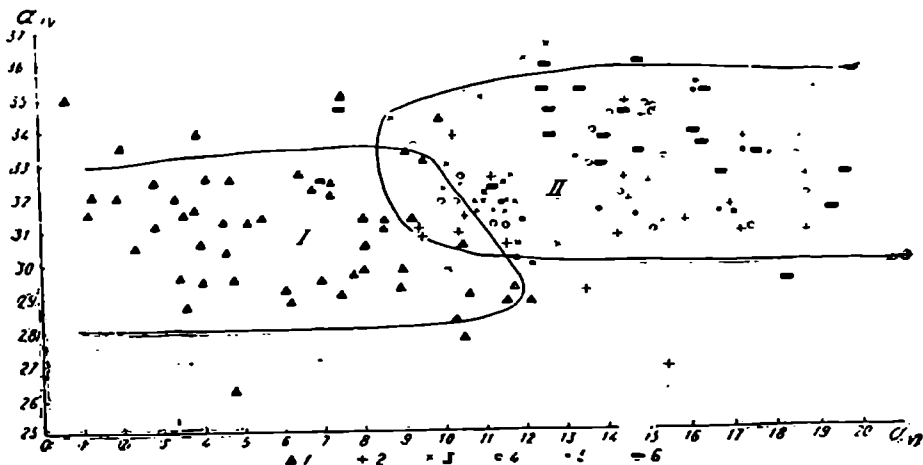
აქედან გამომდინარე, თეორიული ბიოტიტის კრისტალქიმიური ფორმულა  $\text{FeO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—K}_2\text{O—H}_2\text{O}$  სისტემაში ასეთ სახეს მიიღებს:



სადაც  $n$  მერყეობს 0—2 საზღვრებში.

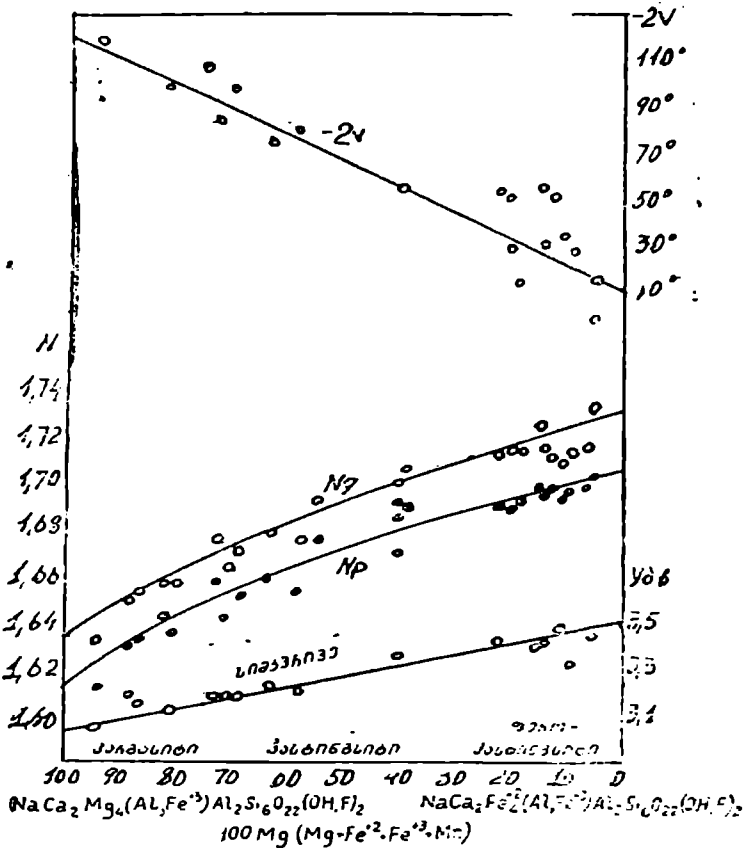
გრანიტოიდების ბიოტიტებში ტემპერატურის ზრდასთან ერთად აღინიშნება ტიტანის შემცველობის გაზრდის ტენდენცია ( $\text{TiO}_2$ ) 0,78-დან 3,35%-მდე (ი. ბუშლიაკოვი, ი. სობოლევნი, 1976), ე. ი. მეტამორფიზების მაღალტემპერატურული ბიოტიტები შედარებით მაღალტიტანია, ხოლო თანაბარ ტემპერატურაზე წარმოშობილ ბიოტიტებში  $\text{TiO}_2$ -ის შემცველობა დამოკიდებულია მათ რკინიანობაზე. მაგალითად, ბიოტიტინი, გრანატიანი და სტავროლიტიანი ზონის ბიოტიტებში  $\text{TiO}_2$ -ის შემცველობაა (წონ. %-ობით, 1,5—2,1, დისტენინი და ანდალუზიტიანი ზონებისათვის — 1,7—2,7, სილიმანიტიანი ზონისათვის. მიგმატიტებისა და რქაქვებისათვის — 2,4—3,5 (ს. კორიკოვსკი, 1967).

ბიოტიტების გრადატუხის მაჩვენებლების ( $N_g$ ) დამოკიდებულება მათ საერთო რკინიანობასთან მოცემულია მე-40 ნახაზზე. (ა. მარაკუშევი,



ნახ. 40. ბიოტიტების შედარებითი თიხამიწიანობა მწვანე ფიქლების და ამფიბოლიტური ფაციის  $\text{CaO}$ -თი ლარიბი და მდიდარი ქანებიდან.

I — ბიოტიტების ველი  $\text{CaO}$  მდიდარ ქანებში; II — ბიოტიტების ველი  $\text{CaO}$  ლარიბ ქანებში. 1 — ფუძე ბიოტიტები  $\text{CaO}$  მდიდარი ქანებიდან; 2—6 — ბიოტიტები,  $\text{CaO}$  ლარიბ (თიხამიწიანი) ქანებიდან (2 — ბიოტიტის და გრანატის ზონა, 3 — სტავროლიტის ზონა, 4 — დისტენის ზონა, 5 — ანდალუზიტის ზონა, 6 — სილიმანიტის ზონა (სილიმანიტიანი რქაულები).



ნახ. 41. ოპტიკური თვისებების და სიმკვრივის დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე პარგასიტ-ფეროქასტინგსტის სერიის ამფიბოლებში. უ. ღირის, რ. ხაეის, ჯ. ზესმანის მხედვით (1966).

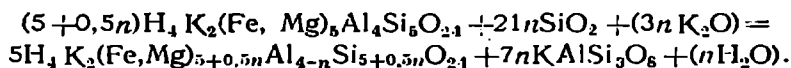
ი. ტარანინი, ბ. ზალიშჩაკი, 1966). როგორც ნახაზიდან ჩანს, ბიოტიტები რკინის ქანგვის მაღალი ხარისხით ხასიათდება.  $Fe_2O_3:FeO$  ფარდობის მნიშვნელობის ზრდასთან ერთად იზრდება ბიოტიტების გარდატეხის მაჩვენებელიც.

ბიოტიტების ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი თვისებაა თიხამიწიანობა. 41-ე ნახაზზე მოცემულია  $a_{iv}(a_{si}) - a_{iv}(Al_{iv} - Al_{iv})$  დიაგრამა მწვანე ფიქლების ფაციესიდან ამფიბოლიტურ ფაციესამდე მეტამორფიტების ბიოტიტებისათვის. აქ აღინიშნება ორი განსხვავებული ველი (I და II).

CaO მდიდარი მეტამორფიტების ბიოტიტების (ბიოტიტ-ამფიბოლიანი და ბიოტიტ-ეპიდოტ-ამფიბოლიანი ფიქლები) პლეოქროიზმი მურა-მწვანე ტონებშია. ღარიბია თიხამიწით, განსაკუთრებით ექვსმაგ კოორდინაციაში ( $Al_{IV} = 1-10$ ,  $Al_{IV} = 28-33$ ), რაც მიგვითითებს მის სიახლოვეზე, ფლოგოპიტ-ანიტურ სერიასთან. ბიოტიტები CaO ღარიბი ქანებიდან (ბიოტიტ-გრანატიანი და ბიოტიტ-კორდიერატიანი გნეისები და ფიქლები, ჩვეულებრივ სილიმანიტით, ანდალუზიტით ან დისტენით), ალუმინს შეიცავს კარბი რაოდენობით ( $Al_{VI} = 10-20\%$ ,  $Al_{IV} = 30-35$ ), რაც მიგვითითებს მათ სიახლოვეზე ისტონიტ-სიდეროფილიტებთან.

მოყვანილი დიაგრამიდან ჩანს, რომ მეტამორფიტების ბიოტიტებისათვის, რომლებიც წარმოიშვა პელიტური საწყისი ქანების ხარჯზე (მწვანეფიქლურიდან ამფიბოლიტურ ფაციესამდე).  $Al_{IV}$ -სა და ტემპერატურას შორის კავშირი არ არსებობს. იგი ვლინდება მეტამორფიზმის გრანულიტურ ფაციესში. მოცემულ შემთხვევაში ბიოტიტები ამჟღავნებენ  $Al_{IV}$ -ის ოდნავ შემცირებას ( $30-32,5\%$ -მდე), საერთოდ კი გრანულიტების ბიოტიტებისათვის თიხამიწიანობა მცირდება  $Al_{VI}$ -ის ხარჯზე. ტიტანის ( $TiO_2$ ) შემცველობის ერთდროული მატება ბიოტიტებში უნდა აახსნას ექვსმაგი კოორდინაციის კათიონებთან იზომორფიზმით (ს. კორიკოვსკი, 1967).

ა. მარაკუშევმა დაადგინა, რომ გრანიტოიდებსა და ნეფელინიან სიენიტებში ბიოტიტების თიხამიწიანობა გამოწვეულია ამ ქანების ჩამოყალიბების ტემპერატურული პირობებით და მდნარის საერთო ტუტიანობით. გრანიტებში სხვადასხვა თიხამიწიანობის ბიოტიტებს შორის კავშირი, ამ ავტორის მიხედვით, ხორციელდება განტოლებით:



ამ რეაქციიდან ჩანს, რომ ტემპერატურისა და ტუტიანობის გაზრდასთან ერთად ბიოტიტების თიხამიწიანობა კლებულობს ტუტე მინდვრის შპატის წარმოშობისა და კვარცის რაოდენობის შემცირების ხარჯზე. ქანში მაგნეტიტის შემცველობისას ბიოტიტის თიხამიწიანობა შეიძლება განესაზღვროთ ქანგვის პოტენციალით ( $\mu O_2$ ).

ანალოგიური თანაფარდობანი გამოიყვანება ბიოტიტის პარაგენეზისებისათვის ტუტე მინდვრის შპატთან და ორთოპიროქსენთან ერთად ჩარნოკიტებიდან და ჰიპერსტენიანი გრანიტებიდან, აგრეთვე ბიოტიტისა ტუტე მინდვრის შპატთან და ნეფელინებთან ერთად ნეფელინიანი ფიქლებიდან და სხვა ტუტე ქანებიდან.

მინერალები, რომლებიც დაბალი კავშირით ხასიათდებიან (მაგალითად, ფლოგოპიტი, ანიტი, ქლორიტები, პარგასიტი, ფეროპარგასიტი, ანალციმი და სხვ.), მეტამორფიზმის დროს რეაქციაში შედის კვარცთან  $200-350^\circ C$  ტემპერატურაზე მათი მდგრადობის ზედა ზღვარზე

დაბლა  $P_{H_2O}=10$  მ პა (100ატ) დროს. მაგალითად, ანიტი ( $T_1=765^\circ$ ,  $T_2=545^\circ$ ,  $T=220^\circ$ ), ანალციმი ( $T_1=543^\circ$ ,  $T_2=278^\circ$ ,  $T=265$ ) და ა. შ.

ცვლადი შედგენილობის წყლიანი ქარსიანი მინერალები, კერძოდ, ილიტი, წარმოიშობა ყველაზე დაბალტემპერატურული იზომორფიზმის დროს თიხოვან ნალექებში დიაგენეზის ზონის საზღვარზე კაოლინიტის ტუტე ნაერთებთან რეაქციის გზით. შემდეგი პროცესია ჰიდროქარსების გარდაქმნა სერიციტად, ფენგიტად, სტილპნომელანად, რომლებიც მდგრადია  $400^\circ\text{C}$  ტემპერატურაზე. შემდეგ თიხამიწიან ქლორიტთან პარაგენეზისში წარმოიშობა შედგენილობით ფლორიტ-ანიტთან ახლოს მდგომი ბიოტიტი.

ბიოტიტის ოპტიკური თვისებებია:  $Np=1,565-1,625$ ;  $Nm=1,605-1,696$ ;  $Ng=1,605-1,696$ ;  $Ng-Np=0,04-0,08$ ;  $-2V=0-25^\circ$ . ფლოგოპიტის ოპტიკური თვისებები ოდნავ განსხვავებულია:  $Np=0,530-0,590$ ;  $Nm=0,557-0,637$ ;  $Ng=0,558-0,637$ ;  $Ng-Np=0,028-0,049$ ;  $-2V=0-15^\circ$ .

ფლოგოპიტი გვხვდება დასავლეთ ავსტრალიის, ცენტრალური აფრიკის, ვაიომინგის შტატის (აშშ) ტუტე ლავეებში. იგი იაკუტიის კიმბერლიტების ჩვეულებრივი მინერალია: აღმოჩენილია სამხრეთ აფრიკის კიმბერლიტური მილის ეკლოგიტურ ჩანართშიც. ბიოტიტი ფართოდაა გავრცელებული გრანოდიორიტებში, გრანიტებში, სიენიტებში, მაფიტების შეჯვე მაგმით კონტამინაციის გზით წარმოშობილ ქანებში. ბიოტიტის ფენოკრისტალები აღწერილია სილიციუმშეჯვე ლავეებში, ზოგჯერ ისინი განლაგებულია სილიციუმშეჯვე ვულკანიტების სიცარიელებში (მონტესომა, ალბანეთის მთები, იტალია). ვულკანური წარმოშობის ბიოტიტს ზოგჯერ  $Fe^{2+}$ -ის  $F^{3+}$ -ად დაქანგვის შედეგად მურა-წითელი ფერი აქვს.

გრანიტებსა და ტუტე პეგმატიტებში გვხვდება ბიოტიტის მსხვილი მარცვლები. ასეთი ბიოტიტები ცნობილია ჩრდილოეთ კარელიის პეგმატიტებში, ილმენისა და ვიშნევის მთებში ურალზე, გრენლანდიაში, სკანდინავიაში (ევიეში ნახეს 7 მ<sup>2</sup> ფართობის ბიოტიტის ფირფიტა). ჰიდროთერმულ მადნიან ძარღვებში ბიოტიტი ძალზე იშვიათადაა.

მეტამორფულ ქანებში ბიოტიტები ფართოდაა გავრცელებული. ყველაზე ტიპურ მეტამორფიტებს, რომლებშიც ბიოტიტები მთავარი მინერალებია, ეკუთვნის შემდეგი ფიქლები და გნეისები — ბიოტიტიანი, ბიოტიტ-სერიციტიანი, ბიოტიტ-კვარციანი და სხვ. მათში შეიძლება შედიოდეს ასევე გრანატი, კიანიტი, ზოგჯერ ედრიტი, პლაგოკლაზი და სხვ.

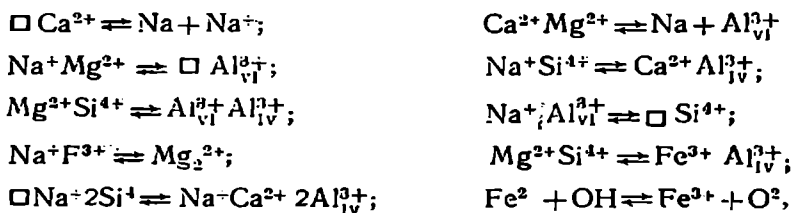
#### ამფიბოლები

ამფიბოლები (ბერძ. „ამფიბოლოს“ — ორპეროვანი, გაურკვეველი, რთული, ცვლადი შედგენილობის გამო) ან რქატყუარები ეკუთვნის ლენტურ მეტასილიკატებს ე. ი. არის ჰიპოთეტური მეტასილიციუმის მქა-

ვის  $H_8Si_3O_{24}$  მარილები, ამფიბოლების. ზოგადი ქიმიური ფორმულაა  $A_{L_0}X_2Y_{3-5}Y'_{2-0}Z_3O_{22}(OH, F, O, Cl)_2$ , სადაც  $A' = Na(K), H_3O^+$ ;  $X = Ca, Na, Mg, Fe^{2+}, Li$ ;  $Y = MgFe^{2+}, Mn$ ;  $Y' = Al_{IV}, Fe^{3+}, Ti(?)$ ;  $Z = SiAl_{IV}Ti(?)$ .

ამფიბოლებისათვის დამახასიათებელია როგორც დახლართული, ასევე პეტეროვალენტური იზომორფული ჩანაცვლებანი.

პეტეროვალენტური ჩანაცვლებებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია შემდეგი:

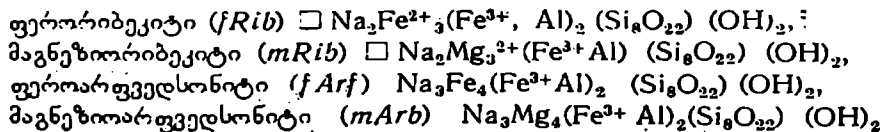


სადაც  $\square$  ვაკანსიას აღნიშნავს.

ამიტომ ამფიბოლების უმეტესობის ქიმიური ფორმულები იდეალიზებულია; ისინი ასახავენ მათ გარკვეულ წარმომადგენლებში რომელიმე ელემენტის უპირატეს შემცველობას და იზომორფიზმის შეზღუდულობას, უმთავრესად კალიუმთან და ნატრიუმთან ამფიბოლებს შორის. წყვეტები შერევადობისას, განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურის პირობებში, დადგენილია შემდეგ რიგებში: ანტოფილიტი-კუმინგტონიტი, კუმინგტონიტი-აქტინოლიტი, აქტინოლიტი-რქატყუარა, რქატყუარა-კროსიტი, აქტინოლიტი-პარგასიტი.

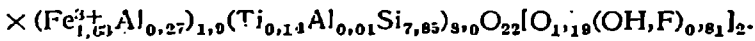
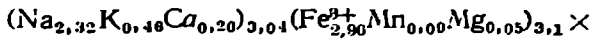
მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელია მონოკლინური ამფიბოლები, რომელთა შორის გამოყოფენ ორ ქვეჯგუფს: კალციუმით ღარიბს ( $CaO$ -ს შემცველობა  $< 5,0$  წონ. %) და კალციუმ-ნატრიუმთან ( $CaO$ -ს შემცველობა  $> 5,0$  წონ. %).

პირველი ქვეჯგუფის ამფიბოლები ძირითადად შედის ტუტე (ნატრიუმიან) გრანიტებში, ზოგიერთ ნეფელინიან სიენიტსა და კარბონატიტში, ტუტე პიროქსენიან, ალბიტან პარაგენეტულ ასოციაციებში და ა. შ. ეს ქვეჯგუფი წარმოდგენილია რიბეკიტ-არფვედსონიტული რიგით მაგნეზიუმის ფართო ვარიაციით, ე. ი.  $MgO/FeO$  ფარდობებით. აღწერილი ამფიბოლები ოთხი მინალის ნარევია, რომლებიც მყარი ხსნარების იდეალიზებულ საბოლოო წევრებს წარმოადგენენ. ეს მინალებია:





ბუნებრივ მინერალებს უფრო რთული შედგენილობა აქვს. მაგალითად, ტუტე გრანიტების რიბეკიტის კრისტალქიმიურ ფორმულას, გამოყვანილს 50 ქიმიური ანალიზიდან, შემდეგი სახე აქვს:



ტუტე ამფიბოლების ოპტიკური თვისებები არაა საკმარის შესწავლილი. მაგრამ ამ მიზნისათვის შესაბამისად რეკომენდებულია შემდეგი თანაფარდობები რიბეკიტი-მაგნეზიორიბეკიტი (*Rib—mRib*) და ფეროარფვედსონიტი-მაგნეზიოარფვედსონიტი (ანუ ეკერმანიტი) რიგებისათვის (*fArf—mArf*):

$$Ng = 1,64 \pm 0,07(1 - X_{Mg}); \quad N_p = 1,628 \pm 0,073(1 - X_{Mg}) \text{ და}$$

$$Ng = 1,630 \pm 0,075(1 - X_{Mg}); \quad N_p = 1,610 \pm 0,088(1 - X_{Mg}),$$

სადაც  $X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ .

რქატყუარების მეორე ქვეჯგუფი გვხვდება როგორც ნორმალური, ასევე ქარბი ტუტიანობის.  $K_2O$ -ით მდიდარ მაგმურ ქანებში. ეს ამფიბოლები ქმნის რვა თეორიული მინალის ნარევეს, რომელთაც ეკუთვნის:

ტრემოლიტი (*Trm*)  $Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}] (OH)_2$ ,

ფეროაქტინოლიტი (*fAct*)  $Ca_2Fe_4[Si_8O_{22}] (OH)_2$ ,

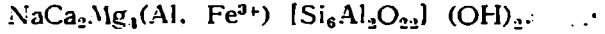
ჩერმაკიტი (*Tcher*)  $CaMg_3(Al, Fe^{2+})_2 [Si_6Al_2O_{22}] (OH)_2$ ,

ფეროჩერმაკიტი (*fTcher*)  $Ca_2Fe_3(Al, Fe^{2+})_2 [Si_6Al_2O_{22}] (OH)_2$ ,

ედენიტი (*Ed*)  $NaCa_2Mg_3[Si_7AlO_{22}] (OH)_2$ ,

ფეროედენიტი (*fEd*)  $NaCa_2Fe_3 [Si_7AlO_{22}] (OH)_2$ ,

პასტინგსიტი ან პარგასიტი (*Gas* ან *Parg*)



ფეროპასტინგსიტი (*fGas*)  $NaCa_2Fe_4(Al, Fe^{3+}) [Si_6Al_2O_{22}] (OH)_2$ .

ვარაუდობენ, რომ პირობითი პერიდოტიტული მდნარის კრისტალიზაციის პროცესში დაღმავალი ტემპერატურის დროს რქატყუარებში რკინიანობის შემცველობა უნდა მატულობდეს. ჩერმაკიტი-ფეროჩერმაკიტის რიგში გარდატეხის მაჩვენებლების კავშირი მაგნეზიურობასთან გამოისახება შემდეგი მიახლოებითი ტოლობებით:

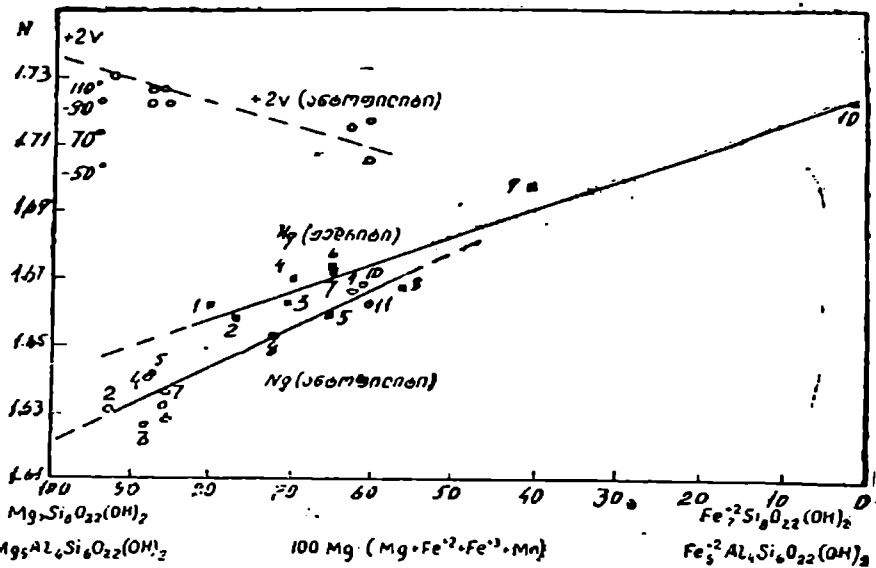
$$Ng = 1,64 \pm 0,075(1 - X_{Mg}); \quad N_p = 1,625 \pm 0,010(1 - X_{Mg}),$$

სადაც  $X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+})$ .

პასტინგსიტი-ფეროპასტინგსიტის რიგში განტოლებებს ბევრად უფრო რთული სახე აქვს.  $Ng$ -სა და  $N_p$ -სათვის  $X_{Mg}^{Gas}$ -ის მნიშვნელობანი შესაბამისად გამოისახება:

$$X_{Mg}^{Gas} = -67,7585 + 57,16785Ng + 10693854(Ng)^2 - 12,198013067(Ng)^3;$$

$$X_{Mg}^{Gas} = -50,022 + 0,00212Np + 51142384(Np)^2 - 23,005672(Np)^3.$$



ნახ. 42. ოპტიკური თვისებების დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე ანტოფილიტი-ჟედრიტის სერიის ამფიბოლებში უ. ღირის, რ. ხაუის, ჯ. ზუსმანის მიხედვით (1966).

42-ე ნახაზზე ნაჩვენებია ოპტიკური თვისებებისა და სიმკვრივის დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობასთან პარგასიტი-ფეროპასტინგსიტის სერიის ამფიბოლებში.

ყველა ჯანმრთელი ჩვეულებრივი რქატყუარისათვის კავშირი შედგენილობასა და გარდატეხის მაჩვენებლებს შორის გამოისახება შემდეგი ტოლობებით:

$$X_{\text{mg}}^{\text{Hb}} = 35,100966 - 63,0157695 Ng + 44,130848 (Ng)^2 - 11,2277797 (Ng)^3,$$

$$X_{\text{Al}}^{\text{Hb}} = -27,235255 - 10,09832 Np + 48,9678535 (Np)^2 - 19,7650500172 (Np)^3.$$

დადგენილია რქატყუარების შედგენილობის ცვლილების კანონზომიერება ტუტე გაბროდან გრანიტებსა და დიორიტებამდე. ტუტე გაბროდიორიტი-გრანიტის რიგში დაბლა იწევს რქატყუარების თიხაპიწიანობა და ტიტანიანობა, აგრეთვე ფარდობითი ტუტიანობა  $(Na + K) : (Na + K + Ca)$ .

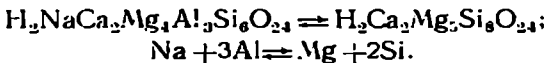
წყლის წნევისა და ტუტიანობის გავლენა რქატყუარების სტაბილურობაზე გამოისახება შემდეგში. წყლის წნევის გაზრდასთან ერთად ამფიბოლების დეჰიდრატაცია მატულობს. მათი შემცველობა ბაზალტებში,

გაბროსა და პერიოდოტიტებში მიგვანიშნებს წყლის მაღალ პარციალურ წნევაზე მაგმურ ფლუიდში. რჩატყუარების ჰეტეროგენული იზომორფიზმი ხშირად დაკავშირებულია მაგმაში ტუტთანობის ცვლილებასთან. ამის მაგალითია ილმენეგორის მასივის მიასკიტები, რომლებშიც ერთნაირი პარაგენეზისის ( $Am + Ne + Fs_p + Pl_{8-34} + Cal$ ) დროს რჩატყუარების შედგენილობა ძლიერ იცვლება და სქარბობს ნატროპასტივგსიტები. იცვლება კავშირი აგრეთვე მაგნეზიოფრობასა, თიხამიწიანობასა და Na/K ფარდობაში.

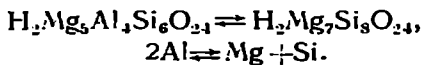
ამფიბოლები, განსაკუთრებით ჰიდროქსილ-და ფტორშემცველი, პიროქსენზე უფრო გვიან გამოიყოფა მაგმიდან, ხოლო მეტამორფიტებში — ზოგიერთ მინერალზე ადრე. ექსპერიმენტულად დადგენილია სხვადასხვა ამფიბოლის მდგრადობა 700—1000°C-მდე, რომლის ზემოთ ისინი იშლება  $H_2O$ -ს გამოყოფით. ამასთან წარმოიშობა პიროქსენები და გამოცალკევდება თავისუფალი კაქმიწა.

მეტამორფული ქანების ამფიბოლებს შორის განსაკუთრებულ ჯგუფს ქმნის მაღალი სილიციუმმკვეთიანობის წყლიანი სახესხვაობანი, კერძოდ, ტრემოლიტი, ფეროტრემოლიტი, ანტოფილიტი, კუმინგტონიტი და სხვ. 43-ე, 44-ე ნახაზებზე მოცემულია ანტოფილიტი-ყედრიტის და კუმინგტონიტი—გრიფენრიტის ჰიმურ შედგენილობაზე დამოკიდებული ოპტიკური თვისებების დიაგრამები.

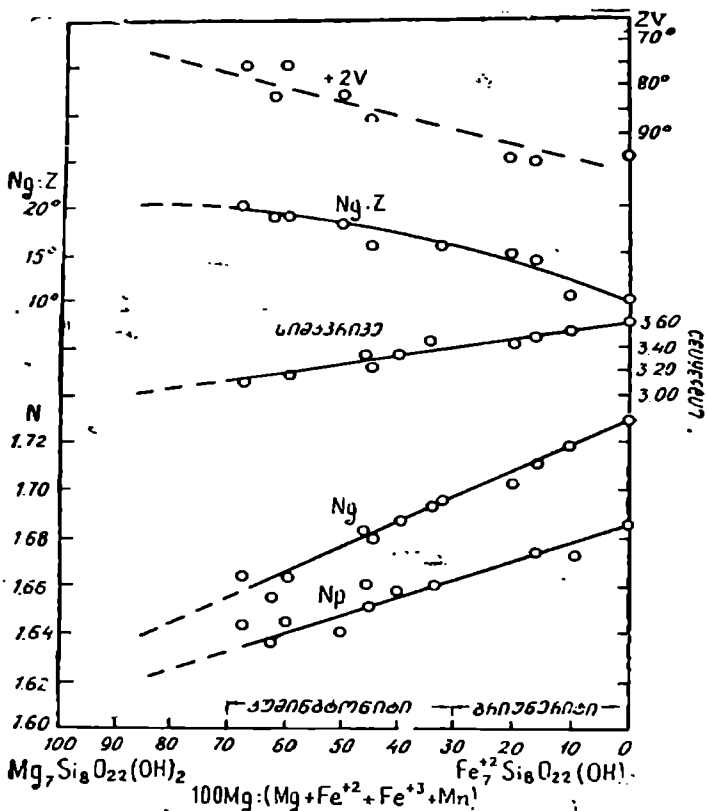
ამფიბოლების ჯგუფში იზომორფული ჩანაცვლებები რთული და მრავალფეროვანია (ა. მარაკუშევი). ექსპერიმენტულად შესწავლილია მაგნეზიური პარგასიტის  $H_2NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{24}$  (ყველაზე მაღალტემპერატურული ამფიბოლი) გლაუკოფანში  $H_2Na_2Mg_3Al_2Si_6O_{24}$  გადასვლა. ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის სქემას აქ შემდეგი სახე აქვს ( $2Ca + Mg + Al \rightleftharpoons Na + 2Si$ ). ამ სქემის მიხედვით სრული ჩანაცვლებისას ხდება ტემპერატურის დაწევა დაახლოებით 200°-ით  $P_s = P_{H_2O} = 10^8$  პა (1000 ატმ) დროს. მნიშვნელოვანია ამფიბოლის სილიციუმმკვეთიანობის აწევა, რასაც თან სდევს მაღალტემპერატურული რჩატყუარის გადასვლა ტრემოლიტის ჯგუფის საშუალო ტემპერატურულ ამფიბოლებში



ანალოგიური სქემა იზომორფულ სერიაში ყედრიტი-ანტოფილიტი:



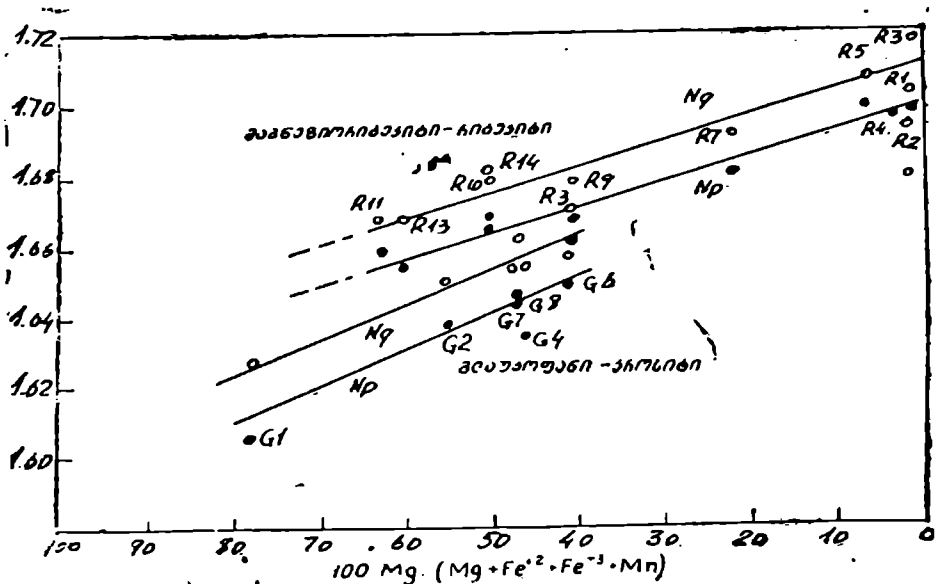
ამფიბოლების ფეროფილურობა კლებადი თანმიმდევრობით ასეთია: გლაუკოფანი-ყედრიტი, ანტოფილიტი-კუმინგტონიტი, რჩატყუარ-აქტივოლიტი. შედარებით მაღალტემპერატურულ-ასოციაციებში რჩატყუარის და გლაუკოფანის რკინიანობა თანაბარია.



ნახ. 43. ოპტიური თვისებების და სიმაკრიკოს დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე კუმინბორნიტ-გროუნერიტის სერიის ამფიბოლებში უ. ღირის, რ. საუის, ჯ. ზუსმანის მიხედვით (1966).

მაგნეზიუმის შეფარდება  $Mg:(Mg+Fe)$  გამოისახება შემდეგი ციფრებით: 0,79—0,73; 0,79—0,74; 0,76—0,52; 0,69—0,55; 0,69—0,56; 0,62—0,52. ამ წყვილებში პირველი ციფრი ეკუთვნის აქტინოლატს, მეორე — რქატყუარას. მოცემული მინერალური ასოციაცია (ეპიდოტი-ოლიგოკლაზი ან ალბიტი-კვარცი ± ქლორიტი, კალციტი, ტიტანიტი) ტიპურია ეპიდოტ-ამფიბოლატური ფაციესის მეტამორფიზმისათვის. ნატრიუმის მეტამორფიზმისას აღნიშნულ მინერალებს ემატება გლავოკოფანი, ზოგჯერ ეგირინი, ლავსონიტი, მუსკოვიტი, პუმპელიტი, პრენიტი, რუტილი და სხვ.

ტიპურ გლავოკოფანებში დიდი რაოდენობითაა ალუმინი და ნატრიუმი:  $Al_2O_3$ —13%,  $Na_2O$ —7%. ალუმინის სამვალენტო რკინით ჩანაცვლე-



ნახ. 44. გარდატეხის მაჩვენებლების დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე გლაუკოფან-კროსიტის და მაგნეზიორიბევიტი-რიბევიტის სერიის ამფიბოლებში უ. დონის, რ. ხაუის, ჯ. ზუსმანის მიხედვით (1966).

ბისას წარმოიშობა რიბევიტები (პრაქტიკულად უალუმინო) კროსიტების, როდუსიტებისა და სხვ. შემდეგ, რომლებიც ალუმინს უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავენ. 45-ე ნახაზზე მოცემულია ამფიბოლებში გარდატეხის მაჩვენებლების დამოკიდებულების გრაფიკი ქიმიურ შედგენილობაზე შემდეგი სერიებისათვის გლაუკოფანი—კროსიტი და მაგნეზიორიბევიტი-რიბევიტი.

გლაუკოფანები სხვა ამფიბოლებთან შედარებით ხასიათდება მაღალი ფეროფილურობით, თუმცა აღსანიშნავია, რომ გლაუკოფანიან ფიქლებში ალმანდინთან ერთად შედის მაგნეზიური გლაუკოფანი, რაც აიხსნება მათი წარმოშობის შედარებით დაბალტემპერატურული პირობებით.

უკალციუმო მაგნეზიურ-რკინიანი რომბული სინგონიის ამფიბოლები ქმნიან რიგს ანტოფილიტი  $H_2(Mg, Fe)_7 Si_8 O_{24}$  — ედრიტი  $H_2(Mg, Fe)_5 Al_4 Si_6 O_{24}$ ,  $(Mg, Fe)SiO_3 \rightleftharpoons Al_2 O_3$  იზომორფული სქემის მიხედვით.

მეტამორფულ მაგნეზიურ კირქვებსა და დოლომიტებში შედის ტრემოლიტი, ზოგჯერ რიხტერიტი და პარგასიტი. რკინის შემცველი მინერალებით მდიდარი დანალექი ქანებისაგან, როგორცაა კარბონატები, ქლორიტები, ჰიდროქსიდები და ქანგეულები წარმოიშობა აქტინოლიტი,



ნახ. 45. მუსკოვიტის ინერტული კონტაქტი რქატყუარასთან. ნიკ. +, გადიდ. 50.  
დ. შენგელიას მიხედვით (1975).

მაგნიუმით მდიდარი ქანებისაგან კი — დანემორიტი და ბარკევიკიტი. მეტამორფიზმის ხარისხის გაზრდასთან ერთად იზრდება Na-სა და K-ს შემცველობა  $A$  (ვაკანტურ) პოზიციაში და დიდდება  $(Na + K) : (Na + K + Ca)$  ფარდობა, იზრდება რიბეკიტული და მცირდება გლაუკოფანური მინალები. მეტამორფიზმის დროს ტემპერატურის აწევა იწვევს მოუწესრიგებლობას, ხოლო წნევის აწევა — ამფიბოლების სტრუქტურის მოწესრიგებას, ე. ი. კათიონების გადანაწილებას.

პეგმატიტების ჩამოყალიბებისას ზოგჯერ რიბეკიტის წარმოშობის პირობები იქმნება, ხოლო ლითიუმისანი პეგმატიტების კონტაქტებში — ხოლმკვისტიტისა და კლინოხოლმკვისტიტის წარმოშობისა. სკარნებისათვის დამახასიათებელია პარგასიტის და რქატყუარის, ზოგჯერ დაშქესანიტის შემცველობა.

პოსტმაგმური ჰიდროთერმული პროცესების ზემოქმედების შედეგად ამფიბოლები შეიძლება გარდაიქმნას ბიოტიტად, ქლორიტად, სერპენტინად, ეპიდოტად, კარბონატად (კალციტად). ზედაპირის მახლობელ და ზედაპირულ პირობებში ჰიდროთერმების ზემოქმედების შედეგად ამფიბოლები გადადის ნონტრონიტში, მონტმორილონიტში, ჰალუაზიტში, კარბონატებში. ოპალიან ლიმონიტში და სხვ.

ამფიბოლების ლურჯი და მოცისფერო ელფერი გაპირობებულაა რკინიანი კომპონენტების ჭარბი შემცველობით; ზოგიერთი მონაცემის მიხედვით ეს ელფერი დაკავშირებულია მათ ტუტეიანობასთან ან ორივე

ფაქტორთან ერთად; მოლურჯო-მომწვანო რქატყუარა გვხვდება ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის მეტამორფიტებში. მასთან პარაგენეზისშია ეპიდოტი, პლაგიოკლაზი ( $Pl_{0-45}$ ), კვარცი, ბიოტიტი, გრანატი, კალციტი და ტიტანიტი. ჩრდილოეთ კავკასიაში იგი შეინიშნება ფუქე და სულალო შედგენილობის მეტამორფიტებში; შესაძლებელია მისი გადასვლა ამფიბოლიტური ფაციესის დაბალტემპერატურულ სუბფაციესში. დადგენილი არ არის მოლურჯო-მწვანე რქატყუარას არსებობა პარაგენეზისში ქლორიტთან და აქტინოლიტთან ერთად. ქლორიტისა და აქტინოლიტის გაქრობისა და მოლურჯო-მწვანე რქატყუარას გაჩენის მიხედვით განისაზღვრება ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქვედა ტემპერატურული ზღვარი. ამ ფაციესის მაღალტემპერატურული ნაწილის პარაგენეზისია  $Hb + F_{15-20} + Pl_{15-20}$ , პარაგენეზისი  $Hb(Bt-Gr) + Pl_{20-30}$ , რომელშიც ეპიდოტი და დიოფსიდი არამდგრადია და გვიჩვენებს ამფიბოლიტურ ფაციესში გადასვლას.

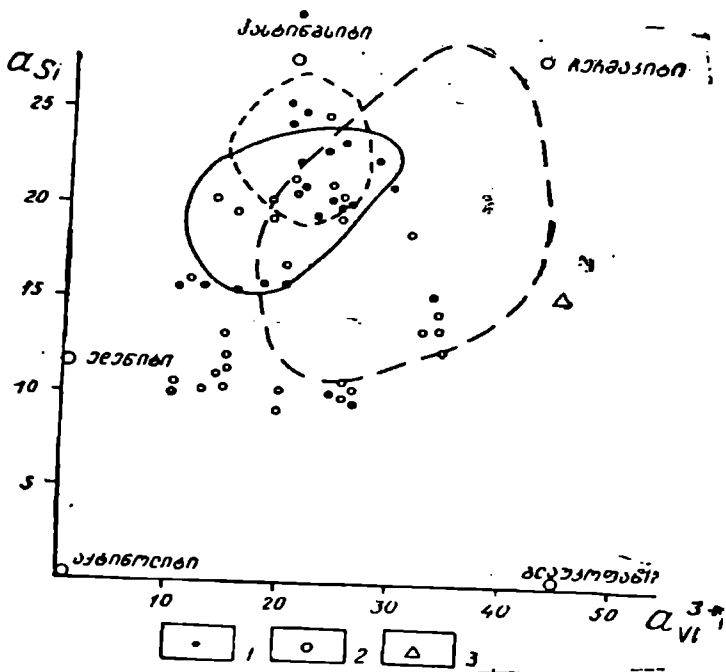
ჩრდილოეთ კავკასიაში წინა და მთავარი ქედის სტრუქტურულ ზონებში პალეოზოურ დიაფტორიტებში დადგენილია „აკრძალული“ პარაგენეზისი —  $Hb + Mu$ .

მუსკოვიტთან ერთად არსებულ ამფიბოლებში მნიშვნელოვნად მეტია  $Mg$  და  $Si$  და ნაკლებია  $Al$ . ვიდრე მოლურჯო-მწვანე რქატყუარებში, რაც მიგვითითებს სილიციუმის მიერ ტეტრაედრული ალუმინის, ხოლო მაგნიუმის მიერ რკინის გამოძევებაზე მოლურჯო-მწვანე რქატყუარის ნაკლებრკინიანი სახესხვაობით ჩანაცვლებისას, რომელიც მდგრადია მუსკოვიტთან ასოციაციაში.

45-ე ნახაზზე მოცემულია მუსკოვიტის და რქატყუარის ინერტული კონტაქტის მიკროფოტო.

ნ. თათრიშვილმა (1975, 1976) შეისწავლა მეტამორფიზმის ანდალუზიტური ტიპის ამფიბოლიტური და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლიტებში ამფიბოლების კრისტალტქიმიური თავისებურებანი, რომლებიც განვითარებულია კავკასიონის მთავარი და წინა ქედების და ბეჩასინის ტექტონიკურ ზონებში.

$a_{Si} - a_{Al}^{3+}$  და  $a_{Ca} - a_{Fe}^{3+}$  დიაგრამების (ნახ.47, 48) აგებისას გამოვლინდა, რომ ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლები კარგად ჯდება „პასტინგსიტი-ჩერმაკიტი-აქტინოლიტის“ ველში და მათი შედგენილობა შეიძლება ამ სამი მინალის საშუალებით გამოვხატოთ. რაც შეეხება ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლებს, მათი ნაწილი, როგორც ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლები, თავსდება „პასტინგსიტი-ჩერმაკიტი-აქტინოლიტის“ ველში. ყველა მათგანი ძირითადად მოლურჯო მწვანეა. რაც შეეხება ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის მოლურჯო-მწვანე ამფიბოლების ნაწილს, ისინი გამდიდრებულია გლაუკოფანური კომპონენტებით და მათი შედგენილობა გამოიხატება ოთხი მინალის სა-



ნახ. 46. კავკასიონის ამფიბოლიტების რქატყუარების  $\alpha_{Si}$  —  $\alpha_{Vi}^{3+}$  დიაგრამა [ნ. თათაროვილის მიხედვით [1975].

1 — ამფიბოლიტური ფაციესი; 2 — ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესი; 3 — ეკლოგიტები.

შუალედით: პასტინგსიტი - ჩერმაკიტი - აქტინოლიტი - გლაუკოფანი (ცხრ. 27).

კავკასიონის მოლურჯო-მწვანე და მოცისფერო-მწვანე რქატყუარები წარმოიშობა რეგრესული მეტამორფიზმის პირობებში კლინოპიროქსენებისა და მწვანე რქატყუარების ხარჯზე. ამ რქატყუარებში ჟანგეულების შემცველობის შედარება გვიჩვენებს, რომ ამ მინერალების შედგენილობაში მნიშვნელოვანი ცვლილებები არ აღინიშნება, ნატრიუმისა და ნაწილობრივ რკინის შემცველობის გარდა (ცხრ. 28).

კავკასიონის წინა ქედის ზონის გაამფიბოლებული ეკლოგიტებისა და მათი დიაფტორიტების მოცისფერო-მწვანე ან მოლურჯო-მწვანე რქატყუარები ასევე — „პასტინგსიტი-ჩერმაკიტი-აქტინოლიტის“ ველში განლაგდება ამფიბოლიტური ფაციესის მწვანე რქატყუარებთან ერთად. ზომიერი წნევების და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის მოლურჯო-მწვანე რქატყუარები გამდიდრებულია გლაუკოფანური ნაწილით და



აქტინოლიტ-ტრემოლიტის რიგის ამფიბოლების მოლურჯო-მწვანე რქატუარების შედგენილობა.

მინერალები	ანალიზების რიცხვი	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	f
აქტინოლიტ-ტრემოლიტი მოლურჯო-მწვანე რქატუარა	10	6,88	2,95	13,39	0,75	41,20
	10	13,29	4,45	12,26	1,58	48,14

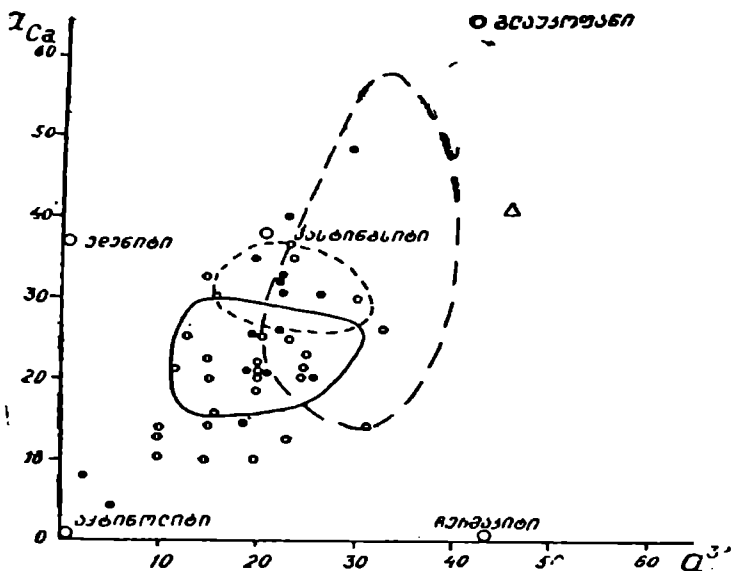
მწვანე და მოლურჯო-მწვანე რქატუარების შედგენილობა

მინერალები	ანალიზების რიცხვი	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	f
მოლურჯო-მწვანე რქატუარა მწვანე რქატუარა	10	13,29	4,45	12,26	1,58	48,14
	10	13,61	4,49	12,96	1,83	46,00

მათი შედგენილობა შემდეგი მინალების საშუალებით გამოიხატება: პასტინგსიტი-ჩერმაკიტი-აქტინოლიტი-გლაუკოფანი.

ჩრდილოეთ კავკასიის ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებში ალუმინის საერთო რაოდენობა გაზრდილია, რაც განსაკუთრებით ჩანს გრანატიან ქანებში. ეს ზრდა ძირითადად Al<sub>IV</sub>-ს ხარჯზე ხდება. ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლიტების ამფიბოლებისათვის დამახასიათებელია ტუტეების ჭარბი შემცველობა, განსაკუთრებით კი ნატრიუმისა, რაც დამახასიათებელია დიაფტორიზებული ეკლოგიტების ამფიბოლებისათვის, უფრო მაღალტემპერატურულ სახესხვაობებში ფიქსირდება ტიტანის რაოდენობის გაზრდა და პირიქით, რკინიანობის შემცირება (გრანატიან ამფიბოლიტებში). ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლიტებში ამფიბოლების რკინიანობა დაბალია ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ამფიბოლების რკინიანობაზე, ე. ი. ტემპერატურის დაწვევასთან ერთად ძირითადად იმატებს ამფიბოლების რკინიანობა. რკინიანობის მომატება ხდება Fe<sup>2+</sup> ხარჯზე (ნახ. 47).

მეტამორფიზმის ანდალუზიტური ტიპის ამფიბოლები ყოველთვის არ ამჟღავნებენ შედგენილობის მკვეთრ კანონზომიერ ცვლილებას მეტამორფიზმის ხარისხის შეცვლის გამო.



ნახ. 47. კეკასიონის ამფიბოლიტების რქატყუარების  $a_{Ca} - a_{Al}^{III}$  დიაგრამა ნ. თათრიშვილის მიხედვით [1975]. პირობითი ნიშნები იგეგვა, რაც 46-ე ნახაზზე.

ვ. ზაკრუტკინმა (1968), რომელიც სწავლობდა სხვადასხვა მეტამორფიტებში ამფიბოლების ევოლუციას, დაასკვნა, რომ ამფიბოლებში ტიტანის რაოდენობა იზრდება მეტამორფიზმის ხარისხის მატებასთან ერთად.

### მელილიტები

სტრუქტურის მიხედვით მელილიტის ჯგუფის შედგენილობაში შედის რთული კალციუმის ალუმოსილიკატები, მასთან იზომორფულად ჩანაცვლებული ნატრიუმი და გარდა ამისა, კალციუმის სილიკატები Be და Zn ერთად.

განხილული ჯგუფის მინერალების ზოგადი ფორმულაა



ამ ფორმულაში  $0 > X > 0,3$ ;  $0 > Y > 1$ ;  $0 > Z > 2$ ;  $0 > (Y + Z) > 2$ . მოყვანილი ფორმულიდან ჩანს, რომ ხსნარის ბოლო წევრებია (მინალები) გელენიტი  $Gel - Ca_2 Al_2 Si O_7$ , აკერმანიტი  $Ak - Ca_2 Mg Si_2 O_7$  და ნატრომელილიტი  $NaMel - NaCa Al Si_2 O_7$ . განსაკუთრებით ფართოდაა გავრ-

ცელეზული იზომორფიზმი გელენიტ-აქერმანიტის რიგში. კრისტალთქიმიურ ფორმულაში ალუმინის ატომთა რიცხვი მერყეობს 0.27—0.7 ფარგლებში.

გელენიტ-აქერმანიტული რიგის მელილიტები წარმოიშობა კარბონატულ ქანებში მაფიტებთან და ულტრამაფიტებთან კონტაქტში. მაგმური ქანების მელილიტებში ნატრომელილიტზე მოდის 30%-ზე მეტი (ჩვეულებრივ 32—52%).

მონაცემების არასაკმარის რიცხვის გამო ოპტიკური მეთოდებით შესაძლებელია ბუნებრივი მელილიტების შედგენილობის მხოლოდ მიახლოებითი განსაზღვრა. კარგადაა შესწავლილი სინთეტიკური მელილიტები.

მელილიტების გახსნის სითბო  $H$  (ჯ) მოლ ან კკალ(მოლ) გელენიტ-აქერმანიტის რიგში მინებისათვის გამოისახება ტოლობით

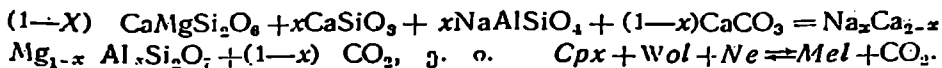
$$H = 165.1X_{AK} + 195(1 - X_{AK}) + 10X_{AK}(1 - X_{AK}).$$

კრისტალური მყარი ხსნარისათვის კონცენტრაციული დამოკიდებულება ნიშანცვლადია: 75% აქერმანიტული კომპონენტის დროს ნიშანი დადებითიდან (+) უარყოფითად იცვლება (—). გადახრის სიდიდე 1, 2, 4, 18 · 10<sup>6</sup> ჯ/მოლ (1, 2 კკალ/მოლ) არ აღემატება.

მაგმურ ქანებში მელილიტი შეიძლება შეგვხვდეს ოლივინთან, კლინოპიროქსენთან, ნეფელინთან, ბიტიტთან, აგრეთვე კალციტთან, პეროვსკიტთან, მაგნეტიტთან, ლეიციტთან და ა. შ. ერთად.

ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული ქანი, რომელიც განხილულ მიწერალს შეიცავს, არის მელილიტური ბაზალტი, რომელშიც მელილიტი უმთავრესად ძირითად მასაშია. აქ მელილიტი Na-სა და Fe-ის გაზრდილი შემცველობით ხასიათდება და ადვილად შეიცნობა პეგმატიტის მსგავსი სტრუქტურით, რომელიც ოლივინთან და პიროქსენთან შედარებით მის გვიან გამოყოფაზე მიუთითებს. გარდა ამისა, მელილიტი გვხვდება ნეფელინ-მელილიტიან ბაზალტებში. მელილიტიან ლეიციტებში, ალნეიტებში, ტურიარტებში. იგი გვხვდება აგრეთვე კარბონატიტებში, რომლებიც დაკავშირებულია ბაქნურ ტუტე ინტრუზივებთან. მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ კომპლექსი ოკა (პროვინცია კვებეკი, კანადა), რომელიც შედგება მელილიტით (ოკაიტით) მდიდარი ქანებისაგან და ვოლასტონიტიანი იიოლიტ-ურტიტიტებით (Cpx + Ne + Wol). მოცემული მელოლატის კომპონენტური შედგენილობა: Ak<sub>0.53</sub>Gel<sub>0.11</sub>NaMel<sub>0.36</sub>ოკაიტის წარმოშობა აიხსნება კარბონატსა და იოლატს შორის რეაქციით.

პეტროგრაფიის სახელმძღვანელოს (1976) ავტორები აზუსტებენ ოკაიტის წარმოშობის რეაქციას: იიოლიტი + კარბონატიტი = ოკაიტი + CO<sub>2</sub>. სქემატურად ეს რეაქცია შემდეგი განტოლებით შეიძლება გამოვსახოთ:



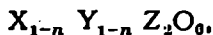
მთლად ზუსტად არ არის დადგენილი დამოკიდებულება  $P_{\text{CO}_2}$ -სა  $T^\circ\text{K}$ -საგან და ფლუიდის საერთო წნევისაგან:  $\ln P_{\text{CO}_2} = f(T, P)$ ,  $\ln P_{\text{CO}_2} = 22,11 + 17219/T + 0,150 (\varphi - 1/T)$ .

მელილიტები ექსპერიმენტულად კარგადაა შესწავლილი:  $\text{Ak} - \text{Na Mel}$  რიგში ბუნებრივის მსგავსი შედგენილობებისათვის, მელილიტების მდგრადობის ველი  $TP$  დიაგრამაზე საკმაოდ მნიშვნელოვანია. მელილიტები, რომლებიც 30% ნატრომელილიტს შეიცავენ, პრაქტიკულად არ იშლება 20 კბარ წნევისა და  $1000^\circ\text{C}$ -მდე ტემპერატურის პირობებში. აქედან გამომდინარე, მელილიტები შეიძლება დაკრისტალდეს ნებისმიერ სიღრმეზე, ზედა მანტიის ჩავთვლით.

### პიროქსენები

პიროქსენების ჯგუფის მინერალები (ბერძ. „პირო“ — ცეცხლი, „ქსენოს“ — უცხო) ძალიან გავრცელებულია როგორც მაგმურ ასევე მეტამორფულ ქანებში.

პიროქსენების საერთო ქიმიური ფორმულაა

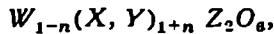


სადაც  $X = \text{Ca, Na, K, Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn}$ ;  $Y = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn, Ni, Li, Fe}^{3+}, \text{Cr, Al, Ti}$ ;  $Z = \text{Al, Si}$ .

შედგენილობის მიხედვით გამოყოფენ მყარი ხსნარების სხვადასხვე უკიდურეს წევრებს. პიროქსენები იშვიათად შეესაბამება რომელიმეს კიდურა წევრებს. დამახასიათებელია როგორც იზოვალენტური, ისე ჰეტეროვალენტური იზომორფული ჩანაცვლებანი. დადგენილია არასრული რიგები: ენსტატიტი — ჰიპერსტენი, დიოფსიდი — ჰედენბერგიტი; ნეფარაუდევია რიგი ეგირინი — ავგიტი; დადგენილია შერევადობის წყვეტა ეგირინსა და უადეიტს, უადეიტსა და დიოფსიდს, კლინოენსტატიტი —  $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$  და დიოფსიდს, კლინოფეროსილიტსა  $\text{Fe}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$  და ჰედენბერგიტს შორის.

გამოყოფენ რომბულ (ორთოპიროქსენ — ფეროსილიტი) და მონოკლინურ (კლინოპიროქსენ — კლინოფეროსილიტი) პიროქსენებს. პირველს მიეკუთვნება  $\text{Mg-Fe}$  პიროქსენები, კერძოდ, ენსტატიტი და ფეროსილიტი, მეორეს — მცირედ გავრცელებული  $\text{Mg-Fe}$  პიროქსენები (კლინოენსტატიტი და კლინოფეროსილიტი), აგრეთვე კალციუმისანი და ნატრიუმისანი პიროქსენების დიდი რაოდენობა. მაგმურ ქანებში ჭარბობს სამკომპონენტისანი სისტემის ორთო-და კლინოპიროქსენები  $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ .

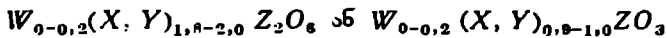
რომბული პიროქსენები გვხვდება როგორც მაგმურ, ისე მეტამორფულ-ქანებში, კერძოდ, ისინი ჩარნოკიტების, ჰიპერსტენიანი გრანიტების, გაბრო-ნორიტების, ნორიტების, ეკლოგიტების, პიროქსენიტების. ორპიროქსენიანი გნეისების, სხვადასხვა მეტამორფიტების, კორდიეროტიანი და საფირონიანი გნეისების, ჰიპერსტენ-კვარც-სილიმანიტიანი გნეისების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია. რომბული პიროქსენების საერთო ფორმულაა:



სადაც W—Ca, Na; X—Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ni, Li,;

Y—Al, Fe<sup>3+</sup>, Cr, Ti; Z—Al, Si.

აქედან გამომდინარე, ორთოპიროქსენებისათვის გამოჰყავთ მიახლოებითი საშუალო ფორმულა



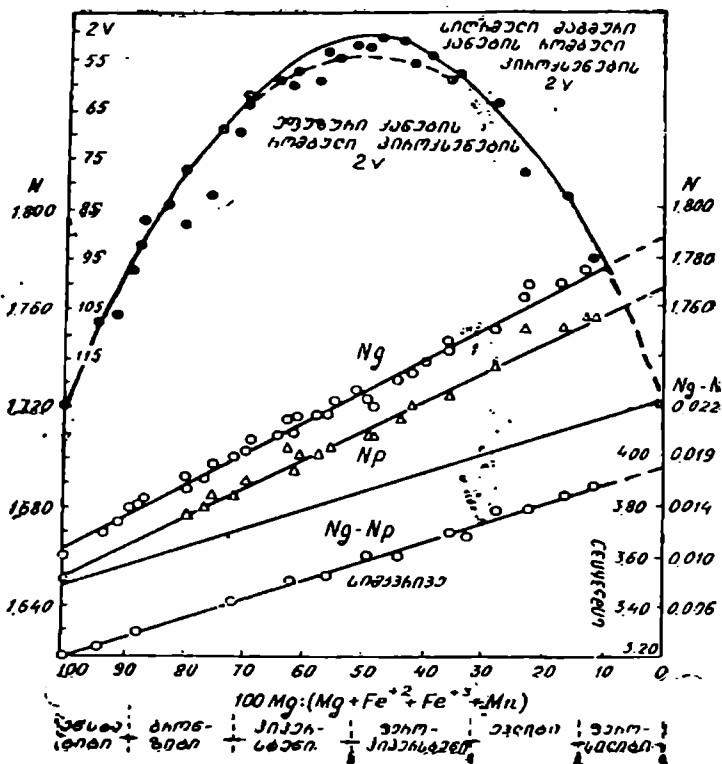
ორთოპიროქსენებში სრული შერევა (იზომორფიზმი) ხდება FeSiO<sub>3</sub> — MgSiO<sub>3</sub>; MnSiO<sub>3</sub>—FeSiO<sub>3</sub>; MgSiO<sub>3</sub> — MnSiO<sub>3</sub> სისტემებში, ხოლო შეზღუდული შერევაობა — MgSiO<sub>3</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; (Fe, Mg)SiO<sub>3</sub>—CaSiO<sub>3</sub> სისტემებში. სრული შერევა განპირობებულია ქანების შედგენილობით. კერძოდ, დუნიტებში, პიროქსენიტებში, ლავის ნოდულებში ულტრამაფიტების ხარჯზე წარმოშობილ მეტასომატიტებში ყველაზე მაგნეზიური ორთოპიროქსენებია გავრცელებული<sup>1</sup> (მაგალითად, სამხრეთ-დასავლეთ პამირის ფლოგოპიტ-ფორსტერატულ სკარნებში); ევლიზიტების შედგენილობაში შედის ყველაზე რკინიანი ორთოპიროქსენი — ფეროსილიტი; მანგანუმით მდიდარ მეტამორფიტებში და მეტასომატიტებში გვხვდება მანგანუმის ორთოპიროქსენი — როდონიტი, მანგანუმის მინერალებთან — როდოქროზიტთან. სპესარტანთან და სხვ. პარაგენეზისში.

მონოკლინური პიროქსენები ან კალციუმ-ნატრუმის კლინოპიროქსენები ქმნიან მყარი ხსნარების სისტემას: Ca(Mg, Fe, Mn)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—NaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. მათში დასაშვებია Li, Ti, Mn, Ni, Co მინარევები. კლინოპიროქსენების შედგენილობა განისაზღვრება მათი შემცველი ქანების შედგენილობით და წარმოშობის PT პირობებით. მაგალითად, სკარნებისათვის დამახასიათებელია მყარი ხსნარი: — ჰედენბერგიტი (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>)—დიოფსიდი (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>)—იოჰანსენიტი (CaMnSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), ხოლო ტუტე ინტრუზივებისათვის — დიოფსიდი (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) — ჰედენბერგიტი (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) — ეგირინი (NaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>). CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> სისტემის პიროქსენების შემცველობა CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> სისტემის მინდვრის შპატებთან პარაგენეზისში დამოკიდებულია ტემპერატურასა და წნევაზე. აქედან გამომდინარე, ელემენტური კომპონენტის შემცველობა

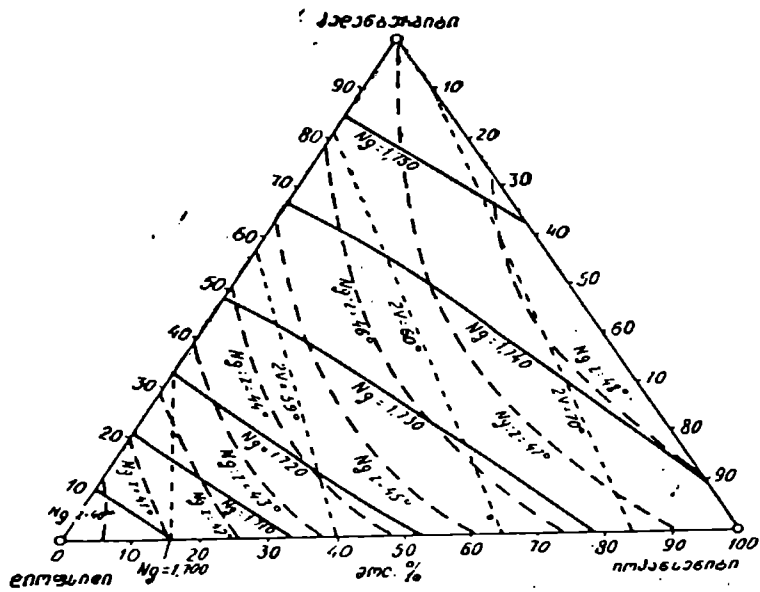
ომფაციტებში განსაზღვრულ პარაგენეზისებში მიგვიითობს მათი წარმოშობის  $PT$  პირობებზე.

პიროქსენებში შესაძლებელია მყარი ხსნარების წარმომქმნელი შემდეგი კომპონენტების შერევა:

- ენსტატიტი-ფეროსილიტი  $(Mg, Fe^{2+}) Si_2O_6$
- ლიფსიდი-ქედენბერგისიტი  $Ca(Mg, Fe^{2+}) Si_2O_6$
- ოქსანსენიტი  $CaMnSi_2O_6$
- ეგირინი  $NaFe^{3+}Si_2O_6$
- სპოდუმენი  $LiAlSi_2O_6$
- ჯადეიტი  $NaAlSi_2O_6$
- ავიტი  $(Ca, Mg, Fe^{2+}, Al)_2 (Si, Al)_2 O_6$
- პილონიტი  $(Mg, Fe^{2+}, Ca) (Mg, Fe^{2+}) Si_2O_6$
- ომფაციტი  $(Ca, Na) (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) Si_2O_6$
- ფასაიტი  $Ca (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) (Si, Al)_2 O_6$



ნახ. 48. რომელი პიროქსენების ოპტიკური და ფიზიკური თვისებების დამოკიდებულება მათ ქიმიურ შემადგენლობაზე უ. ღირის, რ. ხაუის, ქ. ზუსმანის მიხედვით [1966].



ნახ. 49. ლიოფსიდ-ჰედენბერგიტ-ნიკანასაიტი-რიგში შექტების დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე უ. ღირსი, რ. ხაუეს, ჯ. ზუსმანის მიხედვით (1966).

**რომბული პიროქსენები.** ამ ჯგუფის ყველაზე დამახასიათებელი წარმომადგენლებია ენსტატიტი (ბერძ. „ენსტატეს“ — წინააღმდეგობის გამწევი, რაც დაკავშირებულია ენსტატიტის გაღლობისადმი მდგრადობასთან) და ფეროსილიტი. ეს მინერალები ოპტიკურად დადებითია. შუალედი შედგენილობის სახესხვაობანი ოპტიკურად უარყოფითია (ნახ. 48). ქვემოთ მოყვანილია ენსტატიტისა და ფეროსილიტის ზოგიერთი ოპტიკური თვისება.

ენსტატიტი

ფეროსილიტი

Np....	1,650—1,662	1,755—1,768
Nm...	1,653—1,671	1,763—1,770
Ng...	1,658—1,680	1,772—1,788
Ng—Np...	0,007—0,011	0,018—0,020
+2V...	55—90°	55—90°

რომბული პიროქსენების ოპტიკური და ფიზიკური თვისებების დამოკიდებულება ქიმიურ შედგენილობაზე მოცემულია 48-ე ნახაზზე.

**მონოკლინური პიროქსენები.** ამ ჯგუფიდან ყველაზე გავრცელებული მინერალებია დიოფსიდი და ჰედენბერგიტი. მათი ოპტიკური თვისებებებია:

დიოფსიდო

ჰედენბერგიტი

Np . . . .(1,664)	1,664—1,695	1,716—1,726(1,732)
Nm . . . .(1,671)	1,672—1,701	1,723—1,730
Ng . . . .(1,694)	1,695—1,721	1,741—1,751(1,757)
Ng—Np . .(0.030)	0,024—0,031	0.025—0,029 (0,025)
+2V . . . .—(59,3°)	50—60°	52—62°

ორივე ეს მინერალი ოპტიკურად დადებითია. დიოფსიდ-ჰედენბერგიტის სერიაში ოპტიკური, თვისებების დამოკიდებულება ჭიმოიურ შედგენილობაზე მოცემულია 50-ე ნახაზზე ასახულ დიაგრამაზე.

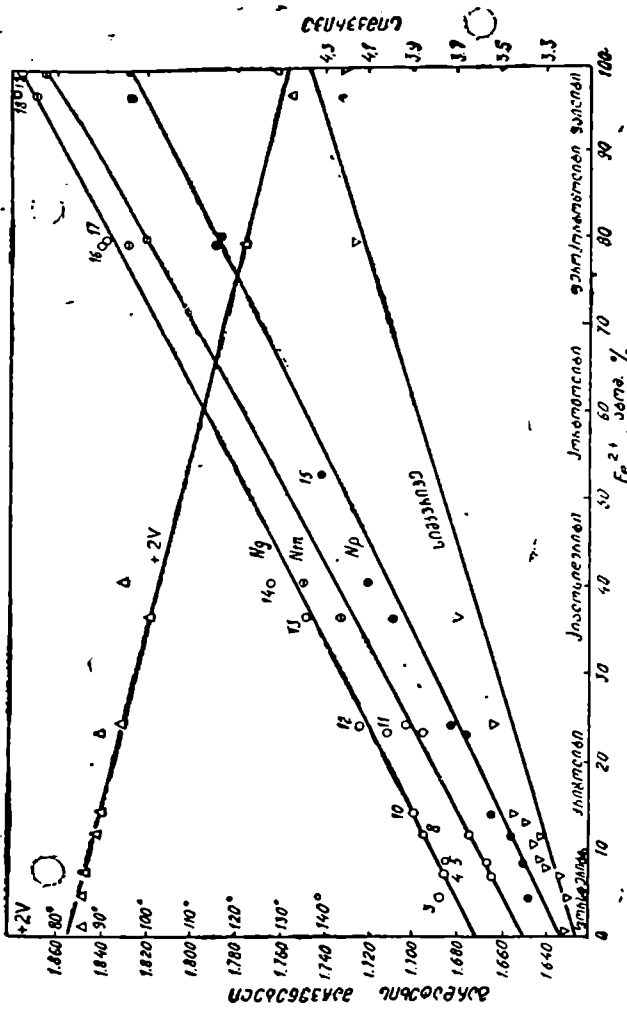
იოჰანსენიტი (ამერიკელი გეოლოგის ა. იოჰანსენის გვარის მიხედვით) დიოფსიდისა და ჰედენბერგიტის მანგანუმიანი ანალოგია. იგი ოპტიკურად დადებითია, წარმოიშვება უმთავრესად კორქებში მეტასომატური პროცესის შედეგად, შედარებით იშვიათად გვხვდება როგორც ძარღვეული მინერალი, რკინიან სახესხვაობას რკინიან იოჰანსენიტს უწოდებენ. ოპტიკური თვისებებით იოჰანსენიტი ჰედენბერგიტის მსგავსია, რაც გამოწვეულია  $Mn^{2+}$  და  $Fe^{2+}$  იონების თითქმის ერთნაირი გავლენით დიოფსიდ-ჰედენბერგიტის სერიის თვისებებზე. მსხვილკრისტალურ იოჰანსენიტს  $\mathcal{V}$  ლერძის მიმართ შებრტყელებული ფორმა და  $z$  ლერძის პარალელური კაწრულები (შტრიხები) აქვს. უფრო ხშირად იგი ვითარდება სვეტისებრი, რადიალურსხივოსნური და სფერილითური აგრეგატისა და პრიზმული კრისტალების სახით.

ქვემოთ მოყვანილია იოჰანსენიტის ზოგიერთი ოპტიკური თვისება:  $Np=1,703—1,716$ ;  $Nm=1,711—1,728$ ;  $Ng=1,732—1,745$ ;  $Ng—Np=0,028—0,029$ ;  $+2V=68—70^\circ$ .

ეგირინი (ეგირი — სკანდინავიური ზღვის ღმერთი, რადგანაც მინერალი, პირველად ნორვეგიაში აღმოჩნდა) ოპტიკურად უარყოფითი მინერალია, ე გ ი რ ი ნ - ა ვ გ ი ტ ი (ბერძ. „აუგე“ — ბრწყინვალეობა, ტყეჩვადობის სიმბრტყეებზე ძლიერი ბრწყინვალეობის გამო) შეიძლება იყოს როგორც უარყოფითი, ასევე დადებითიც.

ეგირინის ოპტიკურ ლერძებს შორის კუთხე დაახლოებით  $60^\circ$ -ია. Na-ის Ca-ით და  $Fe^{3+}$ -ის (Mg,  $Fe^{2+}$ )-ით შეცვლის შემთხვევაში  $2V$  იზრდება და  $Fe^{3+}_{0,4}$ -დან  $Fe^{3+}_{0,15}$ -მდე შედგენილობების საზღვრებში დაახლოებით  $90^\circ$ -ის ტოლია. (Na,  $Fe^{3+}$ )-ის შემდგომი ჩანაცვლებით (Ca, Mg,  $Fe^{2+}$ )-ით მახვილი ბისექტრისა ხდება Ng და სერიის ავგიტური კომპონენტით შედარებით მდიდარი წევრები ოპტიკურად დადებითი ხდებიან. სუფთა ეგირინისათვის ჩაქრობის კუთხე  $Np:Z$  ბლაგვ  $\beta$  კუთხეში  $9^\circ$ -ია. დაახლოებით  $Fe^{3+}_{0,1}$  შედგენილობისას ეს კუთხე ეცემა  $0^\circ$ -მდე, ხოლო  $Fe^{3+}$ -ის შემდგომი ჩანაცვლებისას (Mg,  $Fe^{2+}$ )-ით  $Fe^{3+}_{0,2}$  შედგენილობის დროს, ჩაქრობის კუთხე მახვილ  $\beta$  კუთხეში იზრდება  $20^\circ$ -მდე.





ნახ. 50. მაგნეტურ-რკინიანი ოლიფების ოქტაედრი თვისებების და სიჩქარის დამოკიდებულება მათ კიბურ შედგენილობაზე უ. დირის, რ. საუის, ჯ. ზუსმანის მიხედვით (1966).

ეგირინისა და ეგირინ-ავგიტის ძირითადი ოპტიკური მაჩვენებლებია:

	ე გ ი რ ი ნ ი	ე გ ი რ ი ნ - ა ვ გ ი ტ ი
$N_p$ . . . . .	1,750—1,776	1,700—1,750
$N_m$ . . . . .	1,780—1,820	1,710—1,780
$N_g$ . . . . .	1,800—1,836	1,730—1,800
$N_g-N_p$ . . . . .	0,040—1,060	0,030—0,050
$-2V$ . . . . .	60—70°	70—110°

ს პ ო ლ უ მ ე ნ ი (ბერძნ. „სპოდოუმენოს“ — ფერფლად ქცეული, მინერალის მონაცრისფრო-თეთრი შეფერილობის გამო) და მახასიათებელია ლითონმშემცველი გრანიტული პეგმატიტებისათვის; გვხვდება აგრეთვე აპლიტებსა და გნეისებში. სპოდუმენის კრისტალების ზომა სამხრეთ დაკოტას შტატის (აშშ) გრანიტულ პეგმატიტებში დაახლოებით 12X2 მ<sup>2</sup>-ს აღწევს.

სპოდუმენების ოპტიკური თვისებები (გარდატეხის მაჩვენებლები, კუთხეები ოპტიკურ ღერძებს შორის, ჩაჭრობის კუთხეები) უმნიშვნელოდ იცვლება, რაც დაკავშირებულია ქიმიური შედგენილობის მცირე მერყეობასთან. სპოდუმენების ძირითადი ოპტიკური პარამეტრებია:

$$N_p=1,648-1,663; N_m=1,655-1,669; N_g=1,662-1,679; \\ N_g-N_p=0,014-0,027; +2V=58-68^\circ.$$

ჟ ა დ ე ი ტ ი (ბერძნ. „პიდრა დე ჟადა“ — ქვლის ქვა, დაკავშირებული ცურწმენასთან, რომ მან შეიძლება აგვაშოროს ღვიძლის ქვლები) პიროქსენების სხვა სახესხვაობებთან შედარებით იშვიათად გვხვდება. საერთოდ წარმოიშობა მაღალი წნევის მეტამორფიტებში, მაგრამ გვხვდება როგორც მდგრადი ფაზა ქანებში, რომლებმაც განიცადეს დაბალი საფეხურის მეტამორფიზმი. ჟადეიტური კომპონენტი შესამჩნევი რაოდენობით გვხვდება ომფაციტში — ეკლოგიტური ბუნების დამახასიათებელ პიროქსენში.

ჟადეიტის ოპტიკური და ფიზიკური თვისებებია:  $N_p=1,640-1,658; N_m=1,645-1,663; N_g=1,652-1,673; N_g-N_p=0,012-0,013; +2V=67-70^\circ$ . სამამულო პეტროგრაფიულ ლიტერატურაში განასხვავებენ მის ორ სახესხვაობას — საკუთრივ ჟადეიტს და ნეფრიტს; ეს უკანასკნელი ან ტრემოლიტია, ან აქტონილიტი.

ა ვ გ ი ტ ი შედის მრავალი ფუძე მაგმური ქანის შედგენილობაში (გაბრო, დოლერიტები, ბაზალტები), გვხვდება აგრეთვე ულტრამაფიტებსა და საშუალო სილიციუმმკვეთა ქანებში (სიენიტები). ფეროავგიტი გვხვდება მკვეთრ ვულკანურ მიწებში, მეტამორფულ ქანებში იგი ნაკლებადაა. მაღალი ხარისხით მეტამორფიზებული მეტამორფიტებიდან ავგიტი შედის ზოგიერთი გრანულიტის, ჩარნოკიტისა და სხვა ქანის შედგენილობაში.

ოპტიკური თვისებების საფუძველზე ერთმანეთისაგან ყოველთვის

ვერ გავარჩევთ დიოფსიდს, ჰედენბერგიტს, ავგიტსა და ფეროავგიტს, მათი ქიმიური შედენილობების უწყვეტი გადასვლების გამო. ავგიტის ორმაგი გარდატეხა უფრო დაბალი და დისპერსია უფრო მაღალია, ვიდრე დიოფსიდისა. ავგიტი და ფეროავგიტი სალიტსა და ფეროსალიტთან შედარებით უფრო მდიდარია Mg და Fe-ით და აქვს 2V ნაკლები კუთხეები. ავგიტის ჩაქრობის კუთხეები ნაკლებია ჰედენბერგიტისაზე. ავგიტს აქვს ნაკლებინტენსიური შეფერილობა, ნაკლები ორმაგი გარდატეხა, ჩაქრობის ნაკლები კუთხეები  $Ng:z$  და ნაკლები 2V, ვიდრე ეგორინსა და ეგორინ-ავგიტს. ოპტიკურად დადებითია.

ქვემოთ მოყვანილია ავგიტის ზოგიერთი ოპტიკური მაჩვენებელი:

$$Np = 1,671 - 1,735; Nm = 1,672 - 1,741; Ng = 1,703 - 1,741;$$

$$Ng - Np = 0,018 - 0,033; 2V = 25 - 60^\circ.$$

პიკონიტი (პიკონ-პონტის ადგილმდებარეობის სახელწოდების მიხედვით, მინესოტას შტატში, აშშ (კალკოუმით ღარიბი მინერალია),  $CaSiO_3$ -ის შემცველობა 5-დან 15%-მდეა. სხვა პიროქსენებისაგან განსხვავდება ოპტიკურ ღერძებს შორის მცირე კუთხით ( $< 25^\circ - 30^\circ$ ). 2V სიბრტყე (010)-ის პერპენდიკულარული ან პარალელურია. იგი ოპტიკურად დადებითია. პიკონიტი გვხვდება ლავეებში, ზოგჯერ ჩანაწინწყლების სახით. შეინიშნება აგრეთვე ჰიპაბისურ ინტრუზივებში, მეტამორფიტებში ცნობილი არაა. გარდა ამისა პიკონიტი შეიძლება გამოკრისტალდეს სიღრმულ პირობებშიც, მაგრამ ამ დროს იგი უცვლელად გადადის რომბულ პიროქსენში. აქ ხდება ჭარბი დიფრაქციონ-ჰედენბერგიტული კომპონენტის დაშლა და წარმოიშობა საწყისი პიკონიტის (001) სიბრტყის პარალელური ავგიტის ფორფიტა.

$Np$ ,  $Nm$  და  $Ng$  მდებარეობის ზუსტი განსაზღვრა პიკონიტში გაძნელებულია, განსაკუთრებით მაშინ, როცა ის ერთღერძიანია. შემარჩობლვა პიკონიტებისათვის ჩვეულებრივი მოვლენაა, ის შეიძლება იყოს მარტივი ან პოლისინთეზური, ორმაგი შეზრდის სიბრტყეა (100), კარგად გამოხატული განწყევრება ვითარდება (001) მიმართ. პლეოქროიზმი არ აღინიშნება ან სუსტადაა გამოხატული, ზოგჯერ ზომიერია ღია მწვანე და მომწვანო-მურა ფერებში. კუჩქულ მალზე აღმოჩენილია მევეთრად პლეოქროული პიკონიტი:  $Np$  და  $Nm$ -ის მიმართ ბოლისებრ-მურა,  $Ng$  მიმართ — ღია ყვითელი. პიკონიტი ხასიათდება ზონალობით: ველინგტონის მთის დოლერიტული სილის პიკონიტი ცენტრალურ ზონაში გვიჩვენებს  $+2V = 7^\circ$  და სიბრტყე  $2V \perp (010)$ ; კიდურა ზონაში  $+2V = 5^\circ$  და სიბრტყე  $2V \parallel (010)$ .

ძირითადი ოპტიკური მაჩვენებლებია:  $Np = 1,682 - 1,722$ ;  $Nm = 1,684 - 1,722$ ;  $Ng = 1,705 - 1,751$ ;  $Ng - Np = 0,023 - 0,029$ .

ო მ ფ ა ც ი ტ ი (უმწიფარ ყურძენთან, ბერძ. "ომფას" მსგავსების

გამო) მწვანე ფერის მინერალია. გვხვდება ეკლოგიტებსა და მისმაგვარ ქანებში. ომფაციტის ქიმიური შედგენილობის მთავარი თავისებურებაა Si და Al-ის მაღალი და Na შედარებით მაღალი შემცველობა ( $\text{Na}_2\text{O}$ -ს შემცველობა შეიძლება 8%-ს აღწევდეს). რეტროგრადული მეტამორფიზმის პირობებში ომფაციტი განიცდის ამფიბოლიზაციას, რომელიც იწყება მინერალის კიდურა ნაწილში მწვანე რქაქუყარისა და მისი ერთლერძიანი ბოქკოების განვითარებიდან. აღწერილია ომფაციტის ჩანაცვლება დიოფსიდისა და პლაგოკლასის წვრილმარცვლოვანი სიმპლექტიტური ჩანაზარდებით, რომლებიც შემდგომში ამფიბოლითა და სხვა მინერალებით ჩანაცვლდება. ოპტიკურად დადებითია. ხაზოვანი კავშირი ომფაციტის ოპტიკურ თვისებებსა (გარდატეხის მაჩვენებლები,  $2V$ ) და ქიმიურ შედგენილობას შორის არ მყარდება. ომფაციტის სიმკვრივე მაღალია, უპასუხებს კრისტალიზაციის მაღალი წნევის პირობებს.

ომფაციტი ფასაიტისაგან (იხ. ქვემოთ) განსხვავდება უფრო დიდი  $2V$  კუთხით, ნაკლები შუქტეხითა და უფრო დიდი კუთრი წონით, დიოფსიდისა და დიოფსიდ-აგეიტისაგან — უფრო დიდი  $2V$  კუთხით, ყადეიტისაგან — უფრო ინტენსიური შეფერილობით, მეტი შუქტეხით, ორმაგი გარდატეხით და ჩაქრობის კუთხით. ომფაციტის ოპტიკური მაჩვენებლებია:  $N_p=1,662-1.691$ ;  $N_m=1,670-1,700$ ;  $N_g=1,688-1.718$ ;  $N_g-N_p=0,018-0.027$ ;  $\pm 2V=58-83^\circ$ .

ფ ა ს ა ი ტ ი (ფასას ველის სახელწოდების მიხედვით ტრენტინო-ალტოადიჯეს ოლქში (იტალია), სადაც ეს პიროქსენი პირველად აღმოაჩინეს აგეიტის სიენიტების და კირქვების კონტაქტში) ხასიათდება  $\text{CaO}$  მაღალი შემცველობით ( $\approx 25\%$ ), რაც დაახლოებით კალციუმის ერთ იონს შეესაბამება ფორმულის ერთეულზე. ფასაიტის ქიმიური შედგენილობის მეორე თავისებურებაა ალუმინის დიდი შემცველობა და რკინის უანგის დიდი შეფარდება ქვეყანგთან. ფასაიტში  $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$  ნაკლებია, ვიდრე ომფაციტში, მაგრამ ამ უკანასკნელ მინერალში სილიციუმი და ნატრიუმი მეტა და კალციუმი ნაკლები. ნავარაუდევია, რომ ფასაიტში იზომორფიზმი ხორციელდება ( $\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$ )  $\text{Si} \rightleftharpoons (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}$  სქემით.

ჯერჯერობით მონაცემები ფასაიტის ქიმიურ შედგენილობასა და ოპტიკურ თვისებებს შორის ზუსტი დამოკიდებულების დასადგენად არ არის. საერთოდ ჩანს გარდატეხის მაჩვენებლების გაზრდის ტენდენცია Al-სა და  $\text{Fe}^{3+}$ -ის შემცველობის გაზრდით, რაც საშუალებას არ გვაძლევს განვსაზღვროთ Al-სა და  $\text{Fe}^{3+}$ -ის ფარდობითი რაოდენობები ოპტიკური თვისებების მიხედვით.

ფასაიტი ხასიათდება უფრო დაბალი ორმაგი გარდატეხით, ზოგჯერ უფრო მაღალი ჩაქრობის კუთხითა და უფრო ინტენსიური დისპერსიით. ვიდრე რკინის ზომიერად შემცველი დიოფსიდი. ფასაიტი ძნელად განირჩევა აგრეთვე ომფაციტისაგან, ამ უკანასკნელ მინერალთან შედარებით

მას ნაკლები  $2V$  კუთხე აქვს, უფრო მაღალი შუქტეხა, ჩაქრობის უფრო დიდი კუთხე და ორმაგი გარდატეხა, ფასაიტის ძირითადი ოპტიკური მაჩვენებლებია:  $Np=1,676-1,712$ ;  $Nm=1,683-1,719$ ;  $Ng=1,702-1,736$ ;  $Ng-Np=0,018-0,028$ ;  $\pm 2V=41-47^\circ$ .

### ოლივინები

ოლივინები (მწვანე ფერის გამო) ორი მინალის კათიონის ნარევიან. ესენია: ფორსტერიტი  $MgSiO_3$  (ინგლისელი მინერალების კოლექციონარის ჯ. ფორსტერის გვარის მიხედვით) და ფაიალიტი  $Fe_2SiO_5$  (პოვნიის ადგილის მიხედვით კ. ფაიალიზე აზორის კუნძულებიდან). ოლივინებში შესაძლებელია  $CaO$ -ს მინარევები საერთოდ 1%-ზე ნაკლები იყოს, იშვიათად 4,5-6%-მდე,  $NiO$ —0.6%-მდე,  $CaO$ —0,1%-მდე, იშვიათად  $Al_2O_3$  — 9,95%-მდე,  $Cr$ —0,1-1%-მდე; ცნობილია ტიტანოოლივინები, რომლებიც შეიცავს 2%-მდე  $TiO_2$ -ს და თუთიაშემცველი ოლივინები (რეპერიტი) 10,7%-მდე  $ZnO$ -თი. ყველა ოლივინი რომბულ სინგონიას ეკუთვნის.

კვლევის ფიზიკურმა მეთოდმა აჩვენა, რომ ოლივინის მყარი ხსნარი უმნიშვნელოაა გადახრილი იდეალური შედგენილობიდან.

ოლივინები ულტრაფუძე ქანების (პერიდოტიტები, კომბერლიტები ჩვეულებრივი მინერალებია. უფრო მცირე რაოდენობითაა ისინი ფუძე (ოლივინიანი ვაბრო და დორიტები. ოლივინიანი ბაზალტები) და ტუტე ქანების ზოგიერთ ტიპებში. მეავე ქანებში ოლივინები აქსცესორული მინერალის როლშია. რკინიანი ოლივინები (ფაიალიტები, ჰორტონილიტები) ცნობილია რაპაკივებში.

ოლივინების პარამეტრები (ოპტიკური, რენტგენული, თერმოდინამიკური) ხაზოვან დამოკიდებულებაშია მათ შედგენილობასთან

$$X_{Mg_2SiO_3}=4,23391-1,49459 d_{1300}$$

$$Ng=1,670+0,197 (1-X_{Mg_2SiO_3});$$

$$Nm=1,650+0,212 (1-X_{Mg_2SiO_3});$$

$$Np=1,637+0,186 (1-X_{Mg_2SiO_3});$$

ფორსტერიტისა და ფაიალიტის დნობის ტემპერატურები შესაბამისად  $1890^\circ$  და  $1205^\circ C$ -ია. ცნობილია, რომ ფაიალიტის დნობისას შთაინთქმება სითბო  $22030 \cdot 4,18 \cdot 10^3$  ჯ/მოლ (22030 კკალ/მოლ) რაოდენობით. ვან-ლაარის განტოლებაში ამ მონაცემების გათვალისწინებით ა. მარაკუშევიმა გამოიანგარიშა ფორსტერიტის დნობის სითბო, გამოიყენა რა შემდეგი საწყისი მონაცემები:

T°K	X <sub>Mg</sub> <sup>IIc</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>IIIc</sup>	$\bar{K}$	$-\text{PT} \ln \bar{K}$
1573	0,07	0,25	0,28	1728
1673	0,16	0,45	0,356	1200
1873	0,395	0,725	0,545	949
2073	0,75	0,93	0,806	284

$$\ln \bar{K} = \ln(X_{\text{Mg}}^{\text{IIc}} / X_{\text{Mg}}^{\text{IIIc}}) \Delta G_c^{\circ} / RT.$$

ამ ტოლობის დიფერენცირებით ტემპერატურის მიმართ, გვექნება

$$\frac{1,987d \ln \bar{K}}{d(1/T)} = -\Delta H^{\circ}.$$

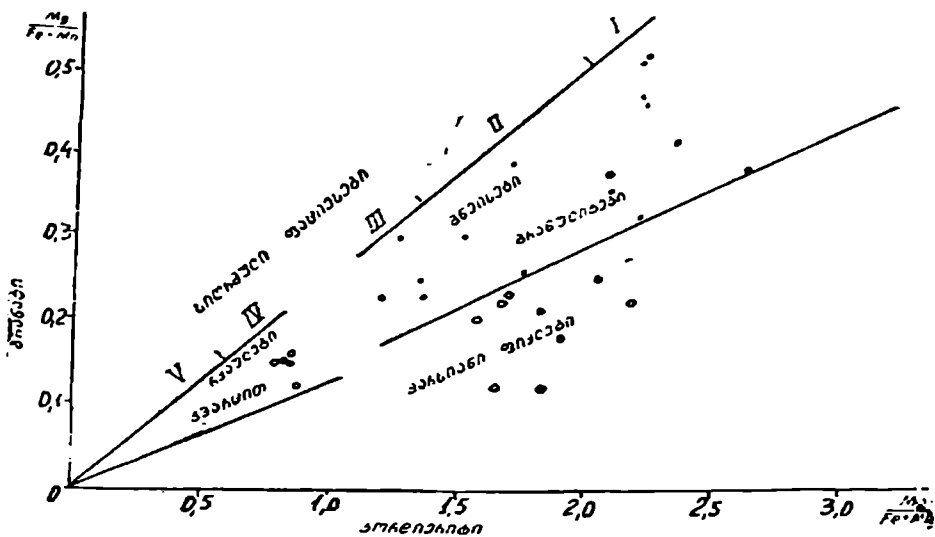
$10^3 (T - R \ln \bar{K})$  კოორდინატებიანი გრაფიკი ამჟღავნებს ხაზოვანთან ახლო დამოკიდებულებას, რომელიც ზემოთ მოყვანილი წარმოებულის მიხედვით საშუალებას გვაძლევს ვიპოვოთ  $\Delta H^{\circ} = 13,700$  კკალ/მოლ ( $13,700 + 4,18 \cdot 10^3$ ჯ/მოლ) მნიშვნელობა.

ოლივინშემცველი ქანების (ულტრამაფიტებისა და მაფიტების) კრისტალიზაციის ტემპერატურა იცვლება  $1400-890^{\circ}\text{C}$  საზღვრებში.

სინთეზურ ოლივინებში დადგენილია ხაზოვანი დამოკიდებულება  $2V$ -სა და შუქტეხას შორის, რომელიც იცვლება  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ -დან  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ -მდე შედგენილობის ცვლილების მიხედვით.  $2V$  სუფთა ფოსტერიტისა და ფაიალიტისათვის შესაბამისად იქნება  $82^{\circ}$  და  $134^{\circ}$ ; ოპტიკური ნიშნის შეცვლა ხდება დაახლოებით 12 მოლ. % შედგენილობისას.  $51$ -ე ნახაზზე ნაჩვენებია ხაზოვანი დამოკიდებულება გარდატეხის მაჩვენებლებსა და ოპტიკურ 'ღერძთა' შორის კუთხეების შედგენილობისაგან. ბუნებრივ ოლივინებში შემჩნეული მცირე გადახრები გამოწვეულია მათში  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  და ა. შ. იონების მცირე შემცველობით, რომლებიც იზომორფულად ჩაენაცვლება  $\text{Mg}$  და  $\text{Fe}^{2+}$ -ს. მაფიტებისა და ულტრამაფიტების ოლივინებში  $2V$ -ს დიდი რაოდენობით განსაზღვრამ გვიჩვენა, რომ ვულკანოტებში ამ სიდიდის დამოკიდებულება შედგენილობაზე უფრო ცუდადაა გამოხატული, ვიდრე ინტრუზივებში.  $1100^{\circ}\text{C}$ -მდე გახურებისას ინტრუზიული ქანების ოლივინებს  $2V$   $3$ -დან  $4^{\circ}\text{C}$ -მდე მცირდება.

სუფთა სინთეზურ ფორსტერიტში განსაზღვრულია შუქტეხის დისპერსია სინათლისათვის, რომლის ტალღის სიგრძეა  $431$  მ და  $658$  მ  $\mu$ , რის შედეგადაც  $N_p = 1,6492$ ;  $N_m = 1,6645$ ,  $N_g = 1,6829$  და  $N_p = 1,6324$ ,  $N_m = 1,6470$ ,  $N_g = 1,6650$ .

(010) და (100)-ს მიმართ ცუდი ტყეჩადობა აქვს მაგნეზიურ ოლივინებს, შესამჩნევი (010) მიმართ — რკინიან ოლივინებს. დუნიტების ოლივინების ტყეჩადობა (010) და (100)-ს მიმართ სრულია. ამ ოლივინებში ვლინდება შემრჩობლვა (100)-ს მიმართ შეზრდის სიბრტყეების სუბპარალელური განლაგებით, რომლებიც დეფორმირებულია.



ნახ. 51. გრანატის და კორდერიტის შედგენილობის შეფარდება რქაულებში, გენიესბსა და ქარსიან ფიქლებში სიღრმის სხვადასხვა ფაქიალურ სერიებში — სუტამის (I), ალდანის (II), ხანჯაის (III), ნამდუჩენის (IV) და ზღუესპირეთის (V) მაღალტემპერატურული ასოციაციები ა. მარაკუშევის მიხედვით (1973).

ოლივინის შეფერილობა თლილში იცვლება შემადგენლობის მიხედვით. მაგნეზიური ოლივინები უფერული ან ოდნავ მომწვანო, რკინიანილიმონისფერი ყვითელი; ფაიალიტები ხშირად ქარვისფერი ყვითელია. ქვემოთ მოყვანილია ფორსტერიტისა და ფაიალიტის ოპტიკური მაჩვენებლები:

	ფორსტერიტი	ფაიალიტი
Np . . . . .	.1.635	1,827
Nm . . . . .	.1.651	1.869
Ng . . . . .	.1.670	1,879
Ng—Np . . . . .	.0.035	0.052
+2V . . . . .	.82°	134°

ოლივინშემცველი ქანები (ულტრამაფიტები) შეიძლება გამოყენებულ იქნეს საშენ ქვად და ნიღლეულად ტექნიკური მინის წარმოებაში. ტეფროიტები  $Mn[SiO_4]$  და კნებელიტები  $(Mn, Fe)_2 [SiO_4]$  ზოგჯერ მანგანუმის მადანია (მაგალითად, იაპონიაში). ულტრამაფიტებისაგან წარმოიშობა არამადნეული ნედლეულის საბადოები, კერძოდ, ტალკისა და აზბესტის, ნიკელისა და კობალტის მეტალური საბადოები (გამოფიტვის ქერქი სილიკატურ-ნიკელის ტიპისა) და მანგანუმის საბადოები (გამოფიტვის მანგანუმიანი ქერქი ტეფროიტებისა და კნებელიტების მიმართ).

## გრანატები

გრანატების (ბროწეულთან მსგავსების გამო) ჯგუფში შედის:

- პიროპი (Pyr) (ბერძ. „პიროპოს“ — ცეცხლის მსგავსი, წითელი ფერის გამო)  $Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$   
 ალმანდინი (Alm) (პირველად პონენის ადგილის — ალმანდის მიხედვით, მცირე აზია)  $Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$   
 სპესარტინი (Spss) (პირველად პონენის ადგილის — სპესარტის მიხედვით, ბავარია)  $Mn_3Al_2 [SiO_4]_3$   
 გროსულარი (Gros) (ცნობილია ლათინური დასახელებიდან *Rubus grossularia*)  $Ca_3Al_2 [SiO_4]_3$   
 ანდრადიტი (And) (პორტუგალიელი მინერალოგის დ. ანდრადის გვარის მიხედვით)  $Ca_3Fe_2 [SiO_4]_3$   
 უვაროვიტი (Uwar) (რუსეთის მეცნ. აკად. პრეზიდენტის გრაფ. უვაროვის გვარის მიხედვით)  $Ca_3Cr_2 [SiO_4]_3$

გრანატები გავრცელებულია მეტამორფულ და მეტასომატურ ქანებში. მაგმურ ქანებში გვხვდება გრანატების მყარი ხსნარების ორი რიგი. გროსულარი-ანდრადიტი და ალმანდინი-პიროპი (პეტროგრაფია, 1976). პირველი რიგი შედის მხოლოდ ტუტე მაგმურ ქანებში (სიენიტები, ნეფელინიანი სიენიტები და ა.შ.). ალმანდინები ცნობილია ზოგიერთ გრანიტში, გრანიტულ პეგმატიტებში კი სპესარტინები გვხვდება გამდიდრებული ალმანდინური კომპონენტით. მეორე რიგის გრანატებს, შეიცავს პერიდოტიტები, ვებსტერიტები, კიბერლიტები და ეკლოგიტები, მაგრამ ამ ქანებში მდნარიდან გამოკრისტალდა თუ არა გრანატი, ჯერჯერობით დამტკიცებული არაა. ა. მარაქუშევი ამტკიცებს, რომ „ბევრ შემთხვევაში გრანატების წარმოშობა მდინარიდან ექვს არ იწვევს“. (იქვე, გვ. 69). ექსპერიმენტული მონაცემებით, ჯანს, რომელიც შეიცავს გრანატს, კრისტალიზაცია უნდა დაეწყო მაღალ წნევაზე, როგორც ლიკვიდუსის პირველ ფაზაში. განსაკუთრებით  $X_{Mg}^{Gz} = Mg: (Mg + Fe) > 0,5$  შემთხვევაში.

ლ. პერჩუკია და ი. რიბაჩიკოვის (1976) მიხედვით, მეტამორფიზმის სხვადასხვა საფეხურის განისებსა და კრისტალურ ფიქლებში გრანატი ალმანდინი-პიროპი მყარი ხსნარის სახითაა სპესარტინის, გროსულარისა და ანდრადიტის მცირე მინარევით. ამ ქანებში *Alm/Pyr* ფარდობა განპირობებულია მათი წარმოშობის *TP*-პირობებით. გრანულიტებში გრანატის მაგნეზიურობა საერთოდ 0,6-ს არ აღემატება, ხოლო ამფიბოლიტური და მწვანე ფიქლების ფაციესების მეტამორფიტებში 0,2—0,3-დან. 0,5—0,2-მდე საზღვრებშია. გროსულარი-ანდრადიტი მყარი ხსნარის გრანატებში შედის სკარნებსა და ზოგიერთ ტუტე ქანებში სპესარტინით გამდიდრებული გრანატები შედის მანგანუმიან მეტამორფიტებში და პეგმატიტების უმრავლესობაში. გროსპიდიტებსა და კიანიტიან ეკლოგიტებში გროსულარული კომპონენტი გრანატში გამოაძევეს პიროპსა და ალმანდინს.



ვ. სობოლევის მონაცემებით, ყველაზე ღრმად განლაგებულ კიანიტების ეკლოგიტებში გრანატში იზრდება კნორინგიტის შემცველობა ( $\text{Fe,Mg})_3 + \text{Cr}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ , ხოლო კიანიტში — ქრომიანი კომპონენტის  $\text{Cr}_2\text{SiO}_5$  შემცველობა. შეიძლება დავასკვნათ, რომ მანტიის ქრომშემცველ ქანებში შეიძლება მოველოდეთ ქრომიან გრანატებსა და კიანიტებს (ა. პერჩუი, ი. რიბაჩიკოვი, 1976).

გრანატების ოპტიკური და რენტგენული პარამეტრები, აგრეთვე სიმკვრივე, ერთმანეთთანაა დაკავშირებული და იცვლება ხაზოვნად, შედგენილობის შეცვლასთან ერთად (პეტროგრაფია, 1976). გროსულარი ანდრადიტის რიგში ისინი განისაზღვრება შემდეგი სიდიდეებით:

$$N = 1,734 \pm 0,153 X_{\text{And}}$$

$$a = 11,851 \pm 0,197 X_{\text{And}}, 10^{-1} \text{ მ}(\text{\AA});$$

$$\rho = 3,594 \pm 0,265 X_{\text{And}}, \text{ მ/სმ}^3;$$

$$V = 125,3 \pm 6,35 X_{\text{And}}, \text{ სმ}^3/\text{მოლ.}$$

სადაც  $X_{\text{And}}$  — გრანატის განხილულ რიგში ანდრადიტული კომპონენტის მოლური წილია.

ალმანდინის მოლური წილისაგან ( $X_{\text{Alm}}$ ) პიროპ-ალმანდინის რიგში ეს დამოკიდებულებებია:

$$N = 1,714 \pm 0,116 X_{\text{Alm}}$$

$$a = 11,459 \pm 0,067 X_{\text{Alm}}, 10^{-10} \text{ მ}(\text{\AA});$$

$$\rho = 3,582 \pm 0,736 X_{\text{Alm}}, \text{ მ/სმ}^3;$$

$$V = 113,27 \pm 2X_{\text{Alm}}, \text{ სმ}^3/\text{მოლ.}$$

მყარი ხსნარების მოყვანილ ორ სერიაში შეიძლება იყოს სპესარტინის ან უვაროვიტის მინარეები. ასეთი გრანატების შედგენილობის განსაზღვრა მოცემული დიაგრამების საშუალებით ერთმნიშვნელოვან შედეგს არ გვაძლევს.

გრანატი უკიდურესად ფეროფილური მინერალია, იგი ყველაზე მეტად ჭიმიურ ნათესაობას ამჟღავნებს რკინასთან და ძალიან მჭიდრო სრტუქტურა აქვს. უწყლო რკინამაგნეზიურ მინერალებში ეს ნათესაობა მცირდება შემდეგი რიგით: გრანატი → ორთოპიროქსენი → (პიპერსტენი) → საფირინი → კლინოპიროქსენები (კალციუმის სახესხვაობა) → კორდიერიტი. უკანასკნელი მინერალი მაგნეზიოფილურია და ძალიან დიდი მოლეკულური მოცულობა აქვს. ამასთან დაკავშირებით, წნევის გაზრდასთან ერთად რკინიანი კორდიერიტები ადვილად იშლება, ჩანაცვლება ალმანდინური გრანატით, მათგან განსხვავებით უკიდურესი მაგნეზიური კორდიერიტები შენარჩუნებულია შედარებით მაღალ წნევამდე ( $10$  კბარზე ან  $10^9$  პა-ზე მეტი). შემდეგ ისინი იშლება თიხამიწა ენსტატიტად და სილიმანი-

ტად ან კიანტიად. პირობული (მაგნეზიური) გრანატები მდგრადია ძალიან მაღალი წნევის პირობებში.

გრანატ-კორდიერიტული მინერალური ასოციაციების პირობებში წნევის გაზრდასთან ერთად ხდება რკინიანობის დაწვევა, რაც ჩანს გრანატ და კორდიერიტშემცველ სილიმანიტიან (ანდალუზიტიან) გნეისებში (*Gr*-თვის  $f = 45$ , *Cor*-თვის  $f = 15$ ) და რქაქვებში (*Gr*-თვის  $f = 95$ , *Cor*-თვის  $f = 80$ ).

ა. მარაკუშევი (1973) წნევის (სიღრმის) მიხედვით კორდიერიტ-გრანატიანი კვარცშემცველი მეტამორფიტებისათვის, რომლებიც მინერალუბის რკინიანობის სხვადასხვა შეფარდებით ხასიათდება, გამოყოფს ხუთ ფაციალურ სერიას (ნახ. 51): სუტამის (I), ალდანის (II), ხანკაის (III) ნამდენის (IV) და ზღვისპირას (V).

### აკაცსორული მინერალაია

ტერმინი „აკაცსორული მინერალეები“ (ლათ. „აკაცსორიუს“ — დამატებით) 1915 წელს შემოიღეს რ. რასტელმა და ვ. ვილკოკსონმა. მათში იგულისხმებოდა მინერალეები, რომლებიც უმნიშვნელო რაოდენობით შედის ქანების სამივე მთავარი გენეტური ჯგუფის (მაგმური, მეტამორფული, მეტასომატური) შედგენილობაში. 1920 წელს ა. ჰოლმსმა გააფართოვა ეს ცნება: მან აკაცსორული უწოდა ისეთ მინერალებს, რომლებიც ქანებში უმნიშვნელო რაოდენობით შედის და რომელთა არსებობა მათ სახელწოდებას არ განსაზღვრავს. ო. მატკოვსკის მიხედვით, აკაცსორული მინერალეები ის მინერალეებია, რომლებიც თუმცა შედიან ქანის შედგენილობაში უმნიშვნელო რაოდენობით, მაგრამ მისი დამახასიათებელი კომპონენტებია.

ამჟამად ცნობილია 100-ზე მეტი აკაცსორული მინერალი, რომელთაგან 80-ზე მეტი გვხვდება ენდოგენური ქანების შედგენილობაში. ყველა ენდოგენური ქანი შეიცავს აკაცსორულ ელემენტებს, რომლებიც არ გაიფანტა მთავარი მინერალეების მესრებში, კონცენტრირებულია გარკვეულ ადგილებში, წარმოიშვა რა დამოუკიდებელი მინერალური სახეობები — აკაცსორული მინერალეები.

ზოგიერთი აკაცსორული მინერალი დიდი რაოდენობით გვხვდება და ქმნის საბადოებს. მაგალითად, ქრომიტი, რომელიც ულტრამაფიტუბის აკაცსორული მინერალია, წარმოშობს ქრომიტის საბადოებს. ილმენიტმა და მაგნეტიტმა, რომლებიც ძალიან ხშირად გვხვდება აკაცსორების სახით სხვადასხვა მაგმატიტში, განსაკუთრებით კი პიროქსენიტებში, შეიძლება წარმოშვას ტიტანმაგნეტიტური საბადოები; აპატიტი, ძალიან დამახასიათებელი აკაცსორული მინერალი სილიციუმშია და ტუტე ქანებისათვის, ნეფელინიან სიენიტებში იქცევა მთავარ ქანმაშენ მინერალად; ცირკონი, როგორც აკაცსორული მინერალი, განვითარებუ-

ლია იმავე ქანებში, რომლებშიც აპატიტი, ამავე დროს, ზოგიერთ ტუტე ქანში იგი მნიშვნელოვანი წანმარეზი მინერალია და ა. შ.

მაგმური ქანების დამახასიათებელი აქცესორული მინერალებია ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი, კალციტი; ტურმალინი, რუტილი, ტიტანიტი, შპინელი, აგრეთვე მადნეული მინერალების რიგი — მაგნეტიტი, პემატიტი, ქრომიტი, ილმენიტი, მონაციტი, ქსენოტიმი, პარიზიტი, ანატაზი, მარტიტი და სხვა. მაგალითად, წამყვანი აქცესორული მინერალების სახით ხანკაისპირა რაიონის შმაკის ბიოტიტიან გრანიტებში გვხვდება (რუბო მ. 1960) ცირკონი, პირიტი, ილმენიტი, ორთიტი, ანატაზი და რკინის ჟანგეულები, ხოლო ალიასკიტურ გრანიტებში — ცირკონი, პირიტი, ტურმალინი და რკინის ჟანგეულები. გროდკის ინტრუზული კომპლექსის ქანებში გვხვდება შემდეგი აქცესორული მინერალები: ცირკონი, აპატიტი, კასიტერიტი, ფლუორიტი, ტოპაზი, არსენოპირიტი, პირიტი, სფალკრიტი, გალენიტი, მოლიბდენიტი, ანატაზი, ბრუციტი, რუტილი, შეელიტი, ორთიტი, ტურმალინი. ეპიდოტი, ცოიზიტი, ქლორიტი, ილმენიტი, ტიტანიტი, მონაციტი, გრანატი, პიროქსენი, სტავროლიტი.

დასავლეთ ციმბირში ცნობილია აქცესორული მინერალებით მდიდარი გრანიტოიდები, რომლებიც იშვიათ ელემენტებს შეიცავენ: თორიტი-ორანჯიტი, მონაციტი, ქსენოტიმი, ტანტალ-ნიობატები, ორთიტი. ხშირად მათში გვხვდება ტურმალინი, ფლუორიტი და ისეთი იშვიათი აქცესორი; როგორცაა მუასანიტი. მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა მაგნეტიტი, ტიტანიტი და აპატიტი, განსაკუთრებით ჭარბი ფუძიანობის ქანებში (გრანოლოზოროიტები, დიორიტები). სფენაპატიტი-მაგნეტიტური ტიპის გრანიტოიდებში არსებობს გრანიტებისათვის დამახასიათებელი აქცესორული მინერალები: ილმენიტი, მონაციტი, ორთიტი, ქსენოტიმი, თორიტი, ტანტალ-ნიობატები, რუტილი, მუასანიტი, მოლიბდენიტი გვხვდება აგრეთვე მეტამორფიტებისათვის დამახასიათებელი აქცესორული მინერალი ანდალუზიტი. ცნობილია, მასივები, სადაც აქცესორული მინერალები ძირითადად დაკავშირებულია ბიოტიტებთან, წარმოქმნის რა მათში ჩანართებს ან წანაზარდებს წახნაგებზე. აქ ხშირად გვხვდება მაგნეტიტი, ილმენიტი, ტიტანიტი, ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი და ორანჯიტი, სფალკრიტი, გალენიტი და პირიტი, ტიტანმაგნეტიტი, მარტიტი, ნაკლებადაა გავრცელებული პოლიკრაზი, ფლუორიტი, ქალკოპირიტი და მონაციტი (გვხვდება ძალზე იშვიათად). ამ ინტრუზივების სხეულებში აქცესორული მინერალების განწილებაში მყარდება ეკრტიკალური ზონალობა — სიღრმეზე და მასივების ენდოკონტაქტურ ნაწილებში ფიქსირდება მაგნეტიტისა და ტიტანიტის მაქსიმალური შემცველობა.

რ. პუტალოვას თანახმად, წარმოშობის პირობებისა და დროის მიხედვით შეიძლება გამოვყოთ ენდოგენური წარმოშობის აქცესორული მინერალების ორი ტიპი. პირველი ტიპი (ცირკონი, აპატიტი, მაგნეტიტი,

ტიტანიტი, ორთიტი, ილმენიტი) გამოიყოფა მინერალწარმოქმნის ადრემაგმურ სტადიაში, მეორე — მაგმის კრისტალიზაციის მთლიანი დასრულების და მაგმურის შემდგომი ზედნადები პროცესების განვითარების შემდეგ აღმავალი ხსნარების (ფლუიდების) მონაწილეობით, ე. ი. მეორე ტიპის აქცესორული მინერალები ეკუთვნის ზედნადებ (მეორეულ) წარმონაქმნებს. ამ დროს ხდება მაგმიდან ადრე გამოყოფილი მინერალების ნაწილის დაშლა და მინერალების ახალი სახეების წარმოშობა, მათ შორის აქცესორული მინერალებისაც, რაც ჯერ კიდევ 1952 წელს აღწერეს გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა.

გრანიტოიდების ჩამოყალიბების პოსტმაგმურ სტადიაში წარმოიშობა ნაწილობრივ იგივე აქცესორული მინერალები, რაც მაგმურ სტადიაში, აგრეთვე ახლებიც. მაგალითად, ჩინგიზის ქედის გრანიტოიდულ აქცესორულ მინერალებს, რომლებიც წარმოიშვა მაგმურის შემდგომ სტადიაში, ეკუთვნის ცირკონი, აპატიტი, მაგნეტიტი, ტიტანიტი, ორთიტი, თორიტი, მონაციტი, ქსენოტიმი, ფლუორიტი, რუტილი, ანატაზი, შეელიტი, ჰემატიტი, მოლიბდენიტი, გალენიტი, პირიტი, მარტიტი, პარიზიტი, ლეიკოქსენი, მარკაზიტი.

გ. როზენბუმიდან დაწყებული, პეტროგრაფიაში გავრცელდა აზრი, რომ მაგმის კრისტალიზაციის დროს ყველაზე ადრეული გამონაყოფებია ქანის ზოგიერთი მეორეხარისხოვანი (აქცესორული) მინერალი, როგორცაა ცირკონი, ტიტანიტი, რუტილი, მადნეული მინერალი და სხვ. მათ მოსდევს რკინამაგნეზიური მინერალების გამოყოფა და ა. შ. ქანმაშენი მინერალების გამოყოფის თანმიმდევრობის დადგენა ხდებოდა შეფარდებითი იდომორფიზმის ხარისხის მიხედვით. ვ. ლოდიჩნიკოვმა გ. როზენბუმის წიგნის რუსული თარგმანის წინასიტყვაობაში (1934) უარყო შეფარდებითი იდომორფიზმის გამოყენება მინერალების გამოყოფის კრიტერიუმად. მოიყვანა რა ფაქტები, რომლებიც ეწინააღმდეგება ამ დებულებას. ეს დამტკიცდა მრავალი შემდეგი გამოკვლევითაც.

ამრიგად. საკართველოს გრანიტოიდების (მაგმური, მეტასომატური და კონტამინირებული) შესწავლის შედეგად გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი (1952) მივიდნენ იმ დასკვნამდე, რომ მეტასომატური გრანიტოიდების რჩატყუარა (გრანიტოიდები წარმოიშვა შემოტანილი ლეიკოკრატული მასალის — ლეიკოკრატული მაგმის ბაზიტებზე ზემოქმედებით) წარმოადგენს საწყისი ქანების სახეშეცვლილ რელიქტურ მინერალს, მაშინაც კი, თუ იგი იდომორფულია: ჩვეულებრივ, გრანიტოიდებში გავრცელებული ბიოტიტი წარმოიშვა რჩატყუარის შემდგომი ცვლილების შედეგად შემოტანილი სილიციუმისა და კალიუმის ზემოქმედებით; მუსკოვიტი წარმოიშვა ამ პროცესის შემდგომ სტადიაში. ნაშრომში პირველად აღნიშნული, რომ მოცემული გრანიტოიდების აქცესორული მინერალები წარმოიშობა ამ ქანების თანდათანობითი ჩამოყალიბების პრო-

ცესში და არა მხოლოდ გრანიტის კრისტალიზაციის დასაწყისში. შემდგომში ამ დებულებამ ფართო გავრცელება ჰპოვა.

აქცესორული მინერალები პეტროლოგების ყურადღებას იქცევს, რადგანაც ისინი მაგმური ქანების გენეზისისა და მადანშემცველობის ინდიკატორებია (მ. რუბი, 1964; მ. რუბი, ნ. აშიხმინა, ტ. მაგადოვიჩი, 1965). აქცესორული მინერალების განსაზღვრული ასოციაციების არსებობის მიხედვით შეიძლება გამოვიტანოთ დასვენა პლუტონიტებისა და ვულკანიტების კომპაგმატურობის შესახებ (სუბველკანიტების ჩათვლით), მაგმური სხეულების ჩამოყალიბებისას ჰიბრიდიზმის პროცესების, მეტამორფიტების საწყისი ქანების შედგენილობის და გამადნების განსაზღვრული კავშირის შესახებ მაგმატიკებთან, მეტამორფიტებთან და მეტასომატიკებთან.

ცი რ კ ო ნ ი ცირკონიუმის ორთაისილიკატი ( $Zr SiO_4$ ): იგი ქმნის კვერისებრ აგრეგატებს, რადიალურსხივანსურს, კოლომორფულ გამონაყოფებს (არშინოვიტი). სინგონია ტეტრაგონალურია. მარცვლების ჰაბიტუსი პრიზმულიდან დიპირამიდულამდეა. ცნობილია შეზრდისა და ჩაზრდის სხვადასხვა მრჩობლები, ხშირად მუხლა და ჯვრისებური. გარდატეხის მაჩვენებლებია:  $Ng=1,968-2,01$ ;  $Nm=1,923-1,960$ ; ორმაგი გარდატეხა 0,044-დან 0,062-მდეა. ოპტიკურად იგი ერთღერძიანი და დადებითია. აღინიშნება ცირკონის ჩანართები ბიოტიტში, რქატყურაში, პლაგიოკლაზში და სხვ.

ციკონი გრანიტოიდების ჩვეულებრივი აქცესორული მინერალია (კავკასიონი, ჩინგეზის ქედი, იაკუტია. ხანკაისპირა რაიონი და სხვ.); გვხვდება სიენიტებში, ნეფელინიან სიენიტებში — კოლის ნახევარკუნძულზე, ილმენისა და ვიშნევის მთებზე ურალზე. ტუვაში, ალტაიზე და სხვ. ცნობილია აგრეთვე ვენისებში, კრისტალურ ფიქლებში, კვარციტებში, რკინიან კვარციტებში, ზოგჯერ თი სახის მარმარილოსა და სხვა მეტამორფიტებში.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა (1952) აღნიშნეს, რომ მეტასომატურ გრანიტოიდებში ცირკონი რქატყურის ბიოტიტიზაციის პროცესში წარმოიშობა. საწყისი მაფიტების ამფიბოლი, შემოტანილი Si და K ზემოქმედებით, თანდათან გადადის ბიოტიტში. Zr, მისი ორის რადიუსის თანმხლები ელემენტების (Si, K) ორნური რადიუსისაგან მკვეთრი განსხვავების გამო, გამოიყოფა დამოუკიდებელი მინერალის — ცირკონის სახით, რადგან არ შეუძლია ჩაენაცვლოს მათ.

ა პ ა ტ ი ტ ი ს (ბერძ. „აპატო“ — ვატყუებ, რადგანაც გარეგნულად მას ხშირად ამსგავსებდნენ ბერილს, ოლივინს, ტურმალინს და სხვა მინერალებს) შედგენილობა გაცილებით უფრო რთულია, ვიდრე მიღებული ფორმულა  $Ca_2^{IX}Ca_3^{VII}PO_4)_3(F, OH)_2$ . მასში მუდმივად არის იზომორფული მინარევი Mn, Fe, ზოგჯერ Sr, Mg, ტუტეების, Al და სხვ. სინგონია

აქესაგონალურია. გარდატეხა  $Nm = 1,633—1,655$ ,  $N_p = 1,630—1,651$ ; ორმაგი გარდატეხა  $0,002—0,005$ , ერთლერძიანია, ზოგჯერ  $2V = 20^\circ$ . წარმოადგენს შემდეგი მინალების ნარევის:

ფტორაპატიტი	$Ca_5(PO_4)_2F$ ;
ქლორაპატიტი	$Ca_5(PO_4)_2Cl$ ;
ჰიდროქსილაპატიტი	$Ca_5(PO_4)_2OH$ ;
კარბონატაპატიტი	$Ca_3(PO_4)_2 \cdot CO_3 \cdot OH$ (F, OH).

აპატიტი აქცესორული მინერალის სახით ფართოდაა გავრცელებული სილიციუმმქავეა, საშუალო სილიციუმმქავეა და ფუძე ინტრუზივებში, ზოგჯერ ეფუზივებში, აგრეთვე კარბონატებში (კოლის ნახევარკუნძული, ალმოს ავლეთ ციმბირი). აპატიტის უდიდესი გროვები ტუტე ინტრუზივებთანაა დაკავშირებული, შეიცავს 90—95% მარცვლოვან აპატიტს, ნეფელინთან, ეგირინთან, მინდვრის შპატთან, ტიტანმაგნეტიტთან, ტიტანთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. აპატიტის ასეთი კონცენტრაციის კარგი მაგალითია ხიბინის საბადო. ამ საბადოს შესახებ სხვადასხვა შეხედულებებია. ერთნი მას მეტასომატურად თვლიან, ხოლო მეორენი — მაგმურად. პირველი თვალსაზრისის სასარგებლოდ მოყვანილია პეტროლოგიური მონაცემები, მეორის — ექსპერიმენტული. აპატიტ-ვილიომიტური (NaF) ევტექტიკა, რომელიც 57% NaF-ს შეიცავს, ღვება  $770^\circ$ -ზე, თუმცა ქანებში NaF-ის ასეთი მაღალი შემცველობა არ გვხვდება, მაგრამ ვილიომიტი ხიბინების აპატიტური ქანების ერთ-ერთი აქცესორული მინერალია.

გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მონაცემებით, აქცესორული აპატიტი საქართველოს მეტასომატურ და კონტამინირებულ გრანიტოიდებში რკინამაგნეზიურ მინერალებთან ასოციაციაში გვხვდება. მისი მნიშვნელოვანი გროვები დაკავშირებულია გრანიტოიდების მელანოკრატულ სახესხვაობებთან. ცალკეულ შემთხვევებში აპატიტი ჩართულია ნაწილობრივ დენატორტიზაციაგანცდილ პლაგიოკლაზებში.

ა. ფერსმანი (1939) აღნიშნავს, რომ „ერთი მხრივ, ფოსფორი შედის ფუძე ქანებში და შერჩევითად (ნებისმიერი დიფერენციაციისა) გაურბის სილიციუმმქავე (დიორიტულ ან გრანიტულ) ფაციესს, მეორე მხრივ, ის შედის აქროლადი კომპონენტების მიმართულებით, რომლებიც ამასობაში მიდიან უპირატესად გრანიტული ტიპის სილიციუმმქავე ნარჩენ მაგმებთან. სწორედ ფოსფორის დაგროვებისთვისაა საჭირო ბუნებრივი ფაქტორების ერთდროული და ამასთან ძალზე იშვიათი შეთანხმება — მაგმური მდნარის მელანოკრატულობა და საქროლადობა“. ა. ფერსმანის აზრით, ეს შესაძლებელია: 1) როცა ქანის ფუძე კომპონენტები გამდიდრდება აქროლადი კომპონენტებით და თავის პნევმატოლიტებში აგორავებს ფოსფორს (გაბროიდული საბადოების ნორვეგიული ტიპი); 2) პროცესის აგპატიური ხასიათის შესაბამისად, როცა ფოსფო-

რი ბუნებრივად გროვდება ნარჩენ პროდუქტებში აქროლად კომპონენტებთან ერთად (ხიბინური ტიპი); 3) კალციუმის ჰარბი იონის ზემოქმედებისას. რაც განსაკუთრებით დამახასიათებელია კირქვებთან კონტაქტში.

აქცესორული აპატიტი საქართველოს მეტასომატურ გრანიტოიდებში საწყისი მაფიტების კალციუმშემცველი მინერალების დაშლისა და გარდაქმნისას გამოიყოფა. ამ მინერალის მნიშვნელოვანი გროვები, როგორც ცნობილია, დაკავშირებულია უფრო მელანოკრატულ სახე-სხვაობებთან, რომლებმაც ქანების შედარებით სუსტი გარდაქმნა განიცადეს. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ 1952 წელს გამოთქმული იყო აზრი, რომ აპატიტში შემავალი კალციუმი აღებულია გარდაქმნილი კალციუმშემცველი მინერალებიდან, ძირითადად დენატორტიტიზებული პლაგიოკლაზიდან. რაც შეეხება ფოსფორს, არაა გამორიცხული, რომ ისიც გამოყოფილია გარდაქმნილი ბაზიტებიდან. ფტორიც მიღებულია გრანიტოიდების შემცველი მაფიტებიდან.

აპატიტი ძვირფასი ნედლეულია სასუქების და ფოსფორის ნაერთების წარმოებისათვის, ზოგჯერ კი იშვიათი მიწებისა და სტრონციუმის მისაღებად.

ორთიტი (ბერძ. „ორთოს“ — სწორი, კრისტალების ფორმის მიხედვით) ან ალანიტი ცეროული ეპიდოტა. იშვიათი მიწების რაოდენობა მასში 20 — 25%—ია, შედის ეპიდოტ-ციოზიტის ჯგუფში. ორთიტის ქიმიური ფორმულაა  $Ca_2Fe_2Al(SiO_4)[Si_2O_7]O(OH)$ . სინგონია მონოკლინურია. წაგრძელება შეიმჩნევა მეორე და მესამე ღერძების მიმართ. კრისტალები ფირფიტისებრია, როგორც წესი, კარგადაა დაწახნაგებული. ტყეჩადობა მესამე, უფრო იშვიათად პირველი პინაკოიდის მიმართ. მრჩობლები პირიქით, უფრო ხშირად ვითარდება პირველი და იშვიათად მესამე პინაკოიდის მიმართ. მურა ფერისაა წითელი და ყვითელი მინარევი. დამახასიათებელია ოპტიკური თვისებების ცვლილება ერთ კრისტალშიც კი, კერძოდ,  $N_p = 1,64—1,77$ ;  $N_g = 1,66—1,80$ . ძალზე ცვალებადია აგრეთვე ორმაგი გარდატეხა. იგი ალბათ, გამოწვეულია თვითდაშლით, რაც თორის მოლეკულითაა განპირობებული. ორმაგი გარდატეხა შეადგენს 0—0,036, საერთოდ 0,01—0,015, ოპტიკური ღერძების კუთხე დიდია და უარყოფითი.

ორთიტი მაგმური მინერალია (ქმნის ჩანაწინწკლებს), მაგრამ შეიძლება გამოიყოს კონტაქტური და რეგიონული მეტამორფიზმის პირობებშიც: მეტასომატურ გრანიტოიდების ორთიტში აშკარად გარედანაა შემოტანილი სილიციუმი და ცეროუმის ჯგუფი, დანარჩენი ელემენტები აღებულია მაფიტებიდან (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1952). დ. კეცხოველის აზრით, ცეის მასივში (ჩრდილოეთ კავკასია) ორთიტის იშვიათი ქსენომორფული მარცვლები დაკავშირებულია ბიოტიტის ქერცლთან, 13. გ. ზარიძე

რომელიც ჩაენაცვლება მწვანე რქატყუარას. ორთიტის იდიომორფული მარცვლები შედის კვარცსა და პლაგიოკლაზში.

კ ა ლ ც ი ტ ი ს (ბერძ. „კალს“ — კირი) ქიმიური ფორმულაა  $\text{CaCO}_3$ . ჩვეულებრივ სუფთაა. ზოგჯერ კი შეიცავს  $\text{MnO}$ -სა და  $\text{FeO}$ -ს მინარევებს. იგი ტუტე ქანებში გვხვდება პირველადი მაგმური მინერალის სახით, სადაც მისი მაგმური წარმოშობა მტკიცდება მარცვლების ირგვლივ კლინოპიროქსენის, ამფიბოლისა და გრანიტის ზოლების არსებობით (პეტროგრაფია, 1976, გვ. 73). უფრო ხშირად კი კალციტი გვხვდება მეორეული პოსტმაგმური მინერალის სახით, რომელიც გამოიყო კალციუმშემცველი მინერალების — პიროქსენების, ამფიბოლებისა და პლაგიოკლაზების დაშლის შედეგად. კალციტი უმეტესად ქმნის მარცვლებს, ჭოგრებს ან ჭოგრისებრ აგრეგატებს, თითქმის არასოდეს არ გვაძლევს რომბოედრებს (თლილში — რომბებს).

თუ ქანში კალციტის რაოდენობა სილიკატური მინერალების რაოდენობას აღემატება, მაშინ წარმოიშობა კარბონატიტები, რომელთა მაგმური წარმოშობა რიგ შემთხვევებში ეჭვს არ იწვევს. ამჟამად ცნობილია ამოჭრქვეული კარბონატული ლავეები ცენტრალურ აფრიკაში და შუა ოკეანურ ქედებში.

მეტამორფიზმის დროს კალციტშემცველი სედიმენტოგენური ქანები (კირქვები, მერგელები) გადაკრისტალდება სხვადასხვა სახის მარმარილოდ. მეტამორფიზმის შესაბამის პირობებში კალციტის ხარჯზე შეიძლება წარმოიშვას სილიკატური მინერალები და, უპირველეს ყოვლისა, ვოლასტონიტი.

კალციტი (კირქვები, მერგელები) კარგი მასალაა კირისა და ცემენტის წარმოებისათვის. ისლანდიური შპატი წარმოადგენს ძვირფას მასალას ოპტიკური წარმოებისათვის. ამ უკანასკნელზე დიდი მოთხოვნის გამო უკანასკნელ ხანს მას ხელოვნური გზითაც იღებენ.

ტურმალინის (სინგალუზ. „ტურმალი“. ამ სახელწოდებით იგი ჩამოიტანეს სხვა ძვირფას ქვებთან ერთად კ. შრი-ლანკიდან პოლანდიაში) სინგონია ჰექსაგონალურია. მისი ჯგუფის მინერალები ტიპური ბორატო-სილიკატებია ( $\text{B}_2\text{O}_3$  რაოდენობა 9—11,5%) ისინი ქმნიან რთული შედგენილობის იზომორფულ ნარევებს მთავარი საბოლოო წევრებით დრავიტის, შერლიტის, ელბაიტისა და ჰიპოთეზური ტსილაიზიტის სახით: დრავიტი (დრავის კარინფის რაიონის სახელწოდების მიხედვით)



შერლიტი ( $\text{Na}, \text{Ca}$ )  $\text{Fe}_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{3+1}$

ელბაიტი (კ. ელბას მიხედვით)  $\text{Na} (\text{Li}, \text{Al})_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{3+1}$

ტსილაიზიტი  $\text{NaMn}_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_{3+1}$



ტურმალინის სტრუქტურის საფუძველია ორშრიანი წრიული ელემენტები. ღრავიტში ისინი შედგება  $\text{SiO}_2$ -ის ექვსმაგი რგოლებისაგან—  $\text{Si}_6\text{O}_{18}$ -ის ტეტრაედრებით, რომლის ქვევით განლაგებულია ბრუსიტული ფენის ფრაგმენტი სამი  $\text{Mg O}_4 (\text{OH})_2$  ოქტაედრისაგან.

ყველა ტურმალინი იყოფა მაგნიუმ-რკინიან და ლითიუმ-რკინიანებად, რომელთაც შესაბამისად შემდეგი ქიმიური ფორმულები და ოპტიკური პარამეტრები აქვს:

$\text{H}_5\text{NaMg}_4 \text{ Al}_9\text{Si}_6 \text{ B}_4\text{O}_{41}$	$Nm=1,6351; Np=1,6144;$ $Nm-Np=0,021;$
$\text{H}_5\text{NaFe}_4 \text{ Al}_8 \text{ B}_3 \text{ O}_{41}$	$Nm=1,698; Np=1,658;$ $Nm-Np=0,040;$
$\text{H}_5\text{Na} (\text{Li}, \text{Al})_4 \text{ Al}_8\text{Si}_6\text{B}_4\text{O}_{41}$	$Nm=1,6401; Np=1,6202;$ $Nm-Np=0,020;$
$\text{H}_5\text{NaFe}_4\text{Al}_8\text{Si}_6\text{B}_4\text{O}_{41}$	$Nm=1,698; Np=1,658$ $Nm-Np=0,040.$

ტურმალინისათვის დამახასიათებელია პრიზმულად წაგრძელებული მარცვლები. რაც მეტია მინერალში Mg და Fe, მით მეტია კრისტალის სიგრძე. პრიზმის განივი და გრძივი კვეთების მიმართ სიმეტრიის სიბრტყეები არ არის, არ ქმნის მრჩობლებს.

ტურმალინი მწვანე, მურა, ლურჯი ან ვარდისფერია; თლილში უფერული ტურმალინებიც არის, ტურმალინის პლეოქროიზმში შეიმჩნევა ბიოტიტის საწინააღმდეგო აბსორბციის სქემა. ტურმალინს ზოგჯერ ახასიათებს ზონალობა და ერთსა და იმავე მარცვალში (კრისტალში) განსხვავებული შეფერილობა, ოპტიკური ლერძების კუთხე  $0^\circ$ -ია, ძალიან იშვიათად  $2V = 5^\circ$ ; ტურმალინი ერთლერძიანი და უარყოფითი მინერალია. აღსანიშნავია, რომ იგი მდგრადი მინერალია, კარგად ეწინააღმდეგება ეგზოგენურ პროცესებს და ამიტომ ნალექებში პრაქტიკულად უცვლელი სახით გვხვდება, დანალექ ქანებში მისი შემცველობის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ სელიმენტაციის აუზში შეტანილი მასალის ადგილმდებარეობისა და ზომის შესახებ.

ტურმალინები წარმოიშობა ბორის მაღალი აქტიურობის პირობებში, რომელიც გროვდება გრანიტული მაგმის პოსტმაგმურ პროდუქტებში, ასე რომ, ტურმალინები გრანიტებში, გრანიტულ პეგმატიტებში, გრეიზენებში, სკარნებში, მეორეულ კვარციტებსა და სხვა ქანებში პოსტმაგმური (ზედნადები) წარმოშობისაა. ტურმალინის არსებობა მეტამორფიტიტებში აიხსნება ან მეტამორფიზებულ ხსნარებთან ერთად მისი შემოტანით, ან მისი გემპეიდრულად მიღებით საწყისი დანალექი ქანებიდან.

მაშის რაიონის ქარსიანი გრანიტული პეგმატიტები შეიცავს შერლიტის კარგ კრისტალებს, იმიერბაიკალის. ურალისა და ყაზახეთის იშვიათ ლითონიანი და ლითიუმისანი გრანიტული პეგმატიტები — პოლიქრომულ ტურმალინებსა და რუბელიტებს. ტურმალინის კრისტალები აღწერილია კ. მადაგასკარის. რუბელიტისა კი კალიფორნიის პალის რაიონის (აშშ) პეგმატიტებში; გრეიზენული და ჰიდროთერმული ტურმალინები გავრცელებულია ამურისპირეთისა და სხვა რაიონების კალის საბადოებში.

დარიალის ხეობაში (კავკასიონი) ლიასის სუსტად მეტამორფულ ქვიშაქვა-თიხოვან დანალექ ქანებში (სიმძლავრე 3500 მ) აღნიშნულია ტურმალინი (დ. შენგელა, 1963), რომლის რაოდენობა მიკროსკოპის მხედველობის არეში ერთეული მარცვლებიდან 40 — 50 მიკროპრიზმამდეა (მარცვლების ზომა 0,05—0,005 მმ). ხშირად პრიზმების ზედა ნაწილში განვითარებულია რომბოედრები, ქვედაში — პინაკოიდები ან რომბოედრები პინაკოიდებთან ერთად. ტურმალინის პრიზმული კრისტალები ხშირად ქმნიან კარგად განვითარებულ ტრიგონალურ პრიზმებს. ხშირად მათში შეიმჩნევა ნახშირ-თიხოვანი ნივთიერებების და მადნეული მინერალის ჩანართები. ზოგ ადგილას უწყვილესი პელიტური ნაწილაკები განლაგებულია ხაზოვნად ან ქმნიან დანაკეცებას და ინარჩუნებენ თავის ორიენტირებას ტურმალინშიც.

ტურმალინის კრისტალების დაკავშირება სუსტად მეტამორფიზებულ თიხოვან უბნებთან, მისი არსებობა ან სუსტად გამოვლენა კვარც-ალბიტურ ძარღვაკების მახლობლად, აგრეთვე გაკვარცებულ, ალბიტიზებულ და კარბონატიზებულ უბნებში, საღ ტურმალინებში შემცველი ქანების ნივთიერების — თიხოვანი, ნახშიროვანი, პელიტური ან მადნეულის არსებობა, ზოგჯერ ნათლად გამოხატული ჰელიცტური სტრუქტურით, მიგვითითებს ტურმალინის მეტამორფულ წარმოშობაზე მეტამორფული პროცესის საწყისი სტადიის პირობებში (დაბალი  $T$  და  $P$ ), და ბოლოს, ბორის მიერთებაზე პირველადი დანალექი ქანებიდან.

რუტილი (ლათ. „რუტილუს“ — წითელი, მოწითალო) ფორმულაა  $TiO_2$ ; ჩვეულებრივ,  $TiO_2$ -ის შემცველობა შეადგენს 96—99%-ს და მხოლოდ ზოგჯერ ეცემა 92%-მდე. ყველაზე ჩვეულებრივი მინარევიებია  $FeO$ ,  $Nb_2O_5$  და  $Fe_2O_3$ . სინგონია ტეტრაგონალურია. კრისტალები სვეტისებრი, წაგრძელებული მოკლეპრიზმულიდან ნემსისებურამდე. ქმნის მუხლა მრჩობლებს, ბადისებრ სამეულებს (საგენიტურს). ცნობილია რუტილის თმისებრი ჩანართები კვარცში. კრისტალის წაგრძელება ყოველთვის დადებითია, რაც იშვიათად შეინიშნება ძალიან მაღალი ორმაგი გარდატეხის გამო. ტყეჩადობა იშვიათად აღინიშნება, გვხვდება მურა, ყვითელი, წითელი, მოწითალო და მურა-ყვითელი.

რუტილი ორლერქიანი, ოპტიკურად დადებითი მინერალია, მისი

გარდატეხის მაჩვენებლებია —  $N_g = 2,889—2,903$ ;  $N_m = 2,603—2,616$ ;  
ორმაგი გარდატეხა დაახლოებით 0,290.

რუტილი არის ტიტანის ქანგეულის ყველაზე მაღალტემპერატურული ფორმა. წარმოშობს მყარ ხსნარებს  $FeO$ -თან და  $Nb_2O_5$ -თან ერთად. ძალიან გავრცელებული აქცესორია გრანიტოიდებში. გრანიტულ და ნეფელინიან-სიენიტურ პეგმატიტებში, მაგრამ ძირითადად მეტამორფულ და მეტასომატურ ქანებში გვხვდება. შედის აგრეთვე გნეისებში, კვარციტებში, ეკლოგიტებში, ზუმფარებში. ზოგიერთ მეტამორფიტში ის ქმნის სამრეწველო მნიშვნელობის გროვებს, კერძოდ, ცენტრალურ ურალზე (ბაშკირეთი), მინდვრის შპატ-ქარსიან და კვარც-ქარსიან ფილებში გვხვდება ქანების ლინზები და ბუდისებრი უბნები (რუტილიტები). რომლებიც 50—60%-მდე რუტილს შეიცავენ მუსკოვიტთან, მინდვრის შპატთან, კვარცთან და ტურმალინთან ერთად.

ს ფ ე ნ ი ა ნ ტ ი ტ ა ნ ი ტ ი (ბერძნ. „სფენ“ — სოლი, სოლისებრი მარცვლების მიხედვით), წარმოადგენს კალციუმთან ტიტანორთოსილიკატს  $Ca\{Ti(SiO_4)O\}$  ან  $CaTiSiO_5$  (O, OH, F). კრისტალდება მონოკლინურ სინგონიაში. ხშირად კრისტალები კონვერტისებრია დამახასიათებელი სოლისებრი კვეთით, ზოგჯერ სვეტისებრი ნემსისებურამდე. ტექნიკადობა შეუმჩნეველია, ხშირად სფენი უფერულია, თლილში მონაცრისფრო, ზოგჯერ მურაა. მისი ოპტიკური თვისებებია:  $N_p = 1,287—1,950$ ;  $N_m = 1,870—2,034$ ;  $N_g = 1,943—2,009$ ;  $\pm 2V = 17—32^\circ$ . ოპ-



ნახ. 52. სფენის სრული ფსევდომორფოზა რქატყუარას მიმართ ცეის ინტრუზივის (ჩრდილო კავკასია). კონტამინირებულ და მეტასომატურ გრანიტოიდებში. ნიკ. +, გაიდ. 30X. დ. კეცხოველის მიხედვით, 1972 წ.

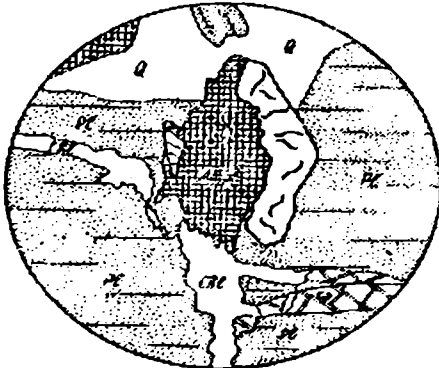
ტიკური პარამეტრების ვარიაციები გაპირობებულია მინერალის შედგენილობით — Al, Fe, Mg, TR მინარეგებით და F/OH ფარდობის ცვალებადობით. იგი მდგრადი მინერალია.

სფენი გრანიტოიდების აქცესორული მინერალია. აღმოსავლეთ ციმბირის გრანიტულ პეგმატიტებში მისი კრისტალები განივკვეთში 20—25 სმ-ს აღწევს. სფენი შედის აგრეთვე გნეისებსა და კრისტალურ ფიქლებში, აგრეთვე ალპური ტიპის ძარღვებში. ამ უკანასკნელებში ზოგჯერ სფენის მალახარისხოვანი კრისტალები 8X3X2 სმ-ს (აღმოსავლეთი ალპები) და 12X4X5 სმ-ს (მინას-ჟერაისი, ბრაზილია) აღწევს. ეს სფენები ნახევრად ძვირფასი ქვებია.

სფენი მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა ცნობილი ხიბინის და ლოვოზერის ტუნდრების (კოლის ნახევარკუნძული) ტუტე ქანებში. აქ ზოგიერთი მათგანი, მაგალითად, სფენიტი, შედგება 80—90% სფენისაგან.

აქცესორული სფენი აღწერილი იყო საქართველოს მელანოკრატულ გრანიტოიდებში (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1952). მასში იგი შედის დიდი რაოდენობით და ყოველთვის რკინა-მაგნეზიურ მინერალებთანა დაკავშირებული; სფენი აქ წარმოიშობა ფუძე ქანების მუქი ფერის მინერალების დაშლის შედეგად. გრანიტოიდებში, რომლებმაც ღრმა მეტასომატოზი განიცადეს, აქცესორული სფენი ერთეული წვრილი მარცვლების სახით შედის.

დ. კეცხოველის აზრით, ცეის ინტრუზივში (ჩრდილოეთ კავკასია),



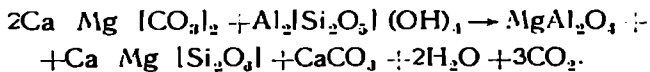
რომელიც გრანოდიორიტ-კვარცდორიტული შედგენილობისაა, აქცესორული სფენი შედის მელანოკრატული ქანების კონტამინირებულ და მეტასომატურად გრანიტიზირებულ ნარჩენებში (ქსენოლითებში). აქ სფენი მკვეთრად ჩაენაცვლება ტიტანურ მადნეულ მინერალებს: რქატყუარას, პლაგიოკლასსა და ბიოტიტს. ზოგჯერ შეინიშნება მსხვილი მარცვლები (პორფირობლასტები), რომლებიც წარმოიშვა ლეიკოქსენისა და სფენის წვრილი მარცვლების შეერებითი კრისტალიზაციის შედეგად. გაკვარცებულ და გრანიტიზი-

ნახ. 53. რქატყუარას ჩანაცვლება სფენით ცეის ინტრუზივის (ჩრდილოეთ კავკასია) კონტამინირებულ და მეტასომატურ გრანიტოიდებში. ჩანახატი ილილოდან დ. კეცხოველის მიხედვით. 1972 წ.

რებულ ნარჩენებში (ქსენოლითებში), სფენი მთლიანად გამოდევნის მადნეულ მინერალებს. სფენის მსხვილ გამოწყობებში ზოგჯერ ჩართულია პლაგიოკლაზი და რქატყუარა (ნახ. 53, 54).

შ პ ი ნ ე ლ ი  $Mg Al_2 O_4$  შედგენილობის უანგეული მინერალია. მისი რეალური შედგენილობა არასდროს არ უპასუხებს ქიმიურ ფორმულას. სინგონია კუბურია, წარმოქმნის იზომეტრულ მარცვლებს, მარცვლოვან აგრეგატებს, ოქტაედრული, უფრო იშვიათად რომბოლოდეკაედრული ჰაბიტუსის კრისტალებს (შლიფებში კვადრატები, ოთხკუთხედები და სამკუთხედები). ტექჩადობა არაა მისთვის დამახასიათებელი; შეზრდის მრჩობლები შპინელის კანონის მიხედვით {111} იშვიათად შეინიშნება. ცნობილია რუტილისა და სფენის კანონზომიერი ჩანაზარდები შპინელში. კრისტალები მომწვანოა, მურა. ზოგჯერ მოწითალო-მურა, ოდნავ გამკვირვალე, იშვიათად უფერული. იგი ძალზე მდგრადი მინერალია. გარდატეხის მაჩვენებელი 1,750-დან 2.005-მდეა.

ჩვეულებრივ შპინელი მეტამორფიტებსა და სკარნებში გვხვდება. ა. გოდოვიკოვის (1975) აზრით. მისი წარმოშობა დოოფსიდიანი სელიმენტოგენური დოლომიტისა და კაოლინიტის ხარჯზე მიმდინარეობს რეაქციით



აქ შპინელთან ასოციაციაში მყოფ მინერალებს შორის დოოფსიდის გარდა გვხვდება ფორსტერიტი, ხონდროდიტის ჯგუფის მინერალები, ფლოგოპიტი, ზოგჯერ კორდიერიტი.

მაგმურ ქანებში გავრცელებულია ქრომშპინელიდები, მაგნეზიურ-რკინიანი თიხამიწა შპინელები და ტიტანმაგნეტიტები. შპინელის ჯგუფის მინერალების მყარი ხსნარები ა. მარაკუშევისა და სხვათა აზრით, შედგება შემდეგი მინალებისაგან:

შპინელი $Mg Al_2 O_4$ ;	მაგნეზოფერიტი $Mg Fe_2 O_4$ ;
პერინიტი $FeAl_2 O_4$ ;	ქრომიტი $Fe Cr_2 O_4$
მაგნეტიტი $Fe Fe_2 O_4$ ;	მაგნეზოქრომიტი $Mg Cr_2 O_4$
იაკობსიტი $Mn Fe_2 O_4$ ;	ულვოშპინელი $Fe_2 TiO_4$

თიხამიწა შპინელები გავრცელებულია მაფიტებსა და ულტრამაფიტებში; შპინელი კლინო და ორთოპიროქსენთან და ოლივინთან პარაგენეზისში გვხვდება ტუტე ბაზალტების ნოღულებში. ქრომშპინელიდები ტიპურია ულტრამაფიტებისათვის, სადაც ისინი ზოგჯერ მსხვილ გროვებს ქმნიან, რასაც სამრეწველო მნიშვნელობა აქვს. ამ შემთხვევაში შპინელი უკვე მთავარი ქანმაშენი მინერალია.

მაგნეტიტი არასდროს არ პასუხობს სტანდარტულ ქიმიურ ფორმულას. იგი გრანიტოიდების, რიოლითების, დაციტების, გაბროს. ნორიტების, ბაზალტების, კიმბერლიტების (იაკუტია) და სხვა ქანების ჩვეულებრივი აქცესორია. მისი სინგონია კუბურია, დამახასიათებელია ოქტაედრები და დოდეკაედრები, მრჩობლები შპინელის ტიპის მსგავსა (თლილში მართკუთხედები მოკლე მხარეებისაკენ აღმავალი კუთხეებით). მარცვლები ზოგჯერ არასწორია, ხშირია ჩონჩხები. მაგმურ ქანებში მაგნეტიტი შეიცავს აპატიტს, ცირკონს და წარმოშობს არასწორ შენაზარდებს ილმენიტთან.

მეტასომატურ გრანიტოიდებში და სხვა შეცვლილ მაგმურ ქანებში მაგნეტიტი მუქი მინერალების დაშლის შედეგად გამოიყოფა. მისი დიდი გროვები შეინიშნება საწყის ბაზიტებში ინტენსიური ზედნადები პროცესების დროს (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1952). გაბროიდებთან დაკავშირებულია მაგნეტიტის უზარმაზარი მასები ილმენიტთან, ქრომიტთან (კუბა, ურალი, ბუშველდის მასივი სარ-ში, აღირონდაკი აშშ-ში) ასოციაციაში. მყავა და ტუტე ქანებთან (სიენიტებთან) დაკავშირებულია კირუნავარას და ლიუსავარას (შვეცია) მაგნეტიტური საბადოები, რომლებშიც რკინის მსხვილი კონცენტრაციებია. ამ საბადოებში მადნის სხეული განლაგებულია სიენიტებსა და კვარციან პორფირებს შორის, სხეულის სისქე 70 მ-ია, განლაგებულია 15 კმ-ზე და 800 მ-მდე სიღრმეზე.

მაგნეტიტის დიდ გროვებს აქვს კონტაქტურ-მეტასომატური გენეზისი და ხშირად დაკავშირებულია კირქვების გრანიტოიდებისა და სიენიტების კონტაქტთან (მთები მაგნიტნაია, ვისოკაია, ბლაგოდატი ურალზე, დაშქესანის რაიონი აზერბაიჯანში, რკინის ქედზე ჩიტის ოლქში და სხვა). ამ საბადოებში მაგნეტიტი მჭიდრო ასოციაციაშია გრანატთან, ეპიდოტთან, პიროქსენებთან, ქრომიტთან, სულფიდებთან, კალციტთან. მაგნეტიტი შეიძლება წარმოიშვას ჰიდროთერმული პროცესის პირობებში.

აქცესორული მაგნეტიტები მათი შემცველი მაგმური ქანების გენეზისის კარგი მაჩვენებლებია. ვ. ვახრუშვემა ალტაი-საიანის გრანიტოიდული აქცესორული მაგნეტიტების შესწავლის შედეგად, მასში რკინის ჯგუფის ელემენტების შემცველობიდან გამოდინარე, გამოყო გრანიტოიდების ორი გენეტური ტიპი. გრანიტოიდების მაგნეტიტებში, რომლებიც ავტორის აზრით, წარმოიშვა ფუძე მაგმის დიფერენციაციის შედეგად, შედის დიდი რაოდენობით Ti, V, Cr, Co, Ni ( $TiO_2=2,36$ ;  $V_2O_5=0,36$ ;  $Cr_2O_3=0,097$ ;  $Co=0,0032$ ;  $Ni=0,013\%$ ) და ცოტა Sn (0.0020%), ხოლო სიალური გრანიტოიდების მაგნეტიტები ღარიბია რკინის ჯგუფის ელემენტებითა და მდიდარია Pb, Ge და განსაკუთრებით Sn-ით ( $TiO_2=0,62$ ;  $V_2O_5=0,13$ ;  $Cr_2O_3=0,069$ ;  $Co=0,0008$ ;  $Ni=0,002$ ;  $Sn=0,0050\%$ ). ვ. ფომინიხმა და დ. შტეინბერგმა (1961) და აგრეთვე სხვა

მკვლევარებმა, რომლებიც აქცესორულ ტიტანმაგნეტიტებს სწავლობდნენ ურალის გრანიტოიდებში და ტუტე ქანებში. აღნიშნეს, რომ ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის შედეგად წარმოშობილი გრანიტოიდების ტიტანმაგნეტიტებში შედის  $TiO_2$ —3,67—5,30%;  $V_2O_5$ —0,57—0,93%.

ხოლო პალინგენური გრანიტოიდების ტიტანმაგნეტიტებში ტიტანი და ვანადიუმი გაცილებით ნაკლებია:  $TiO_2$ —0,58—0,87%;  $V_2O_5$ —0,12—0,23% (აქცესორული მაგნეტიტები... 1975).

ანალოგიურ შედეგამდე მივიღნენ მ. რუბი, ნ. გლადკოვი, ვ. პავლოვი და სხვ. კავალეროვის რაიონის (პრიმორიე) დასავლეთი ნაწილის გრანიტოიდების აქცესორული მაგნეტიტების შესწავლისას, რომელიც სიხოტე-ალინის ნაოკა ოლქის მთავარ სინკლინორიუმს წარმოადგენს. აქ განვითარებულია მაგმური ქანების ორი ასაკობრივი ჯგუფი — ზედაცარტული (ასაკი 80—93 მლნ წელი) და პალეოგენური (ასაკი 48—62 მლნ წელი). ორივე ასაკობრივი ჯგუფის აქცესორული მაგნეტიტების დამახასიათებელი თავისებურებაა ტიტანის, ვანადიუმის, მანგანუმისა და ქრომის კარბი რაოდენობა, რომელიც ახლოსაა ბაზალტური მაგმის სიღრმული დიფერენციაციით წარმოშობილი გრანიტოიდების მაგნეტიტებში ამ ელემენტების შეპეცელობასთან.

**ჰ ე მ ა ტ ი ტ ი** (ბერძნ. „მატიტოს“ — სისხლიანი ქვა, თხელ ნატეხებში ფერისა და ხაზის ფერის მიხედვით) შეიცავს 98—99%  $Fe_2O_3$ -ს. მინარეგებიდან, რომლებიც პროცენტის მეთადი ნაწილებით განისაზღვრება, აღსანიშნავია  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ , უფრო მცირე რაოდენობითაა  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $MnO$ ,  $V_2O_5$  და სხვ. სინგონია ტრიგონალურია, კრისტალები ტაბულისებრი, ფირფიტისებრი, იშვიათადაა წაგრძელებული, ხშირია პინაკოიდის, რომბოედრების, დიტრიგონალური სკალენოედრებისა და სხვა წახნაგები; პოლისინთეზური შემრჩობლების გამო ხშირად დამტრიბულია {1011}-ით. გარდატეხა დაახლოებით 3,00-ია, ორმაგი გარდატეხა 0,200-ზე მეტი; იგი ანომალურია, წარმოშობს ფსევდომორფოზებს მაგნეტიტის მიმართ (მარტიტი). ამ შემთხვევაში მაგნეტიტის ოქტაედრები ივრინება, ხდება მრულეწახნაგა. ცნობილია ფსევდომორფოზები პიროიტის, იაროზიტის და კალციტის მიმართ.

ჰემატიტი უწვრილესი აქცესორული მინერალის სახით გვხვდება სილიციუმმყავა ინტრუზიულ და ეფუზიურ ქანებში. მაგმური ჰემატიტის მნიშვნელოვანი გროვები ილმენიტთან ერთად, რომლებიც ქმნიან მადნეულ ბუდობებს ანორთოზიტებში, ცნობილია ალარდ-ლეიკის რაიონში (პროვინცია კვებეკი, კანადა), ჰემატიტი მაგნეტიტთან შენაზარდებში შედის კირუნის (შვეცია) მაგნეტიტ-აპატიტურ მადანში. ა. ბრეიტჰაუპტს საშუალება მიეცა თვალყური ედევნებინა, თუ როგორ წარმოიშვა 1 მ სისქის ჰემატიტის ნალექები ვეზუვის ვულკანური ექსგალაციიდან 10 დღის განმავლობაში.

ჰემატიტი მეტამორფული ქანების ჩვეულებრივი მინერალია. იგი რკინიანი კვარციტების წამყვანი მინერალია, რომლებშიც შეიმჩნევა ჰემატიტის, კვარცის და მაგნეტიტის შრეების მონაცვლეობა. ზოგჯერ რუტილთან ერთად. მსგავსი ტიპის მსხვილი საბადოებია: კრივოი როვი, კურსკის მაგნეტიური ანომალია, ზემო ტბა (აშშ), რაიონი იტაბირა მინას-ჟერაისში (ბრაზილია), რაიონები ბახარი და ორისა (ინდოეთი).

მეტამორფული (მეტასომატური) ჰემატიტური მადანგამოვლენის მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ ფოლადურის საბადო (სამხრეთ-აღმოსავლეთი საქართველო) ეს საბადო განლაგებულია ზედაკარცულ-ვულკანოგენურ წყებაში. საწყისი ქანები იყო პლაგიოკლაზიანი, რქატყუარიანი და პიროქსენიანი პორფირიტები, დიაბაზ-პორფირიტები და მათი ტუფები. ამ ქანების ფორმირების შემდეგ მიმდინარეობდა გაკვარცების (სილიციუმიანი მეტასომატოზი) და ალბიტიზაციის (ნატრიუმიანი მეტასომატოზი) ინტენსიური ზედნადები პროცესი. ამის შედეგად ქანებმა მიიღეს ეფუზიური კვარციანი ალბიტოფირებისა და კვარციანი პორფირიტების სახე (გ. ზარიძე, 1961). ინტენსიურ სილიციუმიან მეტასომატოზზე აქ შეტყვევებს პორფირიტების ძირითადი მასის ძლიერი გაკვარცება. ზოგადგილზე კვარცი მთლიანად ჩაენაცვლება პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალებს. ჩანს თუ როგორ უერთდება (ამომყვანი არხით) კვარცის ფსევდომორფოზები პლაგიოკლაზის მიმართ კვარცის ძარღვს (ნახ. 34, 35). ნატრიუმის შემოტანამ გამოიწვია ფუძე შედგენილობის პლაგიოკლაზის თანდათანობითი დენატრიტიზაცია, რომელიც უფრო მკაფე გახდა. ნატრიუმიანი მეტასომატოზი ზოგჯერ გაცეოლითებში გამოიხატება, ალბათ. გაზრდილი  $P_{H_2O}$ -იან უბნებში.

რკინამაგნეზიური მინერალების და პორფირიტების მინისებრი ძირითადი მასის დაშლის შედეგად გამოთავისუფლდება კალციუმი (იგივე ხდება აგრეთვე ფუძე პლაგიოკლაზის დაშლის შედეგად), რკინა და მაგნიუმი. კალციუმის მნიშვნელოვანი ნაწილი ხმარდება კალციტის დიდი გროვების წარმოქმნას (დაბალტემპერატურული მეტამორფიზში მალალი  $P_{CO_2}$ -ის პირობებში). მაგნიუმი იხარჯება ქლორსერპენტინის, სერპენტინის და რკინა-მადნეული მინერალების (მაგნეტიტის, ილმენიტის, ჰემატიტის) წარმოქმნაზე, რომლებიც ქანებში შედის ზოგჯერ დიდი რაოდენობით და კვარცთან ერთად ქმნიან ფსევდომორფოზებს, ცალკეულ მარცვლებს, გროვებს და დამოუკიდებელ ძარღვებს.

ქ რ ო მ ი ტ ი ს რეალური შედგენილობა არასდროს არ შეესაბამება მის ქიმიურ ფორმულას  $(Mg, Fe^{2+})(Cr_2O_4)$ . იზომორფული მინარეგებიდან მთავარია  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ . გარდა ამისა, არის  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $NiO$  და სხვ. მინარეგები. ყველა მინარევი არათანაბრადაა განაწილებული. სინგონია კუბურია: ფერი რკინისებრიდან მურა-შავამდეა.

ქრომიტი ულტრაფუძე ქანების ტიპური მინერალია. აქცესორის სა-



ნით გვხვდება ფუძე მაგმურ ქანებშიც, აგრეთვე მეტასომატური წარმოშობის ზოგიერთ სიღრმულ ქანებში, გარდა ამისა, აქცესორულ მინერალად შედის რკინის და ქვის მეტეორიტებში და მთვარის მიკროგაბროში (ამერიკული კოსმოსური აპარატების — „აპოლონ-11“ და „აპოლონ-12“ მთვარიდან ჩამოტანილი მასალების მიხედვით).

ზედაცარცულ ბერეზოვის გრანიტოიდებსა და პალეოგენურ დაიკებში, გრანოდიორიტებსა და რიოლითურ პორფირებში (აქცესორული მაგნეტიტები ..., 1975). პირველად აღმოაჩინეს ქრომშპინელიდები, რომლებშიც ულტრამაფიტების ქრომშპინელიდებთან შედარებით აღინიშნება რკინის უფრო მაღალი (51—70%) და ქრომის შედარებით დაბალი შემცველობა (18—33%); ნაკლებია მაგნიუმისა (2—7%) და ალუმინის (1,8—9%) რაოდენობაც. აქ ქრომშპინელიდებს შორის მაღალტიტანიანი სახესხვაობები ( $TiO_2$ —8—15%) მთვარის ბაზალტების ქრომშპინელების მსგავსია.

**ი ლ მ ე ნ ი ტ ი ს** (აღმოჩენის ადგილის სახელწოდების მიხედვით) ქიმიური ფორმულაა  $FeTiO_3$ . ოღონდ მინერალის რეალური შედგენილობა მას არასდროს არ შეესაბამება. იზომორფულ მინარეგებს შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია:  $MgO$  (20%-მდე),  $MnO$  (14,6%-მდე),  $Fe_2O_3$  (15,4%) და სხვ. კრისტალთა ფორმები უსწორმასწოროა. ხშირად მომრგვალებული კიდეებით, უფრო იშვიათად გვხვდება მცირე მარცვლებით შემდგარი გროვები. ილმენიტი რკინისფერი ან შავია, ზოგჯერ ფოლადისფერიც — რუხი ან მურა ელფერი. მაგნეტიტისგან და ტიტანმაგნეტიტისგან (ილმენიტისგან, რომელაც მაგნეტიტში მყარი ხსნარის სახით შედის) ილმენიტი ნაკლები მაგნიტურობით განსხვავდება, პემატიტისგან — კრისტალთა ფორმით. ილმენიტზე ხშირად ჩნდება რკინის ჰიდროქანგის ნაფიფქი, ლეიკოქსენის ქერქები და არშიები (მეორეული პროდუქტების ნარევი მუქიდან ღია ყვითელ ფერამდე).

აქცესორული ილმენიტი გვხვდება ულტრაბაზიტებში (პიკროილმენიტი კიშბერლიტებში), ფუძე, ულტრააქემქავა, კაქემქავა და ტუტე პემატიტებში. ილმენიტის მსხვილი (15 სმ-მდე სიგრძის) კრისტალები აღწერილია ილმენის მთების ნეფელინიანი სიენიტების პემატიტებში. იგი აღმოაჩენილია მეტეორიტებში (ქონდრიტებში და აქონდრიტებში) და მთვარის გრუნტში, რომელიც კოსმოსურმა აპარატმა „ლუნა-16“ ჩამოიტანა.

## მეტამორფული ქანების ქანმედიანი მინერალები

როგორც უკვე აღინიშნა, მაგმური ქანების მრავალ ქანმედიან მინერალს, კერძოდ, ყველა ან თითქმის ყველა რკინა-მაგნეზიურ მინერალს შეუძლია წარმოიშვას მეტამორფული და მეტასომატური პროცესების დროსაც: მაგრამ არის მინერალების მნიშვნელოვანი რაოდენობა, რომელთა წარმოშობა დაკავშირებულია მხოლოდ მეტამორფულ პროცესებთან. ქვემოთ მოყვანილია ასეთი მინერალების მოკლე დახასიათება, ძირითადად ა. მარაკუშევის (1973), ა. გოდივიკოვისა (1975) და ქართველ პეტროლოგთა მასალების მიხედვით.

### თვითნაბადი ელემენტები

არალითონური თვითნაბადი ელემენტი, რომელიც გვხვდება მეტამორფიტებში, გრაფიტი, (ბერძ. „გრაფო“ — ვწერ) — ალმასის ქიმიური ეკვივალენტი (იხ. თავი „მაგმური ქანების ქანმედიანი მინერალები“). გრაფიტი ყოველთვის შეიცავს როგორც არაორგანული, ისე ორგანული ნაერთების მინარევებს (ჩვეულებრივ, H, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub> და სხვ.). სტრუქტურა შრეულია. გვხვდება: ფირფიტისებრი კრისტალების, ქერცლისებრი, ფირფიტისებრი აგრეგატების, მრგვალი მარცვლების, უმცირესი (მტვრისებურამდე და კოლოიდურამდე) ნაწილაკების სახით.

გრაფიტი წარმოიქმნება სხვადასხვა გზით:

1. ნახშირბადის აირისებრი ნაერთების დაშლის შედეგად:  $2CO_2 \rightleftharpoons CO_2 + C$ ;  $CO + H_2 \rightleftharpoons H_2O + C$ ;  $CH_4 \rightleftharpoons 2H_2O + C$ ;

2. კარბონატების დაშლით:  $6FeCO_3 \rightleftharpoons 2Fe_3O_4 + 5CO_2 + C$ ;  $CaMg[CO_3]_2 + 2SiO_2 \rightleftharpoons CaMg[Si_2O_6] + 2O_2 + 2C$ ;

3. ქვანახშირის პიროლიზის შედეგად მისი მშრალი გამოხდის დროს. მაგმურ ქანებში გრაფიტი შეიძლება წარმოიქმნას CO, CH<sub>4</sub> და კარბონატული ნაერთების ხარჭზე მაგმისაგან გამოყოფის ან ასიმილირებული კარბონატების დაშლის გზით. 20—40 · 10<sup>8</sup> (20—40 კბარი) წნევის დროს დედამიწის მანტიაში გრაფიტი არამდგრადია და ალმასში გადადის.

ბოტოგოლის (ბურიატის ასსრ) საბადოში გრაფიტი წარმოიქმნის ლინზებს, ბლოკებს, ბუდეებს, ძარღვებს, ჩანაწინწყლებს ნეფელინიან სიენიტებში და ამ ქანის ქანმედიან მინერალებთანაა ასოციაციაში. თვითნაბად რკინასთან ერთად მაგმური გრაფიტი შედის დასავლეთ გრენლანდიის ბაზალტებში.

გრაფიტი ხშირად გვხვდება კრისტალურ ფიქლებში, გნეისებსა და მარ-მარილოებში. იგი გნეისებში გავრცელებულია ქერცლების, ლინზების,

ბუღეეზის, ძარღვაკების, ძარღვების სახით. ჩვეულებრივ მიგმატოტური და პეგმატოიდური ინექციების ზალბანდებში. ჩამოთვლილ ქანებში გრაფიტი წარმოიშობა ორგანული ნარჩენებისა და საწყისი სელიმიენტოგენური ქანების კარბონატებისაგან. გრაფიტის სამრეწველო საბადოები ცნობილია მარიუპოლის, კრივოი როგის, ბუგისპირა რაიონების (უსსრ) გნეისებში, მურზინსკის და ალაბაშკის (ურალი). შახტამინის (ჩიტის ოლქი) რაიონებში; გრაფიტული ფიქლები გვხვდება ფერგანის რაიონსა (უზბეკეთის სსრ) და ხაბაროვსკის მხარეში, გრაფიტის შავი ქერცლები აღმოჩენილია სლუდიანის რაიონის (სამხრეთ ბაიკალისპირეთი) თეთრ მარმარილოებში. გრაფიტის მსხვილი საბადოებიდან, რომლებიც დაკავშირებულია მეტამორფიტებთან. მთავარია კორეის, მადაგასკარის. კვებეის პროვინციის (კანადა), მონტანის შტატის (აშშ) და სხვ. საბადოები.

გრაფიტი აქცესორული მინერალის სახით არის რკინის მეტეორიტებში, ქვის მეტეორიტებში აღმოჩენილია წვრილქერცლოვანი გრაფიტი. რისის (ბავარია, გფრ) მეტეორიტულ კრატერში გრაფიტულ გნეისებში აღმოჩენილია პექსაგონური სინგონიის თეთრი ნახშირბადის ახალი სახესხვაობა — ჩაოტი.

ნახშირ-გრაფიტის ნივთიერების სტრუქტურული მდგომარეობის შესასწავლად დ. შენგელიამ, რ. ახვლედიანმა და დ. კეცხოველმა 1977 წელს ჩაატარეს ექსპერიმენტი  $300-850^{\circ}C$  ტემპერატურულ ინტერვალში ნორმალური ატმოსფერულიდან  $6110^{11}$  პა (6000 ბარი) წნევამდე. გამოკვლევის ობიექტად აღებული იყო: 1. სუსტად გრაფიტიზებული ანტრაციტები (არეკელის უნარი  $R_{min}=12,5-14,8$ ;  $R_{max}=13,6-15,3$  და  $R^a=13,5-14,4$ ), გამოყოფილი კვარც-ქლორიტ-სერიციტ-ნახშირ-გრაფიტის ფიქლებიდან, რომლებიც ქვედაპალეოზოურ ჩორჩანის წყებაში გვხვდება (ძირულის მასივის ფილიტების პალეოზოური კომპლექსის ქვედა ნაწილი); 2. კრისტალური გრაფიტები, გამოყოფილი შესაბამისად მიგმატიტის რესტიტიდან (პარაგენეზის ბიოტიტი + სილიმანიტი + პლაგიოკლაზი + კვარცი) და გვანდრის პალეოზოური წყების (მდ. პტიშის აუზი; მთიანი აფხაზეთი) გრაფიტ-გრანატ-ბიოტიტ-პლაგიოკლაზ-კვარციანი ფიქლიდან (პარაგენეზის ბიოტიტი გრანატი პლაგიოკლაზი კვარცი). მიღებული მონაცემების მიხედვით 2—6 კბარ წნევა მნიშვნელოვნად აზ მოქმედებს გრაფიტის სტრუქტურულ ცვლილებაზე, რომელიც ძირითადად ტემპერატურაზეა დამოკიდებული.

ამგვარად, ექსპერიმენტული მონაცემები ნახშირ-გრაფიტის ნივთიერების პექსაგონური სახესხვაობების მქონე პარამეტრის ევოლუციის შესახებ გვიჩვენებს, რომ რეგიონული მეტამორფიზმის პირობებში მინერალწარმოქმნის ტემპერატურის მიხედვით ნახშირბადის ნივთიერება ძალიან მგრძნობიარე ინდიკატორია.

როგორც ცნობილია, მინერალოგიური გეოთერმომეტრი, დამყარე-

ბული იზომორფული კომპონენტების განაწილებაზე თანამოარსებე ფაზათა შორის, ყოველთვის არ გამოდგება პროგრესული რეგიონულად მეტამორფიზებული ქანების მაქსიმალურ ტემპერატურათა დასადგენად. რადგან ამ ქანებმა დიაფტორეზი განიცადეს. ამ მხრივ გრაფიტული გეოთერმომეტრი უფრო საიმედოა, რადგანაც გრაფიტის ელემენტარული უჯრედის პარამეტრის სიდიდე კარგად ასახავს უმაღლეს ტემპერატურებს, რომლებიც მიიღწევა კონკრეტულ ქანში და არ იცვლება რეგრესული მეტამორფიზმის დროს.

თვითნაბადი რკინა და ნიკელი შენადნობებს წარმოქმნის თითქმის სუფთა რკინისგან  $Ni_3Fe$ -მდე (ავარუიტი). მათში ზოგჯერ შეღავნდება  $Co$ ,  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Pt$  და ოკლუზიური აირების (ლათ. „ოკლუზუს“ — დაფარული) მინარევები, ე. ი. აირებისა, რომლებიც მყარ სხეულში (ლითონში) ფარული სახითაა. მათ ეკუთვნის  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ . მინარევები ( $C$ ,  $S$ ,  $As$ ,  $S$ ) მექანიკური ჩანართებია.

გამოიყოფა ორი მინერალური სახე: ფერიტი ( $Ni < 29\%$ ) და ნიკელიანი რკინა ( $Ni = 25\%$ -მდე). მეორე მინერალური სახეა რკინიანი ნიკელი ( $Ni = 35\%$ ) და ავარუიტი ( $Ni Fe_2$ ) კუბური წყობის სტრუქტურით. ასეთივე სტრუქტურა აქვს სუფთა ნიკელსაც.

ჩამოთვლილი მინერალები ერთმანეთთან გენეტიკურადაა დაკავშირებული, ისინი ქმნიან დენდრიტებს, არასწორი ფორმის გამონაყოფებს, უწვრილეს მტვრისებრ ნაწილაკებს. თვითნაბადი სახით 1 კგ-მდე და მეტი იშვიათად გვხვდება. მაგრამ ცნობილია უზარმაზარი თვითნაბადებიც, ზოგჯერ ისინი აღწევენ ათეულ (კ. დისკოს ბაზალტებში, გრენლანდია) და ასეულ (მეტეორიტებში) ტონასაც. თითქმის სუფთა და ნიკელიანი რკინა, რომელიც ალბათ, მეტეორიტული წარმოშობისაა, დადგენილია მთვარის გრუნტში.

განხილული მინერალები ფოლადისფერ-ნაცრისფერია, აქვს ლითონის ელვარება, სიმაგრე (4—5), ქედადი და ფერომაგნიტურია, ტყეჩვადია, ზოგჯერ კუბის (რკინიანი სახე) ან ოქტაედრის (ნიკელიანი სახე) მიმართ, სიმკვრივე 7—7,8.

ნიკელიანი რკინა აღმოჩენილია აგრეთვე თვითნაბად სპილენძთან, უაირაუიტთან ( $CoFe$ ), მაგნეტიტთან, პენტლანდიტთან (ტბა მასკოკა, კანადა) ასოციაციაში. ავარუიტი გვხვდება ბალანჯეროს აზბესტის საბადოში (იტალია).

ნიკელი და სპილენძი შედარებით უფრო მდგრადია, ვიდრე ფერიტი, და, ნაწილობრივ, მაგნეტიტი. სპილენძი დაბალ ტემპერატურაზე მდგრადია ჰემატიტთან ასოციაციაშიც კი. სპილენძისა და ნიკელის ქიმიური მსგავსება გოგირდთან განაპირობებს მის გავრცელებას ლითონურ მდგომარეობაში.

## სულფიდები

სულფიდურ მინერალებიდან მეტამორფიტებში უფრო ხშირად გვხვდება პ ი რ ი ტ ი და პ ი რ ო ტ ი ნ ი. პირიტი  $\text{FeS}_2$  გავრცელებულია მეტამორფულ სელიმენტოგენურ ქანებში, აგრეთვე მეტასომატურ წარმონაქმნებში (ნახშირბადიანი და გრაფიტიანი ფიქლები, რქაქევი, ბერეზიტები, ლისტვენიტები, სერიციტიანი ფიქლები, მადნები). იგი კრისტალდება კუბურ სინგონიაში. ტემპერატურის  $700^\circ\text{C}$ -ზე მეტად აწვევისას დისოცირდება და გადადის პიროტინში და გამოათავისუფლებს გოგირდს. პიროტინი — მყარი ხსნარია  $\text{Fe}_7\text{S}_8$  —  $\text{FeS}$  (ტროილიტი), კრისტალდება მონოკლინურ (ფსევდაჰექსაგონურ) სინგონიაში. პიროტინის დაქანგვის რეაქციით განისაზღვრება მისი მდგრადობა:  $3\text{FeS} + \text{O}_2 = 0,5\text{Fe}_3\text{O}_4$  (მაგნეტიტი)  $\pm 1,5 \text{FeS}_2$  (პირიტი).

## მანგანულები

რკინის და მანგანუმის ჟანგულები ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული მეტამორფიტებში. ვ ი უ ს ტ ი ტ ი წარმოიქმნა ორვალენტიანი რკინისაგან მაღალ ტემპერატურაზე ( $600^\circ\text{C}$ -ზე მაღალი). ტემპერატურის დაწვევისას ვიუსტიტი იშლება მაგნეტიტად და ფერიტად:

მაგნეტიტი (იხ. „აქცესორული მინერალები“) მეტამორფიტებში შეიცავს მცირე რაოდენობით მაგნიუმს.  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  (მაგნეტიტი) —  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  (მაგნეზიოფერიტი) მყარი ხსნარი წარმოიქმნება მაღალტემპერატურულ და ძლიერ დამჟანგავ პირობებში. ფერიტების მაგნიუმთან მცირე მსგავსება იზრდება სამვალენტიანი რკინის ალუმინით, ქრომითა და ტიტანით ჩანაცვლებისას.

იმის გამო, რომ რკინა და მანგანუმი ჟანგბადთან ქიმიურად განსხვავებულ შენაერთებს ქმნიან, ისინი განსხვავებულ პარაგენეზისებს ქმნიან. ქანებში ორვალენტიანი მანგანუმი ლითონურ მდგომარეობაში არ გვხვდება, რადგან იგი ძალიან ჰგავს ჟანგბადს.  $\text{Mn}$ -ის დაბალი ჟანგეული — მანგანეზიტი — ინდიფერენტულია ჟანგბადის მიმართ და სტაბილურია ჟანგვა-აღდგენითი პირობების ფართო საზღვრებში.

პარაგენეზისი მაგნეტიტი — ჰემატიტი პრაქტიკულად შეთავსებულია მდგრადობის ზედა საზღვართან. მდგრადია აგრეთვე პარაგენეზისები: მანგანეზიტი — ფერიტი, ვიუსტიტი-მაგნეტიტი, ძლიერ დამჟანგავ პირობებში კი ჰემატიტი-ჰაუსტმანიტი ( $\text{Mn}_3\text{O}_4$ ), ჰემატიტი-ბიკსპუიტი ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ) და ჰემატიტი-პიროლუზიტი ( $\text{MnO}_2$ ).

რუტილი (იხ. თავი „აქცესორული მინერალები“) — მრავალ მეტამორფიტში ფართოდ გავრცელებული მინერალია. გვხვდება ეკლოგიტებში, ამფიბოლიტებში, გრანულიტებში, მარმარილოებში და სხვ. ტემპერატურის დაცემისას რუტილი გამოილენება ანატაზით. ანალოგი-

ურ პირობებში წარმოიქმნება  $TiO_2$ -ის მესამე პოლიმორფული მოდიფიკაცია (ბრუიტი).

ი ლ მ ე ნ ი ტ ი (იხ. თავი „აქცესორული მინერალები“) ტიტანის ჟანგეულებიდან მეტამორფიტებში გავრცელების მიხედვით მეორეა რუტილის შემდეგ. იგი შედის მაღალტემპერატურული გენეისების შედეგნილობაში მაგნეტიტთან ან რუტილთან ასოციაციაში. მაღალ ტემპერატურაზე წარმოიქმნება შემდეგი მყარი ხსნარები: ილმენიტი-მაგნეტიტი და ილმენიტი-ჰემატიტი. ტემპერატურის დაწვეა იწვევს მინერალების შერევალობის დაქვეითებას და ილმენიტის კრისტალებში გამოცალკევდება მაგნეტიტის ან ჰემატიტის ფირფიტები.

კ ვ ა რ ც ი (იხ. თავი „უფერული მინერალკბა“) დაბალტემპერატურულ მოდიფიკაციაში (α-კვარცი) მდგრადია  $573^{\circ}C$ -ზე ქვემოთ, ხოლო მაღალტემპერატურულში (β-კვარცი) —  $573$ — $870^{\circ}C$  ინტერვალში. შესაბამის ტემპერატურულ პირობებში სტანდარტულ წნევაზე  $\approx 10^5$  პა (1 ატმ), ეს მოდიფიკაციები ადვილად გადადიან ერთმანეთში. კიდევ უფრო მაღალ ტემპერატურაზე მდგრადია ტრიდიმიტი ( $1470^{\circ}C$ -ზე ქვემოთ) და კრისტობალიტი ( $1713^{\circ}C$  დნობის წერტილამდე). კვარცის ეს უკანასკნელი ორი მოდიფიკაცია მეტამორფიტებში პრაქტიკულად არ არის — ისინი გვხვდება მხოლოდ კონტაქტოლიტებში, რომლებიც წარმოქმნილია უკიდურესად მაღალტემპერატურული, ბაზალტური მაგმის ზემოქმედებით. წნევის აწევისას წარმოიქმნება კვარცის და მაგნეზიური მინერალების მდგრადი ასოციაციები, რომლებიც უფრო ლარბია კაჟმიწით: კვარცი + კორდიერტი → კვარცი + ენსტატიტი + სილიმანიტი (კიანიტი) → კვარცი + პაროპი. თუ წნევასთან ერთად სისტემაში რკინის შემცველობაც უკიდურესად იზრდება, ვითარდება რეაქცია კვარცისა ფაიალიტთან ერთად და წარმოიქმნება ფეროსილიკატი. ძალიან მაღალი წნევის პირობებში კვარცი გადადის კოესიტში და სტრიშოვიტში — მის მკვრივ მოდიფიკაციაში. ხსენებული მინერალები მეტამორფულ ქანებში აღმოჩენილი არაა, ისინი გვხვდება მეტეორიტულ კრატერებში.

ა. მარაკუშევი (1973) მარტივ ჟანგეულებს პირობითად აკუთვნებს უფრო რთულ ქანმაშენ სილიკატებს და ყოფს მათ ორ ჯგუფად. პირველ ჯგუფში აერთიანებს კორდიერიტს, ნეფელინს, მინდვრის შპატებსა და სხვ., რომელთა მოლური მოცულობა მეტია, ვიდრე მისი შემადგენელი ჟანგეულებისა (აბსოლუტური მინერალები); მეორე ჯგუფში — ჟადეიტს, გრანიტებსა და სხვ., რომელთა მოლური მოცულობა ნაკლებია (ისინი უფრო მკვრივია), მათში შემავალი ჟანგეულების მოცულობაზე (აბსოლუტური მინერალები). რეაქციები გაანგარიშებულია 1 მოლ  $SiO_2$ -ზე. თავისუფალი ენერჯის სიდიდით შეიძლება ვიმსჯელოთ  $SiO_2$ -თან უფრო ფუძე ჟანგეულების (მინერალების) მსგავსებაზე. იგი მცირდება (იზრდება მათი კაჟმეავიანობა) შემდეგი თანმიმდევრობით: გალენიტი → ნეფე-

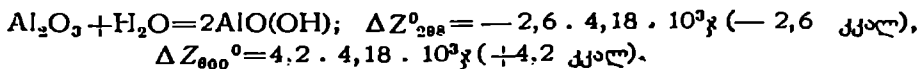
ლინი → ლარნიტი → მერვინიტი → სფენი → აკერმანიტი → გროსულარი → ვოლასტონიტი → ორთოკლაზი → დიოფსიდი → ჟადეიტი → ფორსტერიტი → პიროპი → ანორთიტი → ალბიტი → ტეფროიტი → ენსტატიტი → რო-  
დონიტი → ფაიალიტი → ანდალუზიტი.

მეტამორფიზმის ხარისხის ზრდასთან ერთად სხვადასხვა ჟანგეულის  $H_2O$ -თან ქიმიური მსგავსება მცირდება (იკვეცება ჰიდრატაციის პროცესი) შემდეგი თანამიმდევრობით:  $CaO \rightarrow MgO \rightarrow Al_2O_3 \rightarrow FeO \rightarrow Fe_2O_3 \rightarrow MnO \rightarrow MnO_2 \rightarrow TiO_2 \rightarrow SiO_2$ . მეტამორფიზმის დროს ორი უკანასკნელი ჟანგეულის შემთხვევაში ჰიდრატაცია საერთოდ არ ხდება. მას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს მხოლოდ ეგზოგენურ პროცესებში.

### ჰიდროქანაზაი

ალუმინი და მაგნიუმი მეტამორფიტებში გვხვდება  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  ჟანგეულებისა და  $Mg(OH)_2$ ,  $Al(OH)_3$  და სხვ. ჰიდროქანაზების სახით.  $H_2O$ -ს სტანდარტული წნევის პირობებში ბრუსიტი  $Mg(OH)_2$  (ტრიგონული სინგონია) და პერიკლაზი  $MgO$  (კუბური სინგონია) მდგრადია ძალიან დაბალ ტემპერატურაზე.  $PH_2O$ -ს ზრდასთან ერთად წონასწორობის ტემპერატურა სწრაფად იმატებს. პერიკლაზი ტიპური მაღალტემპერატურული მინერალია, რომელიც წარმოიქმნება მაგნიუმშემცველი საწყისი ქანებიდან—მაგნეზიტებიდან, დოლომიტებიდან და სხვ. ბრუსიტი წარმოიქმნება ულტრაბაზიტების სერპენტინიზაციისას (წარმოქმნის ძარღვაკებს სერპენტინში) და მაგნეზიური მარმარილოების კონტაქტური მეტამორფიზმის დროს.

კორუნდი ( $\alpha=Al_2O_3$ ) გავრცელებულია სილიციუმით გაუჯერებელ თიხამიწა მეტამორფიტებში, სინგონია ტრიგონულია, თეთრი ფერისაა. კორუნდის ჰიდრატაცია ხდება დაბალ ტემპერატურაზე:



ამ დროს წარმოიქმნება დიასპორი და ბემიტი, რომელთა მდგრადობის არეა (გამოთვლით)  $450^\circ K$ . მასში ჩვეულებრივ შედის ქრომის, რკინისა და ტიტანის მინარევეები, აგრეთვე  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , რკინისა და ტიტანის მინარევეები კორუნდის ცისფერი და ყვითელი სახესხვაობებისათვის — საფირონისათვისაა დამახასიათებელი. ქრომის მინარევისაგან იგი წითელი ხდება. ასეთ კორუნდს ლალი ეწოდება.

კორუნდი გვხვდება კაემიწით ღარიბ რქაქვებსა და მეტამორფიტებულ ბოქსიტებში, რომლებთანაც დაკავშირებულია ზუმფარის საბადოები, გვხვდება აგრეთვე ღრმად მეტამორფიზებულ ქანებში — გნეისებში, გრანატიან ამფიბოლიტებში, გრანულიტებში (სამხ. ნორვეგია, ფინეთის

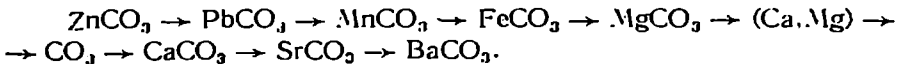
ლაპლანდია. პოლარული ურალი და სხვ.), კორუნდიანი პეგმატიტების განვითარების რაიონები არის შრი-ლანკაში, ინდოეთში, ბირმაში.

აქცესორული კორუნდი შეიძინევა სიენიტების ტიპის კაჟმიწით ღარიბ ინტრუზივებში. მაგალითად, სიენიტების კალიუმის მინდვრის შპატის ოვოიდებში არის 5 სმ-მდე სიგრძის კორუნდის კრისტალები (ილმენის მთები ურალზე. კრაიმონტი. პროვინცია ონტარიო კანადაში და სხვ.). კორუნდის უწყვილესი (<300 მკმ) თეთრი მომრგვალებული და წაგრძელებული მარცვლები აღმოჩნდა რეგოლიტში, რომელიც მთვარიდან „აპოლონ 11“-მა ჩამოიტანა.

კორუნდები და ზუმფარები გამოიყენება აბრაზივებად. გამჭვირვალე ფერადი კრისტალები პირველი ხარისხის ძვირფასი ქვებია. ლალებით შემკულია მოსკოვის კრემლის ხუთი ხუთქიმიანი ვარსკვლავი. ცნობილია ქ. მოგონის (ბირმა) ლალის ქვიშრობული საბადოები, შრი-ლანკას ლალი და საფირონი. კაშმირის და კამპუჩიის (ბატამბანგის მიდამოები) საფირონები. მაღალხარისხოვანი კორუნდი გამოიყენება ზუსტ მექანიკაში (ღერძების საყრდენები საათებში და ა. შ.), ლაზერებში და სხვა ოპტიკურ ხელსაწყოებში, აგრეთვე საიუველირო საქმეში. ამჟამად კორუნდს ხელოვნურად იღებენ.

### კარბონატები

თერმოდინამიკური გამოთვლების თანახმად, კარბონატების ზღვრული მდგრადობა იზრდება (მარტივ ეანგეულებთან წონასწორობით) ასეთი თანამიმდევრობით:



CO<sub>2</sub>-ის მოცემული რეაქციის პირობებში შესაბამისად მეორდება ეანგეულობის სტაბილურობის ველი.

მადნეული ლითონების კარბონატები (სმიტსონიტი, ცერუსიტი და სხვ.) საკუთრივ მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელი არაა, ისინი გვხვდება ჰიდროთერმულად შეცვლილ ქანებში. იგივე შეიძლება ითქვას მანგანუმისა და რკინის კარბონატების შესახებ, თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ როდოქროზიტი (MnCO<sub>3</sub>) შედის სუსტად მეტამორფიზებულ მანგანუმის მადნებში, რომლებიც წარმოქმნილია MnCO<sub>3</sub>-ის კოლოიდური ნალექების და თიხოვანი მასალის გადაკრისტალების შედეგად. ძლიერ მეტამორფულ ქანებში დამატებით გამოიყოფა სპესარტინი, ქლორიტი, როდონიტი.

სიდერიტი შამოზიტთან ერთად დანალექი თიხოვანი რკინიანი მადნების ტიპური მინერალია. სიდერიტები (ოლიგონიტები) და ანკერიტები Ca(Mg, Fe, Mn) (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> განვითარებულია ჰიდროთერმულ ძარღვებში



და ჰიდროთერმულად შეცვლილ ქანებში. სიდერითი მდგრადია მხოლოდ ძალიან სუსტი მეტამორფიზმის პირობებში. მეტამორფიზმის დროს სიდერიტის მდგრადობის არე ფართოვდება. ამასთან იზრდება მაგნიუმის შემცველობა და შეინიშნება სიდეროპლეზიტსა და პისტომეზიტში (Mg, Fe) CO<sub>3</sub> გადასვლა. სიდეროპლეზიტის ფიქლების შედგენილობაში შედის აგრეთვე გრანატი და კუმინგტონიტი. მეტამორფიზმისაღმე უფრო მეტ მდგრადობას იჩენს ანკერიტი, რომელიც კარბონატული გრანატ-კუმინგტომიტის ფიქლების ჩვეულებრივი მინერალია.

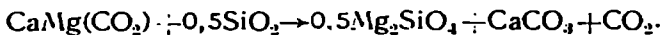
მაგნეზიტი შედის მაგნეზიტური მარმარილოების მსხვილი სხეულების შედგენილობაში. ისინი ცნობილია ჩინეთისა და კორეის კამბრიულისწინა ფორმაციებში. მათი წარმოშობა უკავშირდება საწყისი კარბონატული ნალექების მაგნეზიურ მეტასომატოზს, რომლებმაც განიცადეს სიღრმული წარმოშობის მაგნიუმშემცველი ხსნარების ზემოქმედება. მაგნეზიტების გრანიტოიდებით გაკვეთის კონტაქტში წარმოქმნილია სკარნები, სადაც გვხვდება ფორსტერიტი, ჰიპერსტენი, შპინელი და მაგნეტიტი.

მეტამორფიტებში უფრო ხშირად გვხვდება დოლომიტი. მისი მდგრადობის ზედა ზღვარი განისაზღვრება პერიკლაზისა და კალციტის წარმოქმნით:



დოლომიტური ნალექების უფრო მაღალტემპერატურული (750-დან 800°C-მდე) მეტამორფიზმისას წარმოიქმნება კალციტი პერიკლაზთან ასოციაციაში. კალციტ-პერიკლაზიანი მარმარილოები შეიძლება წარმოიქმნას ჰიპაბისურ ბაზიტებთან (დოლკრიტებთან) კონტაქტში. დაბალტემპერატურაზე დოლომიტი გადაკრისტალდება დოლომიტურ მარმარილოდ. სილიციუმ-თიხოვან მასალასთან რეაქციები განაპირობებს მაგნეზიური სილიკატების — ფოსტერიტის, შპინელის, დიოფსიდის და სხვ. წარმოქმნას.

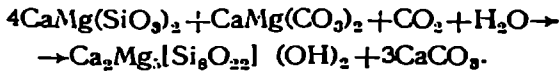
მაღალ ტემპერატურაზე მეტამორფიზმისას დოლომიტის ხარჯზე წარმოიქმნება ფორსტერიტი კალციტთან ასოციაციაში. ეს რეაქცია მიმდინარეობს ასე:



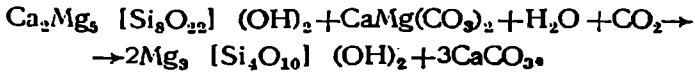
რეგრესულ მეტამორფიზმს (ტემპერატურის დაწევას) მიყვავართ ამ პარაგენეზისის არამდგრადობამდე და დოლომიტი — დიოფსიდი ასოციაციის წარმოქმნამდე:



ტემპერატურის დაწვეის შემდეგ სტადიაში (საშუალოტემპერატურულ პირობებში) დოლომიტიან მარმარილოებში დიოფსიდი გამოიდევენება ტრემოლიტით:



: ტემპერატურის შემდგომი დაწევის შედეგად ჩნდება ტალკი:



კალციტი-ტალკი მინერალური პარაგენეზის მიხედვით წარმოიქმნება პარაგენეზისი დოლომიტი-კვარცი. სტექიომეტრიულ რეაქციას აქვს შემდეგი სახე:



ამგვარად, დაღმავალი ტემპერატურის მიმართულებით მოსალოდნელია დოლომიტიანი მარმარილოების (მინერალური პარაგენეზისების) შემდეგი ხუთი ფაციესი: დოლომიტ-ფორსტერიტ-კალციტური, დიოფსიდ-დოლომიტური, ტრემოლიტ-კალციტ-დოლომიტური, დოლომიტ-ტალკ-კალციტური და დოლომიტ-კვარცული.

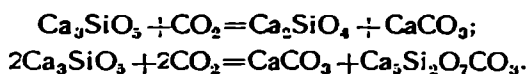
დანალექ და მეტამორფულ ქანებში კარბონატებიდან ყველაზე გავრცელებულია კალციტი. მაღალტემპერატურული კალციტი შეიძლება შეიცავდეს მაგნიუმის კარბონატს (30 მილ %-მდე)  $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$  მყარი ხსნარის წარმოქმნით. ტემპერატურის დაწევასთან ერთად მყარი ხსნარი იშლება, რაც დამახასიათებელია მაგნიზიურკირქვეული მარმარილოებისათვის, სადაც კალციტების მარცვლებში გამოცალკევდება დოლომიტის ფირფიტები.

მეტამორფიზმის გეოქიმიური რეჟიმის დასადგენად მნიშვნელოვანია კალციტის პარაგენეზისები ალუმინატებთან, ალუმოსილიკატებთან და კალციუმის სილიკატებთან. ქვემოთ ისინი განხილულია ა. მარაკუშევის (1973) მონაცემების მიხედვით.

$\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  სისტემაში ფლუიდური რეჟიმის ( $\text{P}_{\text{CO}_2}$ ,  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ) სხვადასხვა პირობებში თვით კალციუმისა და მინერალები წარმოდგენილია კალციტის ან არაგონიტის სახით. მეტამორფიზმის დროს კირი  $\text{CaO}$  და მისი ჰიდრატი  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  არამდგრადებია. იგივე შეიძლება ითქვას ალუმინატებზეც, რომლებმაც კარბონატიზაცია განიცადეს, რის შედეგადაც წარმოიქმნება სტაბილური ასოციაცია კალციტისა კორუნდთან, ხოლო დაბალი ტემპერატურის პირობებში — კალციტისა დიასპორთან  $\alpha = \text{AlOOH}$ , ბემიტთან  $\gamma = \text{AlOOH}$  ან ჯიბსიტთან  $\alpha = \text{Al}(\text{OH})_3$ . თუ მინერალებში შედის რკინა, რომელიც ჩაენაცვლება ალუმინს, წარმოიქმნება მდგრადი ალუმინატები კალციუმით მდიდარ მაღალტემპერატურულ მინერალებთან პარაგენეზისში. მათ ემატება ბრაუნ-მილერიტი —  $\text{Ca}_{12}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_{15}$ . ეს უკანასკნელი მინერალი და მაიენიტი (სკაპოლიტის იზო-

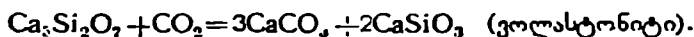
მორფული ნარევის საბოლოო წვერი, იხ. ქვემოთ) წარმოიქმნება კირ ქვიანი ქანების ძალზე მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმის დროს დოლერიტთან კონტაქტში ლარნიტთან  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ , მერვინიტთან და სპურიტთან  $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7\text{CO}_3$  ასოციაციაში.

ალიტი ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ) ადვილად განიცდის კარბონიტოზაციას, ჩვეულებრივ, იგი მეტამორფულ ქანებში არ გვხვდება. ძალიან დაბალ  $P_{\text{CO}_2}$ -ზე სტაბილურია პარაგენეზისი ლარნიტი-კალციტი ან  $\approx 1 \cdot 10^5$ პა (400 ატმ)  $P_{\text{CO}_2}$ -ის პირობებში — სპურიტი-კალციტი:

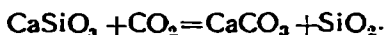


სპურიტი გავრცელებულია კირ ქვების და ბაზიტების (დოლერიტი, გაბროიდები) და წარმოიქმნება მაღალი ტემპერატურის პირობებში. ტემპერატურის დაწვეისა და  $P_{\text{CO}_2}$  პარტიკალური წნევის მომატებისას კი სპურიტი გადადის (ჩანაცვლება) ტილეიტში:  $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 + \text{CO}_2 = \text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)_2$ .

ტემპერატურის დაწვეისა და  $P_{\text{CO}_2}$ -ის აწვეისას ხდება ტილეიტის სტაბილიზაცია და მისი პარაგენეზისების გაფართოება, ლარნიტის გამოდევნით გარკვეულ საზღვრამდე, რის შემდეგაც ტილეიტის ნაცვლად წარმოიქმნება კონტაქტოლიტებში გავრცელებული პარაგენეზისი კალციტი-ვოლასტონიტი შემდეგი რეაქციით:



ეს უკანასკნელი მინერალი, თავის მხრივ, იშლება (დაახლოებით  $600^\circ\text{C}$ -მდე) კალციტად და კვარცად, რაც დამახასიათებელია რეგიონული მეტამორფიზმის უბნებისათვის:



გამოიყოფა შემდეგი ოთხი მეტამორფული ფაციისი: სპურიტული (ლარნიტული), ტილეიტური, ვოლასტონიტ-კალციტური და კვარც-კალციტური.

კალციტისა და კალციუმ-მაგნეზიური სილიკატების წონასწორობის დროს გამოიყოფა შემდეგი ფაციისები: მერვინიტული  $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$ , ( $1000^\circ\text{C}$ -ზე ზემოთ), კალციტ-აკერმანიტული (მონტიჩელიტური)  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ , (მდგრადი  $900^\circ\text{C}$ -მდე) და კალციტდიოფსიდური  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  ( $900^\circ\text{C}$ -ზე ქვემოთ).

კალციუმისანი ალუმოსილიკატები და კალციუმისა და ალუმინის სილიკატები კარბონატიზაციისადმი შედარებით მდგრადია, გელენიტისა  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{SiO}_7$  და კალციუმისანი პიროქსენის  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_7$  გამოკლებით, რომლებიც ძალიან მაღალი ტემპერატურით და დაბალი  $P_{\text{CO}_2}$  წნევითაა

შემოფარგლული. გროსულარის  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$  მდგრადობა შემოიფარგლება კარბონატული ასოციაციებით ციზიტი — კვარცი-კალციტი, პლაგიოკლაზი-კვარცი-კალციტი (მყარ. ფაზებზე მაღალი წნევის მოქმედებით) და ვოლასტონიტი-პლაგიოკლაზი-კალციტი (დაბალი წნევის არეში), ხოლო ტემპერატურის დაწვევისას ფუძე პლაგიოკლაზი შემოიფარგლება ციზიტი-კიანიტური და კიანიტი-კალციტური წონასწორობებით. პლაგიოკლაზის წონასწორობის დამყარებაში მნიშვნელოვანია ანორთიტის დაშლის რეაქცია თიხოვან მინერალებად (კალინი და სხვ.) და კალციტად ან ციზიტად, რის შედეგადაც შეიძლება ამ მინერალების წვრილი აგრეგატი წარმოიქმნას (წონასწორობის წყვილები), რომელსაც სოსურიტი ეწოდება — „სოსურიტული წონასწორობა“.  $\text{CO}_2$ -ის კიმიური აქტიურობის დაქვეითება იწვევს ფუძე პლაგიოკლაზის მდგრადობის გაფართოვას და  $P_{\text{CO}_2}$ -ის ზოგიერთი მნიშვნელობისას იგი შეიძლება შეუთავსდეს სოსურიტის ველს, რაც ბუნებაში ხშირად შეინიშნება.  $\text{CO}_2$ -ის საკმაოდ მაღალი წნევის დროს კალციუმით მდიდარი სილიკატები არამდგრადია. მათ ეკუთვნის ლომონტიტი —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , ვარაკიტი —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , პრენიტი —  $\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$  და ლავსონიტი —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

$$P_{\text{CO}_2} = 10^3 \text{ ბარი} \text{ და } P_{\text{H}_2\text{O}} = 10^3 \text{ ბარი}$$

დროს გამოთვლების მიხედვით კარბონატული პარაგენეზისების მდგრადობა ძალიან შემოფარგლულია და ზემოხსენებული კალციუმის სილიკატები, რომლებიც აბსოლუტურ მინერალებს ეკუთვნის, შესაბამისად მაღალ სტაბილურობას იძენენ.  $P_{\text{CO}_2}$ -ის დაწვევა გროსულარისა და ვოლასტონიტის მდგრადობის ველის მნიშვნელოვან გაფართოებას იწვევს.

$\text{CO}_2$  ხშირად გავლენას ახდენს მინერალური პარაგენეზისების თანაფარდობაზე. მეტამორფიზმს, რომელიც  $\text{CO}_2$ -ის ძალიან დაბალ წნევაზე ხორციელდება, ალბათ ადგილი აქვს ევგოსინკლინების განვითარების ადრეულ სტადიაში, როცა  $\text{CO}_2$ -ის ადვილი მიგრაციის პირობებია. კერძოდ, ზედაპირის მახლობელი სუბველკანიტების. „ლია“ რღვევების გასწვრივ და ა. შ. ამ გარემოში წარმოიქმნება ისეთი მინერალები, როგორიცაა ლომონტიტი, ვარაკიტი, ლავსონიტი. მწვანე ქვიური მეტამორფიზმის პირობებში, როცა წარმოიქმნება ეპიდოტუმეცველი ქანები აქტივობით. ქლორიტითა და სხვა მინერალებით, ფართოდაა გავრცელებული პრენიტი.

ს კ ა პ ო ლ ი ტ ი ს (ბერძნ. „სკაპოს“ — ლერძი, მოცემულია კრისტალების სვეტისებრი აგებულების გამო) სინგონია ტრიგონულია. ამ ჯგუფის მინერალები გავრცელებულია მეტამორფულ ქანებს შორის. მათი წარმოქმნის  $P_T$  პირობები შეესატყვისება ამფიბოლურ ფაციესზე უფრო მაღალ საფეხურს. თვლიან, რომ სკაპოლიტები წარმოიქმნება მაგმური

გზითაც. ჩვეულებრივ, ისინი წარმოიქმნება პლაგიოკლასისაგან. ისინი მყარი ხსნარებია:  $3\text{Na}|\text{AlSi}_3\text{O}_8| \cdot \text{NaCl}$  (მარიალიტი) —  $3\text{Ca}|\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8| \text{CaCO}_3$  (მეიონიტი) იზომორფული ნარევი. სკაპოლიტის ქიმიური ფორმულაა  $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_4 |\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_3 \times \text{Si}_6\text{O}_{21}| \cdot (\text{Cl}, \text{F}, \text{OH}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$ . იზომორფიზმი პლაგიოკლასების ანალოგიურია ე. ი. პეტეროვალენტურია. Na-ის Na<sup>+</sup> - Ca თანათარდობისგან, ე. ი. Na-ის მოლური წილის შესაბამისად არჩევენ სკაპოლიტების ოთხ სახეს:

მარიალიტი  $3\text{Na}|\text{AlSi}_3\text{O}_8| \text{NaCl}$  ( $\text{Me}_{0-2}$ );  $Ng = 1.540—1.541$ ,  
 $Np = 1.546—1.550$ .

დიპირი ( $\text{Me}_{23-26}$ );

მიკონიტი ( $\text{Me}_{30-75}$ );

მეიონიტი  $3\text{Ca}|\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8| \text{CaCO}_3$  ( $\text{Me}_{75-100}$ );  $Ng = 1.556—1.562$ ,  
 $Np = 1.590—1.600$

### ალუმინის სილიკატები და გათი ჰიდრაბაციის პროდუქტები

მეტამორფიზმის დროს ალუმინს შეუძლია ჩაენაცვლოს სილიციუმს სილიციუმთანგაბადიან ტეტრაედრებში ალუმოსილიკატების წარმოქმნით ან გარდაიქმნას ექვსმკვი კოორდინაციის ალუმინის სილიკატებად. კატიონების მსგავსად შეიძინოს უფრო ფუძე თვისებები. გარდაქმნას თან სდევს ეგზოთერმული ეფექტები. მინერალთა მოცულობის მნიშვნელოვანი შემცირება, რაც შესაბამისად დაკავშირებულია ტემპერატურის დაწვეასა და წნევის აწევასთან. გარდაქმნების ხასიათი ასეთია: ალბიტი და ნეფელინი გადადის ყადეიტში, ანორთიტი და ვოლასტონიტი — გროსულარსა და კვარცში. ანორთიტი-გროსულარში. კიანიტსა და კვარცში, პლაგიოკლასი და ორთოპიროქსენი — პიროპ-ალმანდინურ გრანატსა და კლინოპიროქსენში, სილიმანიტი და ანდალუზიტი — კიანიტში და სხვ.

ყ ა დ ე ი ტ ს მიღებული მონაცემების მიხედვით დაბალტემპერატურულ არეში არა აქვს წნევის ქვედა საზღვარი, მაგრამ პარაგენეზისი ყადეიტი — კვარცი სტაბილურია მხოლოდ  $7 \cdot 10^3$  პა (კბარ) მაღალ წნევაზე. ყადეიტის კომპონენტების და მისი დაშლის პროდუქტების — მინდვრის შპატებისა და ფელდშპატიდების იზომორფიზმი საშუალებას გვაძლევს გავიგოთ მეტამორფიზმის პირობები ამ მინერალის წარმოქმნისას. ალუმინი, რომელიც მინდვრის შპატებში ოთხმკვი კოორდინაციაშია, ექვსმკვი კოორდინაციაზე გადასვლასთან ერთად (ყადეიტში) ძირფესვიანად ცვლის სხვა კომპონენტებიან იზომორფიზმის შესაძლებლობებს, მაგრამ შეიძლება ჩანაცვლდეს სამვალენტანი რკინით, ყადეიტი ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ) — ეგარინის ( $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ ) რიგის მყარი ხსნარის სახით. ამიტომ

რკინიანი ჟადეიტები გვხვდება ნატროუმის (გლაუკოფანიანი) მეტამორფიზმის არეში.

წნევის დაწევისას თანმიმდევრულად ვითარდება შემდეგი მინერალური ფაციესები: 1. უალბიტო (თეორიული შედგენილობის ჟადეიტ-კვარცი), 2. ჟადეიტ-კვარც-ალბიტური (მაგალითად, ფრანცისკული ფორმაცია კალიფორნიაში), 3. ჟადეიტ-ჰემატიტ-ალბიტური (მაგალითად, პენსილვანიის ზონის ფორმაცია კამჩატკაზე), 4. ჟადეიტ-ნეფელინ-ალბიტური, 5. ჰემატიტ-ნეფელინ-ალბიტური.

ქროგორც ითქვა, ალუმინის სილიკატები, მაღალი წნევის დროს გამოიწვევენ ალუმოსილიკატებს, ავლენენ ძლიერ ქიმიურ მსგავსებას ნატროუმთან და სუსტს — კალიუმთან. ამ პირობებში კალიუმი იძენს დედამიწის ზედა ჰორიზონტებში მიგრაციის უნარს შესაბამის მდნართან ერთად ან ხსნარის სახით, რომელიც ხელს უწყობს მეტასომატურ პროცესებს (კალიუმის მიგრაციას).

მინდვრის შპატებში ტემპერატურის აწევისას თანმიმდევრულად გამოიყოფა მყარი ხსნარების შემდეგი სტრუქტურული სახესხვაობები (გამარტივებული სახით): [მიკროკლინი-დაბალტემპერატურული (დობალი) ალბიტი] — [ორთოკლაზი-დაბალი ალბიტი] — [სანიდინი — მაღალტემპერატურული (მაღალი) ალბიტი] — [მაღალი სანიდინი — მაღალი ალბიტი].

ჟადეიტის ჩანაცვლება მინდვრის შპატით ან ნეფელინით იშვიათია. ამის მაგალითია ჟადეიტის ნეფელინიზაციის კარგად გამოხატული პროცესი (ტიბეტი). აქ, ს. ტილის მიხედვით, ჟადეიტის გადარჩენილ მარცვლებში აღინიშნება ნეფელინის წვრილი მკვეთარი ძარღვები.

ჟადეიტის, ტუტე მინდვრის შპატისა და ნეფელინის რეგრესული მეტამორფიზმი (ჰიდრატაცია) ხორციელდება ამ მინერალების ანალციმით ჩანაცვლებით, რაც განისაზღვრება გამოთვლილი მონაცემებით, დაბალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებით, თუმცა არის შეტად სადაო მოსაზრება ტუტე ბაზალტებში (ტუშენიტებში) მაგმიდან ანალციმის გამოყოფის შესახებ. ამავე დროს აღნიშნავენ, რომ მაგმურ ქანებში ანალციმი მეორეული წარმოშობისაა, წარმოიქმნება რა ლეიციტოსაგან, ნეფელინისა და სხვა მინერალებისაგან მათი ჰიდრატაციის შედეგად. ეს კარგად ჩანს საწყისი მინერალების ჩანაცვლების სტრუქტურებიდან ჟადეიტთან გლაუკოფანურ ქანებში ანალციმი ცეოლიტებთან ერთად ჰიდროთერმული წარმოშობისაა. გრაუვაკულ დასტებში ვულკანური ტუფების შრეებიდან მინისებურა ქანების ნატეხები ჩანაცვლდება ანალციმითა და გვილანდიტით.

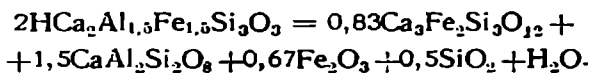
ვაიოაკიტი ანალციმის კალციუმიანი ანალოგია, რომელიც ხშირად გვხვდება ტუფოგენურ ქვიშაქვებსა და ბრეჩჩიებში, მინისებრ ტუფებში, იგნიმბრიტებსა და ანდეზიტებში, რომელთათვის დამახასიათებელია

ბელია ჰიდროთერმული პროცესები. იგი წარმოიქმნება აგრეთვე ფუძე პლაგიოკლაზისაგანაც. ვაირაკიტი და ლომონტიტი წნევის აწევასთან ერთად გადადიან ლავსონიტში, დამახასიათებელი ფსევდომორფოზების წარმოქმნით.

საქართველოს ტერიტორიაზე ფართოდაა გავრცელებული მეზოზოური და ნეოგენური (კავკასიონის სამხრეთი ფერდი), აგრეთვე პალეოგენური (აჭარა-თრიალეთის ქედა) ანალციმიანი ქანები, რომელთა დედაქანები მაგმური წარმოშობისაა. მათში შემავალი ანალციმის ჩანაცვლების სტრუქტურების ყურადღებით შესწავლა მიგვითითებს ანალციმის მეორეულ (ზედნადებ-მეტამორფულ) წარმოშობაზე (გ, ზარიძე, 1961).

ეპიდოტი წარმოიქმნება დაბალტემპერატურულ პირობებში (რეგრესული მეტამორფიზმი) ფუძე პლაგიოკლაზისაგან. ამ უკანასკნელში შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე სოსურიტი, რომელიც ეპიდოტის ან ციოზიტის, კარბონატის, პრენიტის, თიხოვანი მინერალების წერილმარცვლოვანი აგრეგატია.

დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმის ( $\approx 200^{\circ}\text{C}$ ) პირობებში ეპიდოტურ მინერალებთან ასოციაციაში შედის მკავე პლაგიოკლაზი-ალბიტამდე. ალუმინის იზომორფული ჩანაცვლება რკინით ( $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ ) ციოზიტ-ეპიდოტის რიგში მდგრადია  $580^{\circ}\text{C}$ -მდე  $P_{\text{H}_2} = 100\text{მპა}$  ( $1000\text{ატმ}$ ) დროს. ეპიდოტური მინერალების დეჰიდრატაციისას წარმოიქმნება უფრო ფეროფილური მინერალი — ანდრადიტი — გროსულარული გრანატი. უფრო მაღალი ტემპერატურა იწვევს რკინიანი ეპიდოტის დაშლას ანდრადიტად, პლაგიოკლაზად, ჰემატიტად და კვარცად:



ტემპერატურის დაწევა იწვევს ეპიდოტური მინერალების მდგრადობის ველის გაფართოებას.  $400^{\circ}\text{C}$ -ზე მეტი ტემპერატურის პირობებში და წნევის აწევისას პლაგიოკლაზის დაშლას უწყლო მინერალებად მიიყვანართ ალუმინის სილიკატების, კერძოდ, გრანატების გაჩენამდე. ზომიერი წნევისას გროსულარი წარმოიქმნება ანორთიტის ვილასტონიტთან რეაქციის შედეგად. იგი გავრცელებული მინერალია კირქვიან სილიკატურ რქაქვებში და სკარნებში, აგრეთვე ეპიდოტთან და არენიტთან ერთად ბაზალტებში. მაღალი წნევის პირობებში მდგრადია პარაგენეზისი გროსულარი-კანიტი, რომელიც წარმოიქმნება ანორთიტის სრული დაშლისას. ეს პარაგენეზისი დამახასიათებელია გროსულარ-დისტენიანი ქანებისათვის (გროსპიდიტებისათვის), რომლებიც შედიან კომპლექტებში ქსენოლითების სახით. გროსულარში ანდრადიტული კომპონენტის, სკარნებისა და კონტაქტმეტამორფიტების ტიპური მინერალის შემცვე-

ლობის გაზრდით გროსულარების მდგრადობის ველი ფართოვდება.

მეტამორფული ქანების პეტროლოგიაში დიდი მნიშვნელობა აქვს  $Al_2SiO_5$ -ის პოლიმორფული მოდიფიკაციების — სილიმანიტის, ანდალუზიტისა და კიანიტის მდგრადობის პირობებს, რომელთაც თავის ატომურ სტრუქტურაში ალუმინის სხვადასხვა კოორდინაციული რიცხვი აქვს — შესაბამისად ოთხმაგი, ხუთმაგი, და ექვსმაგი. ჩამოთვლილი მინერალების ერთმანეთში გადასვლა მიმდინარეობს ალუმინის სტრუქტურული პოზიციის შეცვლით. კიანიტისა და ანდალუზიტის ჰიდრატაცია ხდება  $400^{\circ}C$ -ზე დაბალ ტემპერატურაზე პიროფილიტის, კაოლინიტისა და სხვა მინერალების წარმოქმნით ასეთი თანმიმდევრობით: 1. კიანიტი (ანდალუზიტი)  $\rightarrow$  კვარცი = პიროფილიტი; 2. კიანიტი (ანდალუზიტი)  $\rightarrow$  პიროფილიტი = კაოლინიტი; 3. კიანიტი (ანდალუზიტი)  $\rightarrow$  კაოლინიტი  $\rightarrow$  კორუნდი (დიასპორი).

ტემპერატურის შემდგომი დაწევა იწვევს პიროფილიტის სრულ გამოდევნას კაოლინიტით და კვარცით. ანდალუზიტის და კიანიტის არსებობა კვარცთან ერთად ქლორიტთან, ქლორიტოიდთან და სერიციტთან ასოციაციაში მიგვიჩვენებს მათ მდგრადობაზე  $350^{\circ}C$  ტემპერატურამდე. ეს არ ვრცელდება სილიმანიტზე, რომლის მდგრადობა  $500^{\circ}C$ -ს აღემატება.

თიხოვანი ნალექების მეტამორფიზმის ყველაზე ადრეულ სტადიაში დაბალი ტემპერატურის პირობებში წარმოიქმნება წყლიანი ქარსიანი სილიკატები, კერძოდ, ქლორიტები, ჰიდროქარსები, სტილპნომელანი, სერიციტი, ფენგიტი და სხვ. ტემპერატურის რამდენადმე აწევისას კიანიტიდან მწვავე კალციუმთან (KOH) რეაქციით გამოიყოფა მუსკოვიტები, ფენგიტური ნაწილის სულ ნაკლები შემცველობით, შემდეგ წარმოიქმნება ბიოტიტი.

სტ ა ვ რ ო ლ ი თ ი (ბერქნ. „სტავროსი“ — ჯვარი, „ლითოს“ — ქვა, დამახასიათებელი ჯვრისებრი მრჩობლების გამო) მიეკუთვნება სუბფენოვან ორთოსილიკატებს. ქიმიური ფორმულაა  $2Al_2SiO_5 \cdot [OH]_2$ , რომელიც ყოველთვის გადახრილია კონკრეტული სტავროლითის შედგენილობისაგან Mg, Fe და Ti-ის იზომორფული მინარევების შედეგად. დადგენილია, რომ სტავროლითის კრისტალში შედგენილობა იცვლება სექტორულად. სინგონია რომბულია. კრისტალებს აქვს მოკლე და მსხვილი პრიზმების სახე; პრიზმატულ კრისტალებს დადებითი წაგრძელება აქვს. გრძელი პრიზმები იშვიათად გვხვდება. ტყეჩვადობა მეორე პინაკოიდის მიმართ თლილებში ყოველთვის არაა კარგად გამოხატული. დამახასიათებელია ჯვრისებრი მრჩობლები (032). პრიზმული წახნაგის მიმართ მრჩობლები ქმნიან სწორ. ხოლო (232) ირიბი წახნაგის მიმართ — ირიბ ჯვარს. სტავროლითის ფერი *Ng* მიმართ ნარინჯისფერ-ყვითელი ან მოოქროსფერო-ყვითელია, თითქმის უფერული ან ბაცი მოყვითალო *Np*-ს მიმართ.



გარდატეხის მაჩვენებელი  $Np=1,736$ -დან  $1,747$ -მდეა.  $Ng=1,746$ -დან  $1,762$ -მდე.  $Ng$  ლერძი შეთავსებულია მესამე კრისტალოგრაფიულ ლერძთან. ხოლო  $Nim$  ლერძი — პირველთან.  $2V = 80^\circ - (87^\circ)$ . ოპტიკური ლერძების სიბრტყე პირველი პინაკოიდი და პერპენდიკულარულია ტექნიკადობის სიბრტყისა. ოპტიკური ლერძების დისპერსია ზოგჯერ შეუმჩნეველია.

სტავეროლითი საკმაოდ მდგრადი მინერალია. კაემიწით და რკინით მდიდარ მეტამორფიტებში იგი ხშირად გვხვდება გრანატთან, ანდალუზიტთან, დისტენთან, ქლორიტოიდთან, კორდიერიტთან, ქარსთან, მაგნეტიტთან, ბრუციტთან და სხვ. ასოციაციაში. წარმოიქმნება რეგიონულ მეტამორფიზმის შუალედური საფეხურის პირობებში.

ქლორიტოიდი (ქლორიტთან ფერისა და გარეგნული მსგავსების გამო) სუბფენოვანი ორთოსილიკატია. მისი ქიმიური ფორმულაა  $(Fe^{2+}, Mg)(Al, Fe^{3+})_2 Al_2 [Si_2O_5(OH)_2]$ . ქლორიტოიდების შედგენილობა მერყეობს იზომორფული მინარევების გამოც. კერძოდ,  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$  ( $10-25$ -დან  $42$  ატ.  $\%$ -მდე),  $Al \rightarrow Fe^{3+}$  ( $5$ -დან  $14$  ატ  $\%$ -მდე). ზოგჯერ  $Fe^{2+} \rightarrow Mn$  ( $5-10$ -დან  $17$  ატ.  $\%$ -მდე, ოტრელიტში. სინგონია მონოკლინური ან ტრიკლინურია, კრისტალები ფორფიტულ-ჰექსაგონური. კარგად დაწახნაგებული კრისტალები იშვიათია. ქლორიტოიდის პორფირობლასტები მეტამორფიტებში სუსტადაა დაწახნაგებული. პლეოქროიზმს მოცისფრო ტონებში. გარდატეხის კოეფიციენტით მყიფე გასკები (ქლორიტოიდი, ოტრელიტი, მარგარიტი) მკვეთრად განირჩევა მისი მსგავსი ქლორიტებისაგან გარდატეხის დიდი კოეფიციენტით ( $> 1,72$ ), დიდი  $2V$ -თი და შედარებით დიდი, თუმცა ცვალებადი, ჩაქრობის კუთხით, რომელიც  $30^\circ$ -ს აღწევს. ამ მიზეზით ისინი აელენენ პლეოქროიზმის სამ ფერს (ტრიქროულებია) განსხვავებით ქლორიტებისაგან, რომელთაც პლეოქროიზმის ორი ფერი აქვთ (დიქროულებია). მყიფე ქარსები წარმოქმნიან პოლისინთეზურ მრჩობლებს (კლინოქლორების მსგავსად), კერძოდ, ქლორიტოიდში ისინი გამოხატულია ბევრად უკეთესად, ვიდრე ქლორიტში. ქლორიტოიდი ოპტიკურად დადებითია.

ქლორიტოიდი ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობით (ქლორიტოიდიანი ფიქლები) გვხვდება ქარსიან და თიხიან ფიქლებში, რომლებიც წარმოიქმნება მეტამორფიზმის დაბალი და შუალედური საფეხურების პირობებში.

კორდიერითი (ფრანგი გეოლოგის კორდიეს გვარის მიხედვით) კარკასული ალუმოსილიკატია. მისი ფორმულაა  $[Mg, Fe^{2+}]_2 [Al_2 Si_2 O_{10}]$ , სინგონია რომბულია. დადგენილია მყარი ხსნარები თითქმის სუფთა მაგნეზიური მინერალიდან ( $Mg$  — კორდიერითი) თითქმის სუფთა რკინიანამდე (სეკანიანიტი). შუალედური შედგენილობის მინერა-

ლებს კორდიერიტები ეწოდება. გარდა ამისა, ფიქსირებულია  $MnO$  (1—2% -მდე),  $Fe_2O_3$  (1—1,5% -მდე) და  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , იშვიათად  $BeO$  მინარევების მცირე რაოდენობები; გვხვდება აგრეთვე  $H_2O$ , ზოგჯერ 1,5-2,0 % რაოდენობით, რომელიც მხოლოდ 850—1000°C-ზე გამოიძევა.

კორდიერითი მეტამორფიტებში ქმნის პორფირობლასტებს. მისთვის დამახასიათებელია სამმაგი და ექვსმაგი ტყუპები, თუმცა შედარებით იშვიათია და მათ სექტორულებს უწოდებენ. ხშირად კორდიერიტები ქმნიან პლაგიოკლასის მრჩობლების მსგავს პოლისინთეზურ მრჩობლებს. ისინი თლილში უფერულია. ორმაგი გარდატეხა 0,009—0,010 საზღვრებშია, იშვიათ შემთხვევებში ეს მნიშვნელობები შეიძლება უფრო დაიწიოს (0,003-მდე) და ოდნავ აიწიოს. 2V ძლიერ მერყეობს (40-დან 80—90°-მდე), ჩვეულებრივ 2V უარყოფითია, მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება დადებითიც იყოს, ამიტომ ეს არ შეიძლება იყოს სადიაგნოსტიკო ნიშანი. კორდიერიტის გარდატეხის მაჩვენებელი იცვლება 1,532-დან 1,562-მდე. წაგრძელება უარყოფითია, მაგრამ ნიშანი არ ასრულებს მნიშვნელოვან როლს განსხვავებული მინერალის დიაგნოსტიკისას, რადგანაც წაგრძელებული კრისტალები იშვიათად გვხვდება. კორდიერიტისათვის ძალიან დამახასიათებელია ლიმონისფერ-ყვითელი პლეოქროული არეები სხვა მინერალების წვრილი ჩანართების ორგვლივ, რაც შეიმჩნევა მიკროსკოპის მაგიდის ბრუნვის დროს.

კორდიერიტის დაშლის დამახასიათებელი პროდუქტებია სერიციტი ნემსისებრი კვეთით (პინიტი, რომელიც ძირითადად სერიციტისა და ქლორიტისგან შედგება), რომელიც ხშირად ქმნის მთლიან ფსევდომორფიზმს და გარდა ამისა, მაღალი ორმაგი გარდატეხის მქონე ქერცლოვან მინერალს (ტალკი); რკინა, რომელიც შედის კორდიერიტში, აფერადებს ამ ქერცლებს მოყვითალო ან მოყვითალო-მომწვანო ფერად.

კორდიერითი შედის რქაქვების შედგენილობაში, რომლებიც წარმოიქმნება ქვიშაქვა-თიხიანი ქანებისაგან ინტრუზივებთან კონტაქტში, უფრო იშვიათად გვხვდება გრანიტულ პეგმატიტებში, იგი შეინიშნება აგრეთვე გნეისებში, კრისტალთერ ფიქლებში და მეტამორფიზებულ მაგმატიტებში. მაგნეზიურ და თიხამიწა მინერალებთან, კერძოდ, ჰიპერსტენთან, რომბულ ამფიბოლთან, ბიოტიტთან- სილიმანიტთან, ფუქე პლაგიოკლასთან, ტალკთან და სხვ. ასოციაციაში, გვხვდება ვულკანიტებში, სადაც შედის ვულკანური მინის შემადგენლობაში, რაც მიგვითითებს მინარევის წარმოქმნის მაღალტემპერატურულ პირობებზე.

გ. კიჭინაძის მონაცემების მიხედვით, სექტორული მრჩობლებიან კორდიერითი მეტაბერიგენული ქანების ქსენოლითების ყველაზე გავრცელებული მინერალია პალეოზოურ ჯალოვჩატის გაბროიდულ ინტრუზივში (კავკასიონი), ზოგან კორდიერითი 90 %-ს შეადგენს, სადაც იგი გვხვდე-

ბა შეათედებოდან 2—3 მმ-მდე ზომის იზომეტრული მარცვლების სახით. ასეთი კორდიერტი შპინელის, ილმენიტის, მაგნეტიტის, პლაგოკლაზისა და ცირკონის მრავალ ჩანართს შეიცავს. ამ უკანასკნელის ირგვლივ ხშირად შეინიშნება პლეოქროული არეები ლიმონისფერ-ყვითელ ტონებში. შემრჩობლება უბრალოა, პოლისინთეზური და სექტორული. ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია სამმაგი და ექვსმაგი ტყუპებით, რომლებიც გართლებულია პოლისინთეზური მრჩობლებით.

## თ ა ვ ი VI

### ენდოგენური ქანების უინაგანი აგებულება, ტექსტურები და სტრუქტურები

#### მაგური ქანების ნაარაღი და განწმენვა

მაგმურ სხეულებში (ინტრუზიულსა და ეფუზიურში) ხშირად შეინიშნება ნაპრალები (რღვევები), ე. ი. სიბრტყეები, რომელთა გასწვრივ ქანის სხეულის მთლიანობა (უწყვეტობა) დარღვეულია; ნაპრალებით ქანი შეიძლება დანაწევრდეს მცირე ბლოკებად, ნაჭრებად ან ბელტებად. ამ ბლოკებისა და ბელტების ფორმებს უწოდებენ განწვევრებას. მათ შესწავლას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მაგალითად, ცნობილია, რომ სასარგებლო წიაღისეულის ძარღვეული საბადოები განლაგებულია გარკვეული ტიპის ნაპრალებში, რაც გადაწყვეტ როლს ასრულებს საბადოს პერსპექტიულობის განსაზღვრაში.

გამოყოფენ ნაპრალების, ანუ განწვევრების ნაპრალების ორ მთავარ გენეტიკურ ტიპს: ენდოსინკინემატიკურს და გაცივებისას.

ენდოსინკინემატიკური განწვევრების ნაპრალები დამახასიათებელია ინტრუზივებისათვის და დიდი მნიშვნელობა აქვს მათი სტრუქტურული ანალიზისათვის, ისინი ისახებიან ინტრუზიული სხეულების ჩამოყალიბების დროს შემცველ ქანებში მაგმის შემოჭრის და მისი თანდათანობითი გადაადგილების (დინების) სტადიაში და კანონზომიერადაა განლაგებული დინების ტექსტურების მიმართ.

გ. კლ. ოსმა მიმდინარე საუკუნის 30-იანი წლების დასაწყისში გამოყო ენდოსინკინემატიკური ნაპრალების შემდეგი სახეობები: განივი, გრძივი, შრეული და დიაგონალური.

განივი ნაპრალები *Q* (*Querklufte*) განლაგებულია დინების (ხაზობრიობის) მართობ ან თითქმის მართობ სიბრტყეში. ეს ნაპრალები ციცაბოა, სხვა ნაპრალებთან შედარებით უფრო წაგრძელებული, თანაბარი და ღია. ჯერ კიდევ ჩამოსაყალიბებელ (გაუცივებელ) ინტრუზივში მათ

წარმოქმნაზე მიგვიითიებს ალბიტის, პეგმატიტის, კვარცისა და მადნეული ძარღვების არსებობა.

გრძივი ნაპრალები  $S$  (Spaltseite) განლაგებულია ხაზობრიობის პარალელურად და განივი ნაპრალებისა და დინების შრეების მართობულად. გრძივი ნაპრალები დახურული და ტლანქია. ზოგჯერ ისინი ძარღვეული მასალითაა შევსებული.

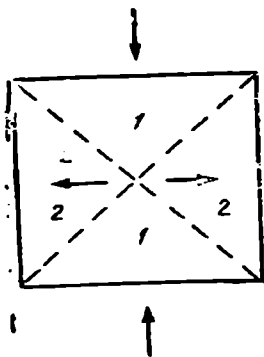
შრეული ნაპრალები  $L$  (Lagerfläche) პირველადი შრეულობის, ხაზობრიობის პარალელურია. ისინი დამრეცია, სუბპორიზონტალური,  $Q$  და  $S$  ნაპრალების მართობული, ხშირად შევსებულია აპლიტით, პეგმატიტით, კვარცითა და მადნეული მინერალით. მოცემული ტიპის ნაპრალები კარგად ჩანს დამრეც და პორიზონტულად განლაგებულ ინტრუზივებში — შრეინტრუზივებსა და ლაკოლითებში.

დიაგონალური ნაპრალები  $D$  და  $D_1$  წარმოქმნის ნაპრალების ორ სისტემას, რომლებიც განივი ნაპრალებისადმი, ძალების მიმართულებისადმი და ერთმანეთისადმი კუთხითაა განლაგებული. ამიტომ დიაგონალური ნაპრალები ზედდებული ხლეჩის ნაპრალებია, ინტრუზივებში ისინი იშვიათად გვხვდება, უფრო გავრცელებულია მეტამორფიტებში. დიაგონალური ნაპრალების სიბრტყეებზე ზოგჯერ შეიმჩნევა სარკეები და ცოცვის ღარები, რაც მიგვიითიებს ტექტონიკურ მოძრაობაზე (ძვრაზე) უკვე გამყარებულ ინტრუზივებში (ნახ. 54). დენად მასაში წარმოიქმნება განივი და გრძივი ნაპრალები, მყარ სხეულში — დიაგონალური ნაპრალები. დიაგონალური ნაპრალები წარმოქმნა იწვევს მყარი მასების გადაადგილებას იმავე მიმართულებით, რასაც ადგილი ჰქონდა თხევად მასაში (მაგმაში).

განხილული ნაპრალების ერთობლიობა ქმნის განწევრების სხვადასხვა ტიპს.  $Q$ ,  $S$  და  $L$  ნაპრალები განაპირობებენ პარალელეპიკედურ განწევრებას. ყოველი მათგანი თვალსაჩინოდაა გამოხატული 55-ე ნახაზზე მოცემულ ბლოკ-დიაგრამაზე.

შრეული ნაპრალების უპირატესი განვითარებისას წარმოიქმნება შრეული განწევრება, თუ შრეულგანწევრებიანი ინტრუზივი გამოფიტვის პროცესშია, მაშინ ფილებისა და პარალელეპიკედების წახნაგები და კუთხეები სწორდება და წარმოიქმნება ლევისებრი განწევრება (ნახ. 56).

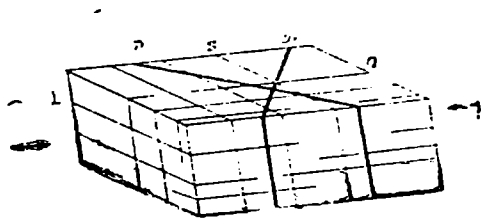
გაცივების ნაპრალები წარმოიქმნება მაგმის გაცივების პროცესში და მაგმური სხეულის მოცულობის ცვლილებით (დაჯდომით, გამკვრივებით). ამ შემთხვევაში არ წარმოიშობა ტექტონიკური დაძაბულობით გამოწვეული დინების ტექსტურები.



ნახ. 54. დიაგონალური ნაპრალები წარმოშობის სქემა.

1 და 1 — შეკუმშვის კვადრანტები. 2 და 2 — გაჭიმვის კვადრანტები.

ჩვეულებრივ, გაცივების ნაპრალები განლაგდება მაგმის გაცივების ბრტყელი ზედაპირის პერპენდიკულარულად ან პარალელურად, ან კონცენტრული სფერული ზედაპირების გასწვრივ. მათ აქვთ კანონზომიერი ხასიათი და განაპირობებენ სვეტური, ფილაქნური, სფერული, პერილიტური და სხვ. წარმოშობას.



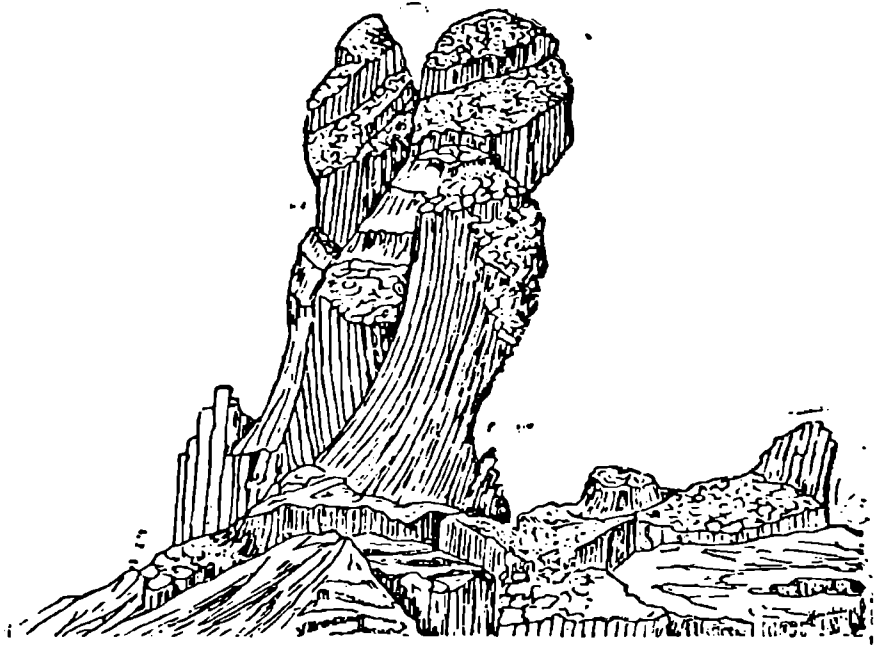
ნახ. 55. სხვადასხვა მიმართულებას: Q, S, L, D და D<sub>1</sub> ნაპრალების სივრცული განლაგების ბლოკ-დიაგრამა.



ნახ. 56. ლიბისებრი განწვევება გრანიტოიდებში. არკატის შთა. სემიპალატინსკის სამხრეთით. კ. ობრუჩევის მხედვით. 1947 წ.

სვეტური (პრიზმული, ბაზალტური) განწვევება კარგადაა გამოხატული ვულკანურ სხეულებში (ნაკადებსა და განფენებზე), რომლებიც ბაზალტისაგან და ანდეზიტ-ბაზალტისაგან შედგება. ჩვეულებრივ ისინი ცალკეული სვეტებია და ხშირად წარმოქმნიან ექვსკუთხა პრიზმებს, რომლებიც განლაგებულია სხეულის გაცივების მართობულად. ვულკანიტის საგები ზედაპირის შეცვლასთან ერთად იცვლება პრიზმების განლაგებაც. თუ ეს ზედაპირი ჰორიზონტალურია, პრიზმები ვერტიკალურად დგას. ლავის საგები გვერდის დახრილობის შემთხვევაში შესაბამისად იცვლება პრიზმების განლაგება (ნახ. 57, 58).

როგორც აღინიშნა, ლავეებში ფილაქნური განწვევება შეიძლება წარმოიქმნას გაცივების ბრტყელი ზედაპირების პარალელური ნაპრალების განვითარების დროს.



ნახ. 57. სვეტისებრი განწვევრება ბაზალტებში. წმ. ელენეს კუნძული.

სფერული ან ბალიშისებრი განწვევრება წარმოიქმნება გამლღვალ ლავის გიგანტურ წვეთებად — სფეროებად ან მსგავსი ფორმის სხეულე-ბად („ბალიშებად“) დაშლის შემთხვევაში. ყოველი ცალკეული სფერო წარმოიქმნება ცენტრისკენული მიმართულებით გაცივების საკუთარი ზედაპირის მიმართ, განაპირობებს რა კონცენტრული შრეების წარმოქმ-ნას. ჭევეგოსინკლინებში სფერული ლავეები (pillow lava) დამახასიათებ-ლია ძირითადად ფუძე მაგმის წყალქვეშა ამოფრქვევებისას, მათში შემე-ვალი პლაგიოკლაზი ალბიტიზაციას (სპილიტიზაციას) განიცდის და წარ-მოიქმნება სპილეტები. ეს პროცესი განსაკუთრებით დამახასიათებელია ლავური საფარის ქვედა ნაწილებისათვის (ნახ. 59). ზოგჯერ სფერული ლა-ვეები წარმოიქმნება სუბაერულ პირობებში.

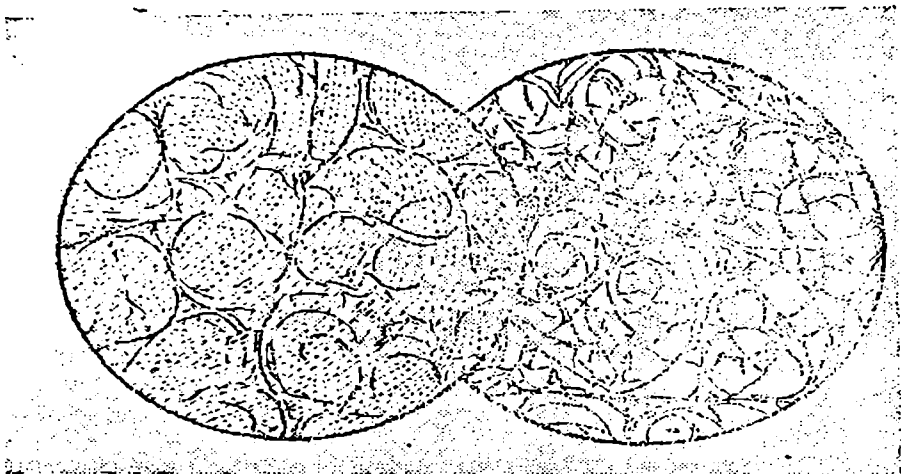
პერლიტური განწვევრებები დამახასიათებელია კაემჟავა ვულკანური მინებისათვის, რომლებიც შეიცავენ 3—5%/მდე კონსტიტუციურ (ჯაჭვურ) წყალს. ასეთი მინები შედგება დაახლოებით კაკლის ზომის (5—7 მმ დიამეტრის) წვრილი სფერული წარმონაქმნებისაგან (ბურთულეებისაგან), პერლიტური განწვევრება წარმოიქმნება ვულკანიტის მოცულობის შემცი-



ნახ. 53. სვეტიცხოვრი განწვერება ბაზალტის ნაქაღში, გიგანტების გზა (ისლანდია).



ნახ. 59. სფერული (ბალიშისებრი) ლავა სპილიტებში. ბლიაჟა, სამხრეთი ურალი. ვ. ზაჟარიცკის მიხედვით (1946). ცალკეული „ბალიშების“ ზომა განივევებით 0,5 მ აღწევს.



ნახ. 60. პერლიტური (კონცენტრულ-ნაქუქური) განწევრება (ტექსტურა) იბ-სილიან-პერლიტში.

მარცხენე — ხემნიცი, უნგრეთი. ა. ხანკერის მიხედვით, 1935 წ. მარჯვნივ — სკო-მერ-აილენდი. კემბროკშირი, ინგლისი. მ. ხატჩის მიხედვით. 1926 წ.

რების შედეგად მკავე (ბლანტი) მაგმის სწრაფი გაცივებისას (ნახ. 60), რაც განსაკუთრებით დამახასიათებელია ქანისთვის (ველკანური შინისთვის), რომელსაც პერლიტი ეწოდება (გერმ. „პერლუ“ — მარგალიტი).

### მაგმური ქანების ტექსტურები და სტრუქტურები

ტექსტურა (ლათ. „ტექსტურა“ — ქსოვილი, დახლართულობა, დაწენა) ქანის აგებულების ნიშნების ერთობლიობაა, რომელიც გამოხატულია: 1. მისი შემადგენელი ნაწილების განსაზღვრული განლაგებით (მაგალითად, მინერალების ორიენტირებული ან გროვებად განლაგება); 2. განწყობების ფორმით, რომელიც გამოწვეულია მაგმის ან მეტამორფიზებული ხსნარის შეღწევით ორიენტირებული სიბრტყეების (ორიენტირებული დინება) გასწვრივ, შერჩევით მიმდინარე მეტასომატური მინერალწარმოქმნელი პროცესებით, შეკრებითი გადაკრისტალებით, მაგმის მიერ ქანის შემცველი ქსენოლითების არასრული ჰომოგენიზაციით და სხვ.

მაგმური ქანების ტექსტურები. მაგმური ქანების ტექსტურების წარმოქმნა განპირობებულია ორი ფაქტორით: მექანიკურითა და ფიზიკურ-ქიმიურით.

სრულკრისტალურ და არასრულკრისტალურ სტრუქტურიან ქანებს



შეიძლება შემდეგი ძირითადი ტექსტურები ჰქონდეს: ერთგვაროვანი, დირექტორული, ტაქსიტური, ბურთისებრი, ფორიანი და სხვ.

ერთგვაროვანი ტექსტურა მიუთითებს მაგმის კრისტალიზაციის ერთნაირ პირობებზე სხეულის ყველა ნაწილში. მოცემული ტექსტურის ქანში მინერალური შედგენილობა ყველგან ერთნაირია და ქანშაშენი მინერალების რაიმე ორიენტაცია არ აღინიშნება.

დირექტორული ტექსტურა (ლათ. „დირექტორ“ — გამართვა, წარმართვა) მაგმურ ქანებში ვლინდება მინერალური მარცვლების განსაზღვრულ განლაგებაში (ორიენტირებაში), რაც განსაკუთრებით კარგად ჩანს პრიზმულ ან ბრტყელ მინერალებზე. დირექტორული ტექსტურებია: ხაზოვანი, ტრაქიტოიდული, ზოლიანი, ფლუიდური.

ხაზოვანი ტექსტურა შეინიშნება ქანებში, რომელთა შედგენილობაში შედის პრიზმული მინერალები (კერძოდ, პიროქსენები და ამფიბოლები), რომლებიც ამეღავენებენ ხაზოვან ორიენტირებას, განპირობებულს კრისტალიზაციის დროს მაგმის მიმართული მოძრაობით.

ტრაქიტოიდული ტექსტურა სრულკრისტალურ ქანებში შედგენდება ბრტყელი და პრიზმული მინერალების განლაგებით სუბპარალელურ სიბრტყეებში, რომელთაც ტრაქიოიდულობის სიბრტყეები ეწოდება. განსაკუთრებით კარგადაა გამოხატული იგი ქანებში ბრტყელი მინდვრის შპატების ორიენტირებული განლაგების შემთხვევაში, რაც კრისტალიზაციის პროცესში მაგმის მიმართული მოძრაობით არის გამოწვეული.

ზოლიანი ტექსტურა ხასიათდება ქანში სუბპარალელურად განლაგებული ზოლების ან განსხვავებული შედგენილობის შრეების (ორი ან სამი განსხვავებული შედგენილობის) და მაგმის მიმართული მოძრაობით წარმოქმნილი სტრუქტურით (ევეტაქსიტური სტრუქტურა, იხ. ქვემოთ). მაგალითად, ერთ-ერთი მასივის ნეფელინიან სიენიტში მონაწილეობს თეთრი (ალბიტი, კალიუმის მინდვრის შპატი), მოვარდისფრო (ნეფელინი, მინდვრის შპატი + ფერადი მინერალი უმნიშვნელო რაოდენობით) და მუქი მწვანე (ნეფელინიანი სიენიტი, რომელიც 30%-მდე ეგზოჩინსა და არფედსონიტს შეიცავს) ფერის ზოლები.

ფლუიდური ტექსტურა (ლათ. „ფლუიდუს“ — დენადი) დამახასიათებელია არასრულკრისტალური და მინისებრი ქანებისათვის. მიკროლითები, რომლებიც მინაშია ჩართული, წაგრძელებულია ლავის მოძრაობის მიმართულებით და ინტრატელურული ჩანაწინწკლების არსებობისას გარს უვლის უკანასკნელებს. ზოგიერთ მინისებრ ქანში ფლუიდურობა ვლინდება სხვადასხვა შეფერილობის და აგებულების მონაცვლე ზოლების არსებობით, აგრეთვე ფორების გაწელებით ლავის მოძრაობის გასწვრივ.

ტ ა ქ ს ი ტ უ რ ი ტექსტურა (ბერძ. „ტაქსის“ — განლაგება, რიგი) ხასიათდება სტრუქტურის ან ქანის ცალკეული უბნების შედგენილობის არაერთგვაროვნებით ან ორივეთი ერთდროულად. თუ ქანის ცალკეული უბნები სტრუქტურულად განსხვავებულია, ხოლო ამ უბნების შედგენილობა ერთნაირი, ქანს სტრუქტურული ტაქსიტი ეწოდება, იმ შემთხვევაში კი, როცა ცალკეული უბანი ერთმანეთისგან განსხვავდება შედგენილობით, ხოლო სტრუქტურები ერთნაირია! — კონსტიტუციური ტაქსიტი (ლათ. „კონსტიტუციო“ — შემაღგენელი, აგებულება), ქანს მასში განსხვავებული სტრუქტურის და შედგენილობის უბნების არსებობისას სტრუქტურულ-კონსტიტუციური ტაქსიტს უწოდებენ.

როცა ქანის სხვადასხვა უბანი არაერთგვაროვანია (ლაქიანი), ტექსტურას უწოდებენ ატაქსიტურს, ხოლო ზოლიანი არაერთგვაროვნებისას — ევტაქსიტურს, ქანებს შესაბამისად ატაქსიტებსა, და ევტაქსიტებს უწოდებენ.

ატაქსიტები შეიძლება წარმოიქმნას მაგმაში მოხვედრილი მრავალრიცხოვანი ნატეხების (ქსენოლათის), მაგალითად, გრანიტულ მაგმაში მოქცეული მაფატური ქსენოლათის არასრული გარდაქმნის გზით. ამ პროცესის საწყის სტადიაში წარმოიქმნება მაგმური ბრექჩია, ხოლო ქსენოლითების ინტენსიური გადამუშავებისას (მათი ნაწილობრივი გარდაქმნისა და გახსნისას) — ატაქსიტები. ქსენოლითების თითქმის სრული გადამუშავებისა და გახსნისას ღია ფერის ქანებში გამოიყოფა არათანაბრად განლაგებული მუქი ფერის მინერალები — ბიოტიტი, რქატყუარა. ასეთ ტექსტურას ჩ რ დ ი ლ ო ვ ა ნ ი ეწოდება.

ბ უ რ თ ის ე ბ რ ი ტექსტურა საერთო ტერმინია სრულკრისტალური ქანების ყველა ცენტრულ ტექსტურის, ე.ი. მინერალების კონცენტრული და რადიალურა დაჯგუფების ყველა შემთხვევისათვის თავისებური ცენტრების გარშემო, რის შედეგადაც წარმოიშობა ბურთისებრი ან ელიფსოიდური წარმონაქმნები, რომლებიც შეინიშნება ზოგიერთ გრანიტოიდში, დიორიტში, გაბროსა და სხვა ქანებში (ნახ. 59). სფეროლითური და ვარაოლითური სტრუქტურები ასევე ეკუთვნის ბურთისებრთა კატეგორიას, მაგრამ ისინი გამოიყენება არასრულკრისტალური (ფულკანური) ქანებისათვის.

ბურთისებრი ტექსტურების წარმოქმნას ნაწილი მკვლევარებისა ხსნის მდნარის განმეორებითი გაჯერებით შესაბამისი შემაღგენელი ნაწილეებით და მისი რიტმული კრისტალიზაციით გარკვეული ცენტრების გარშემო. მეორენი თვლან, რომ ეს ტექსტურები წარმოქმნილია ზოგიერთი საწყისი ქანის მეტასომატური გარდაქმნით. მაგალითად, ნ. სულდვიკოვის აზრით, ჩრდილოეთ კარელიის ბურთისებრი იოლიტები წარმოიშვა მეტასომატური გზით კონგლომერატებისაგან.

ფორიანი ტექსტურები დამახასიათებელია არასრულწლოვანი ქანებისათვის. ფორები შეიძლება სხვადასხვა ზომისა და ფორმის (სფერული, ელიფსოიდური, უსწორმასწორო) იყოს. გარდა ამისა, ვულკანობებში მათი რაოდენობა შეიძლება ძალიან განსხვავებული იყოს.

ამ ნიშნების მიხედვით გამოყოფენ: თვით ფორიან ტექსტურას — 2 მმ დიამეტრიანი ფორები (სიცარიელები) მცირე რაოდენობითაა; ბუშტოვან ტექსტურას — 2 მმ-ზე მეტი დიამეტრის მქონე ფორების რაოდენობა მნიშვნელოვანია; პემზურ ტექსტურას (ლათ. „პემექს“ — ძაფი) — ფორები უფრო მეტია, ვიდრე ტიხრების მასალა; წიღური ტექსტურა — ფორების სიჭარბით ჰგავს პემზურ ტექსტურას, მაგრამ განსხვავდება არასწორი, ძლიერ გაწეილი სიცარიელებით და ტიხრების მეტი სისქით, აგრეთვე წარმოშობის პირობებით. ქანებს (წიღებს), რომლებიც ყოველთვის უფრო მძიმეა პემზაზე, წიღური ტექსტურა აქვთ. ისინი ვულკანის კრატერის აფეთქებისას ამოტყორცნილი და ჰაერში ატყორცნილი გაცივებული თხევადი ბუშტუკოვანი ლავების ნაფლეთებია, საიდანაც აირები ადვილად გამოიყოფა.

ფორების მეორეული პოსტვულკანური ჰიდროთერმული დაბალტემპერატურული მინერალებით ამოვსებისას წარმოიქმნება მანდელშტაინური (ნუშურა) ტექსტურები: გვხვდება დიაბაზური, პორფირიტული, დიაბაზ-პორფირიტული და სხვა მანდელშტაინები.

სიღრმული (ინტრუზიული) ქანებისათვის სიცარიელები არაა დამახასიათებელი, მხოლოდ ზოგ შემთხვევაში გვხვდება გრანიტოიდებსა და გრანიტულ პეგმატიტებში. ასეთი ქანების ტექსტურას მ ი ა რ ო ლ უ რ ი ეწოდება. ამ სახის ტექსტურის წარმოქმნა შეიძლება მეორეულ-მეტასომატური იყოს, განსაკუთრებით იმ შემთხვევებში, როცა სიცარიელები ამოვსებულია შემცველი ქანის მსგავსი შედგენილობის მინერალთა მარცვლებით. ზოგი მკვლევარი თვლის, რომ მთავრობური ტექსტურის ქანების სიცარიელები პირველადია და წარმოქმნილია აირების დროებითი კონსერვაციის პირობებში დაკრისტალებული, ჯერ კიდევ არასრულად გაცივებული ქანის ირგვლივ.

მაგმური ქანების სტრუქტურები. სტრუქტურა (ლათ. „სტრუქტურა“ — აგებულება, განლაგება) ქანების აგებულების თავისებურებაა. განპირობებული მინერალური მარცვლებს ფორმით, მათი აბსოლუტური და შეფარდებითი სიდიდით და მინერალებისა და ვულკანური ქანის ურთიერთდამოკიდებულებით.

ენდოგენური (მაგმური და მეტამორფული) ქანების სტრუქტურული ნიშნები დამოკიდებულია მათი კრისტალურობის ხარისხზე და დაკავშირებულია მაგმის კრისტალიზაციისა და საწყისი ქანების მყარ მდგომარეობაში გადაკრისტალაციის პირობებზე. ჩვეულებრივ, ქანე-

ბის სტრუქტურული ნიშნები განისაზღვრება თლილში პოლარიზაციული მიკროსკოპით.

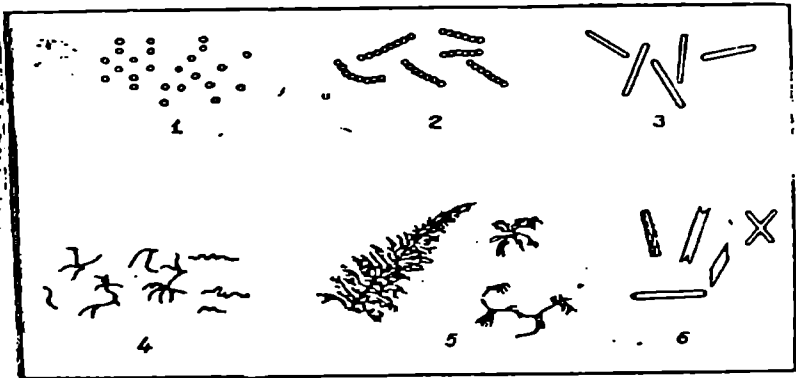
არსებობს მაგმური ქანების სტრუქტურების ორი ძირითადი ჯგუფი: არასრულკრისტალური, რომლებიც შედგება განსხვავებული რაოდენობით შეფარდების კრისტალებისა და მინისაგან, თითქმის სუფთა მინისებრი ქანების ჩათვლით (მინისებრი სტრუქტურები), და სრულკრისტალური, რომლებიც მხოლოდ სხვადასხვა მინერალის კრისტალებისაგან შედგება. სტრუქტურების პირველი ჯგუფი დამახასიათებელია ეფუზიური (ეფლუანური) ქანებისათვის, მეორე — სიღრმული (ინტრუზიული) ქანებისათვის.

პიპაბისურ, ძარღვეულ ქანებს შორის შეიძლება შეგვევადოს არასრულკრისტალური სტრუქტურები, რომლებიც წარმოშობილია ათეული ან ასეული მეტრის სიღრმეზე და, პირიქით, მძლავრ ეფუზივებს შორის — სრულკრისტალური სტრუქტურები.

დამტკიცებულა, რომ დედამიწის ზედაპირზე ამოფრქვეული მაგმა (ლავა) მინის სახით მყარდება სწრაფი გაცივების (გადაცივების) და აქროლადების სწრაფი დაკარგვის შედეგად. აქედან გამომდინარე, ვულკანური ქანების მინა — გაცივებული ლავაა.

არასრულკრისტალური ქანების ძირითად მასაში ჩაწინწყლულია სხვადასხვა მინერალის ბევრად უფრო მსხვილი იდომორფული კრისტალები, რომელთაც პორფირული ან ინტრატელურული ჩანაწინწყლები (ფენოკრისტალები) ეწოდება, ისინი ჩნდება სიღრმულ პირობებში მაგმის დედამიწის ზედაპირისაკენ წელი ამოსვლის დროს. პორფირული გამონაყოფები (ნახ. 74, 79, 85, 91) შეიძლება მაგმურ კამერაშიც წარმოიშვას, თუ გაცივებული მაგმა დროებით გაჩერდა მასში.

მინისებრი ქანები შეიცავს სხვადასხვა ფორმის უწყვილეს წარმონაქმნებს — კრისტალიტებს ჩანასახების სახით. ისინი არ რეაგირებენ პოლარიზებულ სინათლეზე, რადგანაც ამორფულ და კრისტალურ ნეფთიერებებს შორის გარდამავალი წარმონაქმნებია. კრისტალების ფორმა ძალზე მრავალფეროვანია (ნახ. 61). გლობულატები (ლათ. „გლობულუს“ — ბურთულა) წვეთის ფორმის სფერული კრისტალებია. მარგარიტები — ძეწვევისებურად განლაგებული გლობულატები; ლონგულატები (ინგლ. „ლონგ“ — გრძელი) — წაგრძელებული ფორმის ცილინდრული წარმონაქმნები მომრგვალებული ბოლოებით. შესაძლოა, წარმოქმნილია გლობულიტების რიგის შერწყმის შედეგად მარგარატწარმოქმნის სტადიის გავლისას; ტრიკიტები (ბერძ. „ტრიკომა“ — თმა) — შვეი წვრილი გაუმჭვირი კრისტალები, ძლიერ გაღუნული თმების სახით. სკოპულიტები (ლათ. „სკოპულა“ — ფუნჯი) — კრისტალატები შეწყვილებული და ფუნჯისებრი ბოლოებით შეერთებული ჩხირებისა და დეროპლისაგან შედგება. გარდა ამისა, მინაში შეიძლება ჩართული იყოს აგ-



ნახ. 61. კრისტალიტები და მიკროლითები. გ. ტილერის მოხედავით. 1932 წ.  
 1 — გლობულითები; 2 — მარგარიტები; 3 — ლონგულითები; 4 — ტრიხიტები;  
 5 — სკოპულითები; 6 — მიკროლითები.

რეთვე ნემსისებრი ან სვეტისებრი ფორმის წვრილი კრისტალები. კრისტალებისაგან განსხვავებით ისინი მიკროლითების სახითაა, რომლებიც განისაზღვრებიან თლილში მიკროსკოპით. მინაში შეინიშნება აგრეთვე რადიალურ-სხივოსნური სფეროლითები და სხვ., წარმოშობილი მინის შემდგომი სრული ან ნაწილობრივი განკრისტალების შედეგად.

მინისა და მიკროლითების შეფარდების შესაბამისად მაგმური არასრულკრისტალური სტრუქტურების ჯგუფში გამოყოფენ შემდეგ სახესხვაობებს:

ა ფ ი რ უ ლ ი სტრუქტურა გვხვდება მხოლოდ ვულკანური ქანის ძირითადი მასის სახით ინტრატელურული ჩანაწინწყლების გარეშე. ასეთი სტრუქტურა წარმოიშობა მაგმის შედარებით სწრაფი და შეუჩერებელი ზევით ასვლის შემთხვევაში.

ვ ე ი ტ რ ო ფ ი რ უ ლ ი სტრუქტურა (ლათ. „ვიტრუმ“ — მინა) ეფუზიების (ვულკანიტების) დამახასიათებელი სტრუქტურაა, რომლის დროსაც მინა მკვეთრად აღემატება პლაგიოკლაზის მიკროლითებს (სათანადოდ 75:25).

ზ ი ა ლ ო პ ი ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურის შემთხვევაში პლაგიოკლაზის მიკროლითები ჩაძირულია მინაში, რომელშიც ისინი ქმნიან თითქოს უწყსრიგო ქეჩას. მიკროლითების მინით შემოკმა ყოველთვის არ შეინიშნება. მინის და მიკროლითების რაოდენობა შემდეგნაირად გამოისახება 50:50. ასეთი სტრუქტურა უფრო ხშირად შეინიშნება ანდეზიტებში, ამიტომ მას ანდეზიტურსაც უწოდებენ.

ი ნ ტ ე რ ს ე რ ტ უ ლ ი სტრუქტურა ხასიათდება შედარებით მსხვილი მიკროლითებისა და ფუძე პლაგიოკლაზის ლეისტების დიდი რაოდენ-

ნობით, რომლებიც ქმნიან ქანის მესერს და მის შუალედებში (ინტერსტიციებში) მოთავსებულია შინა ან მისი დევიტროფიკაციის პროდუქტები და ზოგიერთი სხვა მინერალი, კერძოდ, ავგიტი და მაგნეტიტი. შინის და მიკროლითების შეფარდება დაახლოებით 25:75-ია. თუ შინა არ გვხვდება, სტრუქტურას შეიძლება ვუწოდოთ მიკროდოლოერიტული (მიკროოფიტიური). განხილული სტრუქტურა დამახასიათებელია ბაზალტებისა და ანდეზიტ-ბაზალტებისათვის. ამიტომ მას ბაზალტურსაც უწოდებენ. ინტერსერტული სტრუქტურის სახესხვაობაა ტოლიტური სტრუქტურა, რომელშიც შერწყმულია საკმაოდ მსხვილი, შეუფარადებელი თვალთშესამჩნევი კრისტალები, რომლებიც შეადგენენ ქანის ძირითად ნაწილს და შინას, რომელიც ავსებს კრისტალებს შორის სივრცეს (პეტროგრაფია, 1976, გვ. 140).

**პ ი ლ ო ტ ა ქ ს ი ტ უ რ ი** სტრუქტურა შინას არ შეიცავს ან შეიცავს უმნიშვნელო რაოდენობით. პლაგიოკლაზის მიკროლითები განლაგებულია სუბპარალელურად. მათ შორის შესაძლებელია ფემური მინერალის. კერძოდ, პიროქსენის, აგრეთვე მადნეული მინერალის არსებობა. დამახასიათებელია ზოგიერთი ანდეზიტისათვის, ბაზალტებისათვის, პორფირიტებისა და სპილიტებისათვის.

**ტ რ ა ქ ი ტ უ ლ ი** სტრუქტურა აქვს უმთავრესად სანიდინის, ორთოკლაზისა და ზოგჯერ მცირე რაოდენობის პლაგიოკლაზის მიკროლითებისაგან შემდგარ ქანებს, რომლებიც ხშირად ორიენტირებულია. შინას არ შეიცავს, ან იმდენად მცირეა, რომ უმნიშვნელო როლს თამაშობს. ასეთი სტრუქტურა განსაკუთრებით დამახასიათებელია ტრაქიტებისათვის, იშვიათად ტრაქიტ-ანდეზიტებისათვის, ტრაქიბაზალტებისა და ფანოლითებისათვის.

**ფ ო ნ ო ლ ი თ უ რ ი** სტრუქტურა (ბერძ. „ფონე“ — ბგერა; „ლითოს“ — ქვა) ხასიათდება ნეფელინის მიკროლითების არსებობით. რომელთაც კვადრატული და ექვსკუთხა კვებით აქვთ; გარდა ამისა, შედის ფემური მინერალების მიკროლითები და შინა უმნიშვნელო რაოდენობით. დამახასიათებელია მხოლოდ ნეფელინიანი ვულკანიტებისათვის. ამ სტრუქტურას ნეფელინიტოიდურიც ეწოდება.

**ო ც ე ლ ა რ უ ლ ი**, ანუ თვალისებრი სტრუქტურა (ფრანგ. „ოკული“ — თვალაკი) გვხვდება ლეიციტურ ქანებში, რომელშიც ლეიციტისა და, შესაძლოა, ანალციმის იდიომორფულ კრისტალებს აქვს იზომეტრიული, მომრგვალო მოხაზულობა, მათ გარშემო რადიალურად ან ტანგენციურად განლაგებულია ფერადი მინერალები (ევირინი, ევირინ-ავგიტი), რის შედეგადაც წარმოიშობა მცირე ზომის ოცელები.

**ფ ე ლ ზ ი ტ უ რ ი** სტრუქტურა დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომლებიც შედგება ფარული (კრიპტო) — კრისტალური მარცვლებისაგან, მისი დიაგნოსტიკა თლილში ძნელია, რეაგირებს პოლარიზებულ სი-

ნათლევზე და ჭვარედინ ნიკოლებში ნაცრისფერია. წარმოიშობა ბლანტი ლავის სწრაფი გაცივების, ან მინის დევიტროფიკაციით, რის შედეგადაც მინერალური მარცვლები ფარულკრისტალურ აგრეგატად გადაიქცევა, რომელიც მილიმეტრის მეთათსედი და მეასედი ნაწილებით განისაზღვრება. ასეთი სტრუქტურა ყველაზე დამახასიათებელია კვარცისა და მინდვრის შპატის ფარულკრისტალური აგრეგატებისათვის. გვხვდება კვარციან პორფირებსა და კვარციან პორფირიტებში, უფრო იშვიათად პორფირებსა და პორფირიტებში.

სფეროლითური სტრუქტურა (ბერძ. „სფერია“ — ბურთი, სფერო) შედგება 0,1—0,3 მმ დიამეტრის სფეროლითებისაგან. ისინი შეიცავენ რადიალურად განლაგებული კალიუმის მინდვრის შპატის ბოჭკოებს, ზოგჯერ კვარცის მინარევეებს. ქანების ზოგიერთ სახესხვაობაში სფეროლითები განლაგებულია ფელზიტურ ძირითად მასაში, გვხვდება სილიციუმმეწევა ვულკანიტებში, კერძოდ, რიოლითებში და ტრაქიტულ პორფირებში.

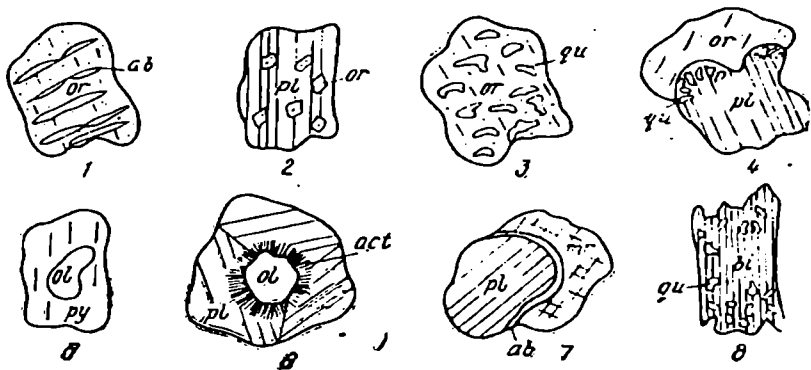
ვარიოლითური სტრუქტურა (ფრანგ. „ვარიოლე“ — ყვავილი, რუს. оспа) ჰგავს სფეროლითურს. მაგრამ იგი დამახასიათებელია ბაზალტური ვულკანიტებისათვის, ამიტომ კალიშპატი სტრუქტურის შექმნაში არ მონაწილეობს. ვარიოლითებს, რომელთა დიამეტრი რამდენიმე მილიმეტრს აღწევს, მონაცრისფრო ან იისფერი აქვთ. ისინი განლაგებულია მუქ ნაცრისფერ მასაში. ვარიოლითები წარმოშობილია პლაგიოკლაზისა და პიროქსენის ან არაგანკრისტალბული ნივთიერების რადიალური ბოჭკოებისაგან. მოცემული სტრუქტურა გვხვდება ბაზალტურ ლავებში (ნახ. 81).

სფეროლითური სტრუქტურა შეიძლება ჩამოყალიბდეს მინის სახით ლავის გამყარებისთანავე ბზარებში გამოყოფილი ცხელი აირების ზეგავლენით, ან საკმაოდ მოგვიანებით პოსტვულკანურ სტადიაში, მწვანეჭვური (მწვანეფიქლური) მეტამორფიზმის პირობებში. ორივე შემთხვევაში მოხდება მინის დევიტროფიკაცია, ხოლო ხელსაყრელ პირობებში — სფეროლითური სტრუქტურის წარმოშობა. სფეროლითები წარმოადგენენ „ერთი ან ორი მინერალის სწრაფი ერთდროული კრისტალიზაციის პროდუქტს ერთი ცენტრიდან გამოსული უწვრილესი ნემსების სახით. ორმინერალიანი სფეროლითები — კრისტალიზაციის შედეგია ნივთიერების დიფუზიის მინიმუმით, ხოლო მათი საერთო შედგენილობა გარემომცველი მინის შედგენილობის მსგავსია. დიფუზია შემოსისაზღვრება სხვადასხვა მინერალის მეზობელ კრისტალებს შორის მანძილით, რაც მიკრონებით იზომება. ეს სფეროლითების წარმოშობის მთავარი პრინციპია მინის კრისტალიზაციის დროს. მთლიანად სფეროლითსა და გარემომცველ არეს შორის ნივთიერებათა ცვლა არ ხდება. ვულკანიტებში ხშირია კვარც-მინდვრისშპატული სფეროლითები, რომ-

ლებიც ამ მინერალების კოტექტივას პასუხობენ და გავრცელებულია სილიციუმმჭეავა ლავეებში, ასევე კოტექტიკური შედგენილობის პიროქსენ-პლაგიოკლაზური სფეროლითები, რომლებიც გვხვდება ბაზალტურ ლავეებში (ვარიოლითები). ერთმინერალიან სფეროლითებში, მაგალითად, ტუტე მინდვრის შპატში, კრისტალებს შორის რჩება განსხვავებული შედგენილობის მინა, ვიდრე გარემომცველი სფეროლითებია, ამასთან დაკავშირებით ძირითადი პირობა — სფეროლითისა და გარემომცველი მასის შედგენილობის ტოლობა — დაკუთვნია“ (პეტროგრაფია, 1976, გვ. 145, 146).

| მ ი ნ ი ს ე ბ რ ი , ანუ ჰ ი ა ლ ი ნ უ რ ი სტრუქტურა მთლიანად ან თითქმის მთლიანად მინისაგან შედგება, ამიტომ განსაკუთრებული სახესხვაობები არ გააჩნია. მინა შეიძლება შეიცავდეს კრისტალითებს, მაშინ ამ სტრუქტურას კრისტალითურს უწოდებენ. მინაში შეიძლება ჩართული იყოს ერთეული მიკროლითებიც. მინისებრი სტრუქტურა დამახასიათებელია სილიციუმმჭეავა შედგენილობის ქანებისათვის (ობსიდიანი და სხვ.), იშვიათად იგი გვხვდება ბაზალტურ ვულკანიტებშიც (ტაქილითები).

სრულკრისტალური მაგმური ქანების მთავარი სტრუქტურების დახასიათებისას უნდა აღინიშნოს, რომ სრულკრისტალური ქანების ზოგიერთი მინერალი წარმოშობს ერთმანეთთან კანონზომიერ შენაზარდებს



ნ.ა. 62 ქანშაშენი მინერალების სხვადასხვა ფორმის შენაზარდების სქემატური გამოსახულება მაგმურ და მეტამორფულ ქანებში.

1 — პერტიტი (პერტიტული შენაზარდები); 2 — ანტიპერტიტი (ანტიპერტიტული შენაზარდები); 3 — პეგმატიტი (პეგმატიტური შენაზარდები); 4 — მიკროპერტიტი; 5—7 — ზოგიერთი რეაქციული გარსი ან არშია (5 — ოლივინის გარშემო პიროქსენის არშია; 6 — კელიფიტი. 7 — ფუჟე პლაგიოკლაზის გარშემო ალბიტის არშია); 8 — სიპქვეტიტი. Or — ორთოკლაზი; ab — ალბიტი; pl — პლაგიოკლაზი; qu — კვარცი; ol — ოლივინი; py — პიროქსენი; act — აქტინოლითი; bi — ბიოტიტი.



(შეზღდის სტრუქტურები), რომელთაც განსხვავებული სახელწოდებები აქვს: პერტიტი, ანტიპერტიტი, პეგმატიტი, მირმეკიტი; სხვადასხვა რეაქციული გარსები და არშიები (მაგალითად, პიროქსენის ან ამფიბოლის რეაქციული გარსი ოლივინის გარშემო, კელიფიტი, ალბიტური არშია პლაგიოკლაზის გარშემო): სიმპლექტიტი (ნახ. 62).

პერტიტი კალიუმის მინდვრის შპატისა და ალბიტის კანონზომიერი შენაზარდია (ნახ. 62,1). ალბიტები მოქცეულია კალიშპატის კრისტალებში. ალბიტის ჩანართების ზომების მიხედვით არჩევენ საკუთრივ პერტიტებს, მიკროპერტიტებსა და კრიპტოპერტიტებს, ხოლო ფორმის მიხედვით — ბოქოვან, აპკისებრ, ლაქისებრ და სხვ., წარმოშობის მიხედვით — დაშლის პერტიტებსა და ჩანაცვლების პერტიტებს. ეს უკანასკნელი წარმოიშვა ალბიტიზებული პლაგიოკლაზის კალიშპატით მეტასომატური ჩანაცვლების გზით (კალიმეტასომატოზი) (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1958, 1959<sub>1</sub>, 1959<sub>2</sub>).

ანტიპერტიტი, პირიქით, წარმოადგენს კალიშპატის ჩანართებს მკვეთრ პლაგიოკლაზებში (ნახ. 62,2).

თავისებურ სტრუქტურებს მიეკუთვნება პეგმატიტური შენაზარდები (ბერძ. „პეგმატოს“ — მყარი კაემირი): მათ შორის გამოყოფენ გრაფიკულ („დამწერლობითს“) და მიკროგრაფიკულ ანუ მიკროპეგმატიტურს (გრანოფირულს). პეგმატიტები ორი მინერალის კანონზომიერი შენაზარდებია მაგმის ერთდროული კრისტალიზაციის პირობებში, რაც ამ მინერალების მკაცრად განსაზღვრულ შედგენილობას, ე. ი. კოტექტიკას, შეესაბამება. კვარცის ჩანაზარდების თავისებური ფორმა უძველეს წარწერებს მოგვაგონებს („ებრაული ქვა“). შეზღდილი ერთსახელა მინერალური მარცვლების ჩაქრობა ერთდროულია, მეტასომატური პეგმატიტური სტრუქტურები კოტექტიკურ პროპორციას არ ქმნიან (ნახ. 62,3).

მირმეკიტი (ბერძ. „მირმეკს“ — ქიანქველას ბუდე, ქიანქველას ბუდის ხვრელებთან მსგავსების გამო) კვარცის ჭიხნური ჩანაზარდია პლაგიოკლაზში; ეს მოვლენა კალიუმის მინდვრის შპატის საზღვარზე შეიმჩნევა. რომლის არსებობა მირმეკიტის წარმოშობის პროცესში აუცილებელია მაშინაც კი, თუ ზედღებული პროცესების, მაგალითად, ალბიტიზაციის შედეგად ის მთლიანად ისპობა. მირმეკიტის გენეზისი სადისკუსიოა, ალბათ, იგი მეტასომატოზის პროდუქტია (ნახ. 62,4).

სრულკრისტალური ქანებისათვის ასევე დამახასიათებელია ე. წ. რეაქციული სტრუქტურები. რეაქციული გარსები ფემურ მინერალებში შეიძლება წარმოიშვას ასეთი თანამიმდევრობით: ოლივინი, რომბული პიროქსენი, მონოკლინური პიროქსენი, ამფიბოლი, ბიოტიტი. ყოველი რეაქციული გარსი მონოკრისტალია, რომელშიც ჩართულია ადრე გამოყოფილი მინერალის მარცვალი (რელიქტი). მაგალითად:

კელიფიტს ან კელიფიტურ არშიას (ბერძ. „კელიფოს“ — კაკლის ნაკუჭი), აქვს კონების ან რადიალურსხივოსნური აგრეგატების ფორმა. კელიფიტი ხშირად შეიმჩნევა გრანატის ირგვლივ პერიოდოტიტებში, რომელსაც ზოგჯერ მთლიანად ჩაენაცვლება კელიფიტის წარმომქმნელი მინერალები. პლაგიოკლაზზე ვითარდება ალბიტის არშია მიკროკლინთან კონტაქტის გასწვრივ. ორი მინერალის ურთიერთშეზრდა ან ერთი მინერალის არასწორი ჩანარებები მეორეში, მაგალითად, კვარცისა ქარსში, წარმოშობს სიმპლექტიტს (ნახ. 62,8).

როგორც წესი, მინერალთა მარცვლებს ქანებში აქვთ დამახასიათებელი ფორმები, რომლებიც კარგად ჩანს გაპრიალბულ ზედაპირებსა და თლილებში, ე. ი. ორგანოზომილებიან კვებებში. მაგრამ ამ მონახულების მიხედვით ყოველთვის არ შეიძლება ვიმსჯელოთ მინერალის სინგონიის შესახებ, რადგანაც სხვადასხვა სინგონიის კრისტალებს ბრტყელ კვებებში შეუძლიათ მოგვცენ ერთნაირი ფორმები, ხოლო ერთი და იგივე სინგონიისას — განსხვავებული ფორმები. კრისტალების სივრცული ფიგურების რეკონსტრუქციისათვის იყენებენ სტატისტიკურ მეთოდს (დიდი რაოდენობის კვებების გაზომვით) და ალბათობის თეორიით ითვლიან მინერალების სიბრტყული ფორმების ალბათურ პროცენტს სხვადასხვა სივრცული ფიგურისათვის: კუბებისათვის, ტეტრაედრებისათვის, ოქტაედრებისათვის, რომბოედრებისათვის და ა. შ. აღნიშნული მეთოდი უფრო დაწვრილებით განიხილება პეტროგრაფიის სახელმძღვანელოში (პეტროგრაფია, 1976).

კრისტალების ფორმები და მათი ზომები განპირობებულია პირველ რიგში მაგმის კრისტალიზაციის (გაცივების) სიჩქარით. მორფოლოგიური თავისებურებების მიხედვით განასხვავებენ მინერალების შემდეგ სახეებს: იზომეტრიულს — ერთნაირად განვითარებულს სამი მიმართულებით; ფირფიტისებრს — კარგად განვითარებულს ორი და სუსტად — ერთი მიმართულებით; პრიზმულს, ნემსისებრს და ბოქკოვანს — გაწელებს ერთი მიმართულებით.

თავისუფალი კრისტალიზაციის პირობებში მინერალებს უვითარდება მათთვის დამახასიათებელი წახნაგი, რთულ პირობებში კი ისინი მემკვიდრეობით იღებენ ადრე დაკრისტალბული მინერალების წახნაგებს. ამ ნიშნის მიხედვით შეიძლება გამოიყოს ქანმაშენი მინერალების შემდეგი სახეები: იდიომორფული (ბერძ. „იდიოს“ — დამახასიათებელი) ან ავტომორფული (ბერძ. „ავტოს“ — თვით) — მინერალური მარცვლები. რომლებიც შემოსაზღვრულია მათთვის! დამახასიათებელი კრისტალოგრაფიული წახნაგებით, ალოტრიომორფულები, ანუ ქსენომორფულები (ბერძ. „ქსენოს“ — უცხო) — მინერალები, რომელთა კრისტალოგრაფიული წახნაგების ფორმა განპირობებულია ადრე გამოყოფილი მინერალების კრისტალიზაციის შემდეგ დარჩენილი სივრცით; პიპიდომორფუ-

ლი (ბერძ. „პიპო“ — ქვეშ; წინასწარი, რომელიც მიგვიითთებს ნორმის საწინააღმდეგოდ შემცირებაზე: მოცემულ შემთხვევაში იგულისხმება არასრული, ნაწილობრივი) ან ჰიპავტომორფული მინერალები, რომელთა მარცვლები შემოსაზღვრულია ნაწილობრივ მათთვის დამახასიათებელი წახნაგებით და ნაწილობრივ მეზობლად განლაგებული მინერალების წახნაგებით.

მაგმური ქანების მარცვლების ზომა (სიმსხო) დამოკიდებულია არამარტო მაგმის გაცივების სისწრაფეზე, არამედ კრისტალების ზრდის სიჩქარეზეც. მარცვლების აბსოლუტური სიდიდით (სიმსხოთი) სრულკრისტალური სტრუქტურები (შესაბამისად, ქანებიც) იყოფა ხუთ ჯგუფად. გიგანტურმარცვლოვანი (მარცვლების ზომა 10 მმ-ზე მეტია; 10 მმ-ზე მეტი სიდიდის მარცვლები წარმოიშობა კრებითი, პეგმატოიდური გადაკრისტალების გზით); მსხვილმარცვლოვანი (10—5 მმ), საშუალომარცვლოვანი (5 — 2 მმ), ჩვეულებრივ, იგი ყველაზე უფრო გავრცელებულია; წვრილმარცვლოვანი (2—0,5 მმ), წარმოიშვა მაგმის სწრაფი გაცივების შედეგად და შეადგენს დაიკების პერიფერიულ ნაწილებს; წვრილმარცვლოვანი (0,5 — 0,1 მმ), რომლებიც მაგმის წრთობის გზით მიიღება.

ქანმაშენი მინერალების ფარდობითი სიდიდის მიხედვით განასხვავებენ თანაბარმარცვლოვან, არათანაბარმარცვლოვან, პორფირისებრ და პორფირულ სტრუქტურებს.

მაგმური ქანის თანაბარმარცვლოვნების ცნება პირობითია, რადგანაც ქანმაშენ მინერალებს, ჩვეულებრივ, მეტნაკლებად განსხვავებული ზომები აქვს; ეს განსაკუთრებით სხვადასხვა მინერალურ სახეს ეხება. ამიტომ მაგმური ქანის ფარდობითი მარცვლოვნების განსაზღვრის დროს საჭიროა მხედველობაში მივიღოთ მეტად გავრცელებულ მინერალთა მარცვლების საზომი. თუ უკანასკნელი მინერალის მარცვლები მთლიანობაში ერთნაირი ზომისაა, მაშინ ქანი თანაბარმარცვლოვანია, წინააღმდეგ შემთხვევაში ის არათანაბარმარცვლოვანი იქნება. ამ გაგებით პორფირისებრი და პორფირული სტრუქტურები მკვეთრად გამოხატული არათანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურების სახესხვაობებია დროით განთიშული მინერალებით. პირველი — მსხვილა პორფირულა გამონაყოფებია, წარმოდგენილი ერთი ან მეტი მინერალით, მეორე — დამორჩილებული, წვრილი ან უწვრილესი მინერალები და მინა, რომლებიც ე. წ. ძირითად მასას ქმნიან. მაგმურ პორფირისებრ სტრუქტურაში, რომელიც მინას ჩვეულებრივ არ შეიცავს, ძირითადი მასა შეიძლება იყოს წვრილიდან საშუალო მარცვლებამდე. პორფირული გამონაყოფები (ჩანაწინწყლები, ფენოკრისტალები (ბერძ. „ფენო“ — ვააშკარავებ) შეიძლება ძირითადი მასის მარცვლებზე მნიშვნელოვნად მსხვილი იყოს. პორფირული სტრუქტურა პორფირისებრისაგან უმ-

თავრესად ძირითადი მასის უფრო წვრილმარცვლოვნებითა და მინის შემცველობით განსხვავდება.

მაგმური სრულკრისტალური სტრუქტურების ჯგუფში იდიომორფიზმის ხარისხის მიხედვით გამოყოფენ შემდეგ მთავარ სტრუქტურებს: პანილიო-, ალოტრიო- და ჰიპილიომორფულმარცვლოვანს.

პ ა ნ ი დ ი ო მ ო რ ფ უ ლ მ ა რ ც ვ ლ ო ვ ა ნ ი სტრუქტურა (ბერძ. „პან“ — ყველა) ხასიათდება ქანმაშენი მინერალების იდიომორფიზმით, რომლებიც წარმოქმნის მათთვის დამახასიათებელ კრისტალოგრაფიულ ფორმებს. ეს სტრუქტურა ჩვეულებრივ პიროქსენიტებში, ლუნიტებში და სხვ. გვხვდება (ნახ. 78).

ა ლ ო ტ რ ი ო მ ო რ ფ უ ლ მ ა რ ც ვ ლ ო ვ ა ნ ი სტრუქტურა პანილიომორფულმარცვლოვანის საწინააღმდეგოა. ქანმაშენი მინერალების უმრავლესობა არაიდიომორფულია. იგი გვხვდება ზოგიერთ აპლიტში, გაბროში და სხვ. ამ სტრუქტურის სახესხვაობად ითვლება აპლიტური და გაბროული სტრუქტურები.

ა პ ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა დამახასიათებელია უმეტესად აპლიტებისათვის, რომლებიც წარმოქმნიან ძარღვებს, დაიკებს და გათიშულ უბნებს გრანიტოიდულ მასივებში, და შედგება ძირითადად კვარცისა და მინდვრის შპატისაგან, რომელთა მარცვლები ამჟღავნებენ სუსტად გამოხატულ ერთნაირ იდიომორფიზმს. ზოგ ადგილებში კვარცი უფრო იდიომორფულია.

გ ა ბ რ ო უ ლ ი სტრუქტურა გვხვდება სიღრმულ ფუძე მაგმურ ქანებში — გაბრო და გაბრო-დიორიტებში, რომლებიც შედგებიან ფუძე პლაგიოკლაზისა და ფემური (რკინამაგნეზიური) მინერალებისაგან. ეს მინერალები ნაწილობრივი და სუსტი იდიომორფიზმით ან ალოტრიომორფიზმით ხასიათდებიან (ნახ. 75).

ჰ ი პ ი დ ი ო მ ო რ ფ უ ლ მ ა რ ც ვ ლ ო ვ ა ნ ი სტრუქტურა ხასიათდება ქანმაშენი მინერალების იდიომორფიზმის განსხვავებული ხარისხით. იგი ინტრუზიული ქანების ყველაზე გავრცელებული სტრუქტურაა, კერძოდ, გრანიტოიდების, დიბაზების, მონცონიტების და სხვ. ჰიპიომორფულმარცვლოვანი სტრუქტურა ზოგჯერ შეიმჩნევა მეტასომატურ გრანიტოიდებშიც (ნახ. 86). ჰიპილიომორფულმარცვლოვანი სტრუქტურის სახესხვაობებია: გრანიტული, აგპაიტური, სიდერონიტული, ოფიტური, პოიკილიტური, პოიკილოოფიტური და მონცონიტური სტრუქტურები.

გ რ ა ნ ი ტ უ ლ ი სტრუქტურა დამახასიათებელია კვარცშემცველი ინტრუზიული ქანებისათვის (გრანიტოიდებისათვის), რომლებშიც მთავარი მინერალების იდიომორფიზმი კლებულობს შემდეგი თანამიმდევრობით: ფემური მინერალი, მინდვრის შპატი (პლაგიოკლაზი, კალიუმიანი მინდვრის შპატი), კვარცი.

ა გ პ ა ი ტ უ რ ი სტრუქტურა გვხვდება ტუტე ინტრუზიულ ქანებში (ნეფელინიან სიენიტებში). ამ სტრუქტურაში, გრანიტულისაგან განსხვავებით, სალური მინერალები ფემურთან შედარებით უფრო იდიომორფულია. მოცემულ სტრუქტურაში ყველაზე იდიომორფულია ნეფელინი, შემდეგ მინდვრის შპატი და, ბოლოს, ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი, ტუტე ამფიბოლი, არფედსონიტი.

ს ი დ ე რ ო ნ ი ტ უ ლ ი სტრუქტურა ინტრუზიულ ულტრამაფიტებსა და მაფიტებში გვხვდება. აქ იდიომორფულია სილიკატური მინერალი და ალოტრიომორფული (ქსენომორფულია) მადნეული მინერალი, რომელიც სილიკატური მინერალის კრისტალებს შორის სივრცეს ავსებს. მაგალითად, მადნეულ პიროქსენიტებსა და პერიდოტიტებში მადნეული მინერალი ავსებს პიროქსენის, ოლივინის ან ამფიბოლის (ნახ. 72, 73) მარცვლებს შორის სივრცეებს.

ო ფ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა (ღიაბაზური, დოლერიტული) (ბერძ. „ოფის“ — გველი; ძველად ბერძნები ასე უწოდებდნენ ლაქიან ქანებს, რომლებიც გარეგნულად გველის კანს მოგვაგონებს) დამახასიათებელია ფუძე მაგმური ქანებისათვის — გაბროული ინტრუზივების დაიკებისა და მძლავრი ბაზალტური ეფუზიური (ვულკანური) სხეულების შიგა ნაწილების კონტაქტის მიმდებარე უბნებისათვის. მოცემული სტრუქტურის ქანის მთავარი მინერალები გვხვდება ფუძე პლაგიოკლაზის იდიომორფული ფირფიტების და მათ შორის განლაგებული პიროქსენის ალოტრიომორფული მარცვლების სახით (ნახ. 80, 83).

პ ო ი კ ი ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა ერთი მინერალის (მინერალების) მეორეში (უფრო მსხვილში) გარკვეული ორიენტაციის გარეშე ჩართვით ხასიათდება. მინერალს, რომელიც შეიცავს ჩანართებს, ეწოდება ოიკოკრისტალი (ბერძ. „ოიკოს“ — სახლი), ე. ი. კრისტალი-მასპინძელი. ხოლო ჩართულს, ადრეგამოკრისტალულ მინერალს — ხადაკრისტალი (ბერძ. „ხადეო“ — ჩანართი), ე. ი. კრისტალი-სტუმარი. ქანის ძალიან დიდი წვრილმარცვლოვნების შემთხვევაში ამ ტიპის სტრუქტურას მიკროპოლიკიტურს უწოდებენ.

პ ო ი კ ი ლ ო ო ფ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა ოფიტური და პოიკილიტური სტრუქტურების ისეთი სახეა, როდესაც ფუძე შედგენილობის შედარებით წვრილი იდიომორფული პლაგიოკლაზები ჩართულია პიროქსენის მსხვილ მარცვლებში.

მ ო ნ ც ო ნ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა პოიკილიტურის სახესხვაობაა და დამახასიათებელია კალიშპატშემცველი ქანებისათვის, უმთავრესად მონცონიტებისა და ნაწილობრივ სიენიტებისათვის. მინერალებში ყოველგვარი ორიენტაციის გარეშე ჩართულია პლაგიოკლაზის წვრილი იდიომორფული მარცვლები.

პ ო რ ფ ი რ ი ს ე ბ რ ი (გრანიტ-პორფირული) სტრუქტურა ხასიათ-

დება წერილ- და საშუალომარცვლოვანი ძირითადი მასით, რომელსაც გრანიტული სტრუქტურა აქვს; მასში ჩაძირულია ერთი ან რამდენიმე მინერალის მსხვილი იდიომორფული გამონაყოფები (ჩანაწინწყლები). პორფირული სტრუქტურისაგან იგი კრისტალურობის მაღალი ხარისხით განსხვავდება. პორფირისებრი სტრუქტურა, ჩვეულებრივ, გრანიტოიდებში (პორფირისებრი გრანიტოიდები) გვხვდება. ჩანაწინწყლები (ფენოკრისტალები) უფრო ადრე წარმოიშვა, ვიდრე ძირითადი მასის მინერალები, რითაც ისინი განსხვავდება მეტამორფული ქანების პორფირობლასტების ჩანაწინწყლებისაგან, სადაც პროცესის დასასრულს ხდება მათი მეტასომატური გზით გამოყოფა.

ძირითადი მასის გრანოფირული სტრუქტურა ხასიათდება მინდვრის შპატისა და კვარცის კანონზომიერი შეზრდით, რომელიც განპირობებულია ევტექტიკური კრისტალიზაციით ან მეტასომატოზით. ჩანაწინწყლები უმთავრესად მინდვრის შპატის სახით გვხვდება. ქანი შეიცავს აგრეთვე მცირე რაოდენობით ფემურ მინერალს (ნახ. 87).

#### მეტასომატური ქანების ტექსტურები და სტრუქტურები

მეტამორფული ქანების ტექსტურები. ცალკეულ შემთხვევებში ძნელია მეტამორფული ქანის ტექსტურის გამოყოფა მისი სტრუქტურისაგან. მეტამორფული ქანების ტექსტურები შეიძლება გავაერთიანოთ სამ ჯგუფად: 1) მასიური, ანუ ერთგვაროვანი; 2) ტაქსიტური, ანუ არაერთგვაროვანი; 3) ნარჩენი, ანუ რელიქტური (მემკვიდრული).

მასიური, ანუ ერთგვაროვანი ტექსტურები წარმოიშვა ისეთ პირობებში, როდესაც მეტამორფიზმი დედაქანის ყველა უბანზე ერთნაირი იყო, თან არ ახლდა კრისტალიზაციური ფიქლოვნება და საწყის ქანებს ჰქონდა ერთგვაროვანი ტექსტურები. მასიური ტექსტურები გვხვდება კირქვიან სკარნებში, რქაქვებში, მეტამორფიტებში, მეტასომატურ გრანიტოიდებსა და ზოგიერთ სხვა ქანში.

ტაქსიტური, ანუ არაერთგვაროვანი ტექსტურები შეიძლება იყოს ლაქიანი (კვანძოვანი), ზოლიანი, ფიქლოვანი და დანაკეცებული. პირველი მათგანი წარმოიშვა პელიტური ქანების გადაკრისტალების შედეგად. წვრილმარცვლოვან მასაში გამოყოფენ გრანიტ-ნახშიროვანი ნივთიერების, კორდიერიტის და ზოგიერთი სხვა მინერალის შედარებით მსხვილ წარმონაქმნებს. როცა მსხვილი გამონაყოფები წარმოშობს მეტ-ნაკლებად კარგად დაწახნაგებულ კრისტალებს, ტექსტურა (სტრუქტურა) შეიძლება განვსაზღვროთ, როგორც პორფირობლასტური (ნახ. 94, 95, 96).

ზოლიან და ფიქლოვან ტექსტურებში არჩევენ პლანპარალელურ, ანუ ბრტყელპარალელურ და ხაზოვანპარალელურ სახესხვაობებს

(ნახ. 98). პირველი შეიმჩნევა ქერცლოვანი, ფურცლოვანი ან ფირფიტისებრი მინერალების შემცველ ქანებში, ე. ი. ლეპიდობლასტური სტრუქტურის ქანებში (იხ. ზემოთ), კერძოდ, ზოლურ მიგმატიტებში, ზოგიერთ გნეისში, ქარსიან ფიქლებში და სხვ. ხაზოვან-პარალელური ტექსტურები განპირობებულია მეტამორფიტებში სუბ-პარალელურად განლაგებული წაგრძელებული მინერალების არსებობით, როგორცაა ბოქოვანი რქატყუარა, სილიმანიტი, დისტენი და სხვ.

დანაკეცებული (ტალღური, ზიგზაგური) ტექსტურა წარმოიშობა ფიქლოვანი ტექსტურისაგან, როდესაც ამ უკანასკნელში ხდება წვრილი დანაოქება (ნახ. 63). ზოგჯერ ქანის (ფიქლის) ფიქლოვნების გასწვრივ განლაგდება მსხვილი კრისტალები ან კრისტალთა აგრეგატები, მაგალითად, მინდვრის შპატისა და კვარცის, რომელსაც გარს ეკვრის ფიქლის მასალა. ასეთ ტექსტურას უწოდებენ თვალისებრს ან ლინზისებრს (ნახ. 63). თვალისებრი ტექსტურის მქონე მაღალი მოქნილობის ფიქლების დიფერენციალური სრიალა დეფორმაციებისას შეიძლება მოხდეს ლინზების, დაიკებისა და ძარღვების წყვეტა, რომელთაც დაბალი მოქნილობა აქვთ. მათი ცალკეული ნაწილები განლაგდება ერთ სიბრტყეში, რომელსაც მკიდროდ ეხება ფიქლოვნება. ამ ტექსტურებს უწოდეს ბუდინაეის ტექსტურა (სტრუქტურა) (ფრანგ. „ბუდინ“ — მუთაქა, ძეხვი).



ნახ. 63. დანაკეცებული ტექსტურა მაკერის სერიის (ქვედა პალეოზოური) მიგმატიტში. მდ. გვანდრის სათავეები, კავკასია. გ. დუმბაძის ფოტო.

მეტამორფულ ქანებში ზოგჯერ შეიმჩნევა ნ ა რ ჩ ე ნ ი, ანუ რ ე-  
ლ ი ქ ტ უ რ ი (მემკვიდრული) ტექსტურები. ეს პირველ რიგში ეხება  
ზოლიან და ფიქლოვან ტექსტურებს, რომლებიც ხშირად ვითარდება  
ხილული და ფარული პირველადი შრეებრიობის გასწვრივ. ასეთ შე-  
მთხვევებში მეტამორფიზმი იწვევს დანალექი ქანის ტექსტურის შრეებ-  
რიობის გაძლიერებას. აღწერილია ეფუზიური ქანების ნარჩენი ტექსტ-  
ურები, მაგალითად, ნუშისებრი, ფლუიდური და სხვ.

მ ე ტ ა მ ო რ ფ უ ლ ი ქ ა ნ ე ბ ი ს ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე ბ ი, მეტამორფული ქა-  
ნების სტრუქტურებს შორის პირველ რიგში უნდა გამოვყოთ კ ა ტ ა კ-  
ლ ა ს ტ უ რ ი (ბერძ. „კატაკლაზი“ — ვანგრეე), რომელიც წარმოიშობა  
ტექტონიკური დაძაბულობის (დინამომეტამორფიზმის) შედეგად. ტექ-  
ტონიკური ძალების (წნევის) ხანგრძლივი მექანიკური ზემოქმედებით,  
რაც ვლინდება ქანების ზედა სტრუქტურულ საართულებში (რღვევის  
ზონებში), ხდება ქანმაშენი მინერალების დაქუცმაცება, გაღუნვა,  
დასკდომა და მოლესვაც კი, რასაც თან არ სდევს გადაკრისტალება და  
მინერალწარმოქმნა. ხშირად წარმოიშობა წვრილგრანულური შემა-  
ერთებელი მასა (ცემენტი), რომელიც შედგება კატაკლაზირებული ქანის  
შემადგენელი ყველა მინერალის ნარევისაგან. მეტამორფული ქანების  
სტრუქტურების მნიშვნელოვან ჯგუფს, რომელიც ხსნარების მონაწი-  
ლეობით ტემპერატურისა და წნევის სრულიად განსხვავებული მნიშვნე-  
ლობისას წარმოიშობა, ბლასტური (ბერძ. „ბლასტოს“ — წანაზარდი)  
ეწოდება და მიგვითითებს მყარ მდგომარეობაში საწყისი ქანის გადაკრის-  
ტალების პროცესზე, რასაც მოსდევს ახალი სტრუქტურის წარმოქმნა.  
თუ თავსართი „ბლასტო“ სიტყვის ბოლოშია, იგი მიგვითითებს იმაზე,  
რომ წარმოიშვა სრულიად ახალი სტრუქტურა, ხოლო თუ სიტყვის  
დასაწყისშია (სტრუქტურის დასახელების), მაშინ იგულისხმება, რომ  
საწყისი (რელიქტური, მემკვიდრეობით მიღებული) სტრუქტურის  
კვალი შერჩენილა. მეტამორფული ქანების სტრუქტურების ამ ორ  
ტიპს შესაბამისად კრისტალობლასტურს და ბლასტოკრისტალურს უწო-  
ლებენ.

კრისტალობლასტურ სტრუქტურებში მარცვლების სიდიდის ზრდის  
მიხედვით არჩევენ: 1) კრისტალობლასტურს (ფარულკრისტალობლას-  
ტურს). 2) მიკრობლასტურს, 3) წვრილობლასტურს, 4) მსხვილობლასტურს,  
გიგანტობლასტურს.

გარდა ამისა, გამოყოფენ აგრეთვე მეტამორფული ქანების ჰომეო-  
ბლასტურ (ბერძ. „ჰომეოს“ — მსგავსი, ერთგვაროვანი) და ჰეტე-  
რობლასტურ (ბერძ. „ჰეტეროს“ — სხვა, განსხვავებული) სტრუქტუ-  
რებს. პირველ შემთხვევაში მინერალური მარცვლები ხასიათდება  
დაახლოებით თანაბარი, მეორეში — არათანაბარი ზომებით. ჰეტე-





ნახ. 64. პორფირობლასტური (თვალისებრი) ტექსტურა. ჩანს გრანატის პორფირობლასტი, რომელშიც ჩართულია ტურმალინის კრისტალი. ჩრდილო კავეასია. ნოკ. + გადიდ. 60 X.

რობლასტური სტრუქტურის განსაკუთრებული სახესხვაობაა პორფირობლასტური და თვალისებრი სტრუქტურები (ნახ. 64). მათში მარცვლების ზომების მიხედვით გამოიყოფა სხვადასხვა გენეზისის მინერალური მარცვლები—შედარებით წვრილმარცვლოვანი მასა, რომელსაც ეფუძნებიან ქანების ძირითადი მასისაგან განსხვავებით ძირითადი ქსოვილი ეწოდება, და მსხვილი მარცვლები (ჩანაწინწყლები), რომელთაც პორფირობლასტებს უწოდებენ, მაგმური ქანების პორფირული ჩანაწინწყლებისაგან განსხვავებით.

მეტამორფული სტრუქტურები კლასიფიცირებულია აგრეთვე მინერალური მარცვლების ფორმების მიხედვით (მათი ზომების გაუთვალისწინებლად). ასეთი სტრუქტურებია გრანობლასტური, ლეპიდობლასტური და ნემატობლასტური.

გრანობლასტური (ლათ. „გრანუმ“ — მარცვალი) სტრუქტურის შემთხვევაში ქანი შედგება უმთავრესად მარცვლოვანი, მეტნაკლებად იზომეტრიული მინერალებისაგან, მაგალითად, კვარცის, პლაგიოკლასის, კალიუმის მინდვრის შპატის და სხვ. გრანობლასტური სტრუქტურის წვრილმარცვლოვანი სახესხვაობაა რქაქვა სტრუქტურა.

ლეპიდობლასტური (ბერძ. „ლეპიდოს“ — ქერცლი) სტრუქტურა დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომლებიც ძირითადად

ქერცლოვანი (ფურცლოვანი) მინერალებისაგან შედგება, როგორცაა, ქარსი, ქლორიტი, ტალკი და სხვ. (ნახ. 97).

ნ ე მ ა ტ ო ბ ლ ა ს ტ უ რ ი (ბერძ. „ნემა“ — ძაფი) და ფ ი ბ რ ო ბ ლ ა ს ტ უ რ ი (ლათ. „ფიბრა“ — ბოჭკო) სტრუქტურები აქვს ქანებს, რომლებიც ღეროვანი, ნემსისებრი, ბოჭკოვანი და სხვა წაგრძელებული (პრიზმული) მინერალური მარცვლებისაგან შედგება; ასეთებია რქატყუარა, აქტინოლიტი, ტრემოლიტი, სილიმანიტი (ფიბროლიტი) და სხვ. (ნახ. 96, 99, 100).

ბლასტოკრისტალური სტრუქტურებიდან გამოყოფენ ბლასტოოფიტურ, ბლასტოპანიდიომორფულ, ბლასტოპორფირულ, ბლასტოფსეფიტურ, ბლასტოფსამიტურ, ბლასტოალევეროლიტურ, ბლასტოპელიტურ სტრუქტურებს და სხვ.

### ვაგმური ქანების სტრუქტურული და მთავრისტრუქტურული ანალიზი

მაგმური ქანებისა და მათგან აგებული სხეულების სტრუქტურული და მიკროსტრუქტურული ანალიზის მეთოდები გამოიყენება ანიზოტროპული (დირექტორული) და ენდოსინკინეტური (პირველადი) ტექსტურების შესწავლისას, რომლებიც ყალიბდება მოძრავი მაგმის გაცივების პროცესში. როგორც აღვნიშნეთ, ამ დროს მინერალები იღებენ მეტნაკლებად მკვეთრად გამოხატულ კანონზომიერ ორიენტაციას სივრცეში, რაც დამოკიდებულია გარკვეული შედგენილობის მაგმის დინების ფარდობით სიჩქარეზე, ტექტონიკური ძალების ინტენსივობაზე, შემცველი ქანის ჩარჩოს ფორმებზე, მინერალების ჰაბიტუსზე (წაგრძელებული, ოთხკუთხა და სხვ.) და ა. შ.

აღსანიშნავია, რომ მინერალები შეიქლება კანონზომიერად განლაგდეს სხვადასხვა მყარ ქანშიც (მეორეული ან ზედდებული ორიენტირება) მიმართული ტექტონიკური ძალების ზემოქმედებით, აგრეთვე ნალექდაგროვების პროცესების დროს წყლის აუზებში, მორენებში და ა. შ. ნაწილაკების ორიენტირებული დიფერენცირებული მოძრაობის შედეგად. დანალექ ქანებზე ახალი ორიენტირებული მოძრაობის ზედდებისას ნაწილაკების ნებისმიერი საწყისი სივრცული ორიენტაციით ჩამოყალიბდება ახალი ტექსტურა (ახალი ტექსტურული ანიზოტროპია), რომელიც ჩანს მაკროსკოპულად ან მაკროსკოპში.

მაგმური ქანების მაკროტექსტურულ თავისებურებათა შესწავლა ხდება სტრუქტურული, ხოლო მიკროტექსტურის — მიკროსტრუქტურული ანალიზის მეთოდით.

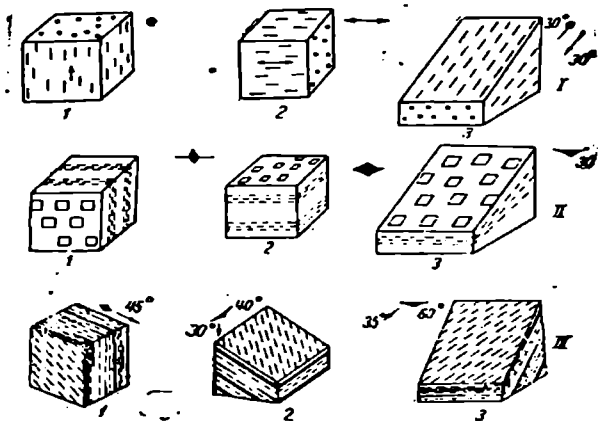
მიკროსტრუქტურულ ანალიზს საფუძველი ჩაუყარა გ. ბეკერმა 1893 წ. მოგვიანებით ეს მეთოდი განავითარეს ბ. ზანდერმა და ვ. შმიდტმა, რომლებიც ითვლებიან კიდეც მის ფუძემდებლად. მიკროსტრუქ-

ტურული ანალიზის შემუშავებისას ისინი, ისევე როგორც თავის დროზე გ. ბეკერი, ფართოდ იყენებდნენ გამოჩენილი რუსი მეცნიერის ე. ფედოროვის მეთოდს, რომელიც მან გამოაქვეყნა რუსულ და გერმანულ ენებზე ნაშრომში „თეოდოლიტური მეთოდი მინერალოგიასა და პეტროგრაფიაში“, რამაც გადამწყვეტი როლი ითამაშა მიკროსტრუქტურული ანალიზის ჩამოყალიბებაში.

ქანებისა და მათგან აგებული სხეულების სტრუქტურული ანალიზი ხორციელდება საველე პირობებში კომპასის გამოყენებით. ამავე დროს, განისაზღვრება განწევრების სიბრტყეების დინების ან დინების ხაზების მდგომარეობა სივრცეში, რაც შემდეგ დაიტანება რუქაზე ისევე, როგორც დანალექი ქანების შესწავლისას.

დინების ხაზების (დინების ხაზოვანი ტექსტურების) გასაზომად, რაც ფიქსირდება მაგმურ ქანებში მინერალების და სხვადასხვა ხარისხით გადამუშავებული ქსენოლითების ხაზოვან განლაგებაში საჭიროა დადგინდეს დაძირვის აზიმუტი და ხაზოვნების დაქანების კუთხე, რომელიც სხვადასხვა კონკრეტულ შემთხვევაში შეიძლება სხვადასხვანაირად განლაგდეს სივრცეში — ვერტიკალურიდან და ჰორიზონტალურიდან ნებისმიერი კუთხით დახრილამდე (ნახ. 65,1).

დინების პირველადი სიბრტყითი ტექსტურების (ზოლიანობის, ტრაქიტოიდულობის, განწევრების ენდოსინკინემატიკური ბზარების და სხვ.)



ნახ. 65. დინების ტექსტურების ბლოკ-დიაგრამა (და მათი პირობითი ნიშნები):

I — წრფივობა; II — დინების შრეები; III — დინების ზოლები და ხაზები.

განლაგება: 1 — ვერტიკალური; 2 — ჰორიზონტალური; 3 — დახრილი.  
გ. სარანჩინას, ე. შინჯარეჯას მიხედვით (1973).

განსაზღვრისათვის უნდა გაიზომოს ქანში სიბრტყითი ტექსტურის მიმართება, მისი დაქანების აზიმუტი და დაქანების კუთხე. ისევე, როგორც დინების ხაზებს, დინების შრეებსაც შეიძლება ჰქონდეს განსხვავებული მდგომარეობა სივრცეში — ვერტიკალური, ჰორიზონტალური და დახრილი (ნახ. 65,2).

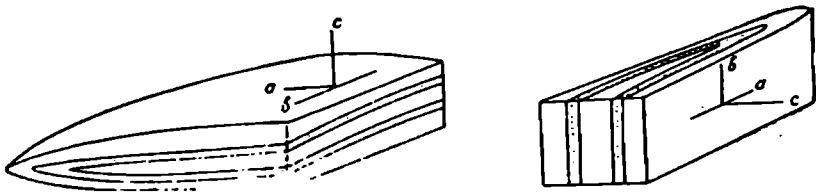
დინების ხაზები უმეტეს შემთხვევაში განლაგდება დინების სიბრტყეებში, მაგრამ ხშირად დინების ხაზებსა და შრეებს შორის შეიმჩნევა სხვადასხვა სივრცული დამოკიდებულებანი — ვერტიკალური, ჰორიზონტალური და სხვადასხვანაირად დახრილი (ნახ. 65,3).

მიკროსტრუქტურული ანალიზი რამდენადმე უფრო რთულია, განსაკუთრებით მასალის ლაბორატორიული დამუშავების ხასიათის მიხედვით. ამ დროს დიდი მნიშვნელობა აქვს ქვიური მასალის სწორ შეგროვებას ველის პირობებში. მიკროსტრუქტურული ანალიზის მიზანია ქანების მიკროანიზოტროპიის განსაზღვრა, ე. ი. მათი მიკროტექსტურული თავისებურებების შესწავლა.

ანიზოტროპულ ქანებში ქანმაშენი მინერალები იჩენენ კანონზომიერ სივრცულ ორიენტირებას. ასეთ ქანებს ეკუთვნის მრავალი მეტამორფიტი და მაგმატიტი — კრისტალური ფიქლები, მიგმატიტები, გნეისები, გნეისური გრანიტოიდები, მასიური გრანიტოიდები და სხვ., რომლებშიც კვარცის იზომეტრიული მარცვლების ოპტიკური ღერძები კანონზომიერად ერთი და იმავე მიმართულებით განლაგდება. ეს დგინდება ფედოროვის მაგიდის საშუალებით ქანების თლილში, რომლებიც აღებულია ველზე, ქვეყნის მხარეების მიმართ ორიენტირებულად. ორიენტირის განსაზღვრავად გამოიყენება აგრეთვე გასაზომად მოსახერხებელი ტეჩვადობა, მინერალის წახნავი ან კრისტალოგრაფიული ღერძი. ელემენტების განლაგება დაიტანება თანაბარფართობიან ბადეზე, ამასთან, ტეჩვადობის სიბრტყეების ორიენტირების გასაზომად ბადეზე დაიტანება მათი პოლუსებიც. ქანის კანონზომიერი ანიზოტროპიული აგებულებისას წერტილები, რომლებიც შეესაბამება ერთი და იმავე მინერალის სხვადასხვა მარცვლის ერთნაირი ელემენტების გაზომვებს, განლაგდება ერთმანეთთან ახლოს და წარმოშობს გროვებს.

ქვეყნის მხარეების მიმართ ორიენტირებული ნიმუშებისათვის გამოიყენება კოორდინატების მართკუთხა სისტემა *a*, *b*, *c* ღერძებით, სადაც *a* ღერძი ტექტონიკური მოძრაობის მიმართულებაა, *b* ღერძი — ტექტონიკური მიმართება, *c* — *ab* სიბრტყის მართობული. ეს უკანასკნელი ემთხვევა რომელიმე სიბრტყის ტექსტურულ მიმართულებას — ფიქლებრიობას, გნეისებრიობას და შრეებრიობას. მათ მართობულად განლაგდება *c* ღერძი.

*a* და *b* კოორდინატების ღერძების მიმართულების დადგენა ველზე შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, თუ შესასწავლ ქანებში გვაქვს ნაოჭები



ნახ. 66. *a, b, c* კოორდინატა ღერძების შერჩევა ფიქლოვანი მეტამორფიტების ნაოქებში (პირაზონტალური და ვერტიკალური).

და ნაკეცები (ნახ. 66). მათში *b* ღერძი შეესაბამება ნაოქის ღერძს, *c* ღერძი ნაოქის სიმეტრიის სიბრტყის, ე. ი. მისი ღერძული სიბრტყის მართობულია, *a* ღერძი განლაგდება ამ სიბრტყეში ღერძის მართობულად.

თუ ნაოქები და ნაკეცები გაშიშვლებებში არ გვაქვს, მაშინ *a* და *b* ღერძების დასადგენად საჭიროა გავარკვეოთ, შეინიშნება თუ არა ხაზობრიობა *ab* სიბრტყეზე (ფიქლებრიობის ან განწვევების სიბრტყე), რომელიც ემთხვევა *a* ან *b* ღერძს. რაც შესაძლო ხდება დადგინდეს ორიენტირებული ნიმუშების მიკროსკოპული შესწავლისას და ტექტონიკური სურათის გასარკვევად (იხ. ქვემოთ). თუ ეს სახე ეკუთვნის *S*-ტექტონიტს, მაშინ შემჩნეული ხაზობრიობა *a* ღერძის პარალელურია (გასწვრივი ხაზობრიობა), *R* ტექტონიტის შემთხვევაში კი ხაზობრიობა ემთხვევა *b* ღერძს (გამკვეთი ხაზობრიობა).

ორიენტირებული ნიმუშის ასაღებად ძირითად გაშიშვლებაში აარჩევენ მკვეთრად დაფიქლებულ ან დანაკეცებულ უბანს. ფიქლებრიობის ან განწვევების ერთ-ერთ კარგად გამოხატულ სიბრტყეზე ფანქრით დაიხაზება ორი ურთიერთმართობი ხაზი—მიმართების შესაბამისი და მოცემული სიბრტყის დაქანების პარალელური: მიმართების და დაქანების განლაგება ქვეყნის-მხარეების მიმართ კომპასით განისაზღვრება და ჩაიწერება საველე დღიურში. შლიფების დასაწმადებლად მომზადებული ორიენტირებული ნიმუშების (2-3 მმ სისქისა და 2×2 სმ ფართობის ფილები) მოტეხა ხდება პატარა ჩაქუჩით *a* და *b* კოორდინატული ღერძების, უფრო იშვიათად — *c* ღერძის მართობულად.

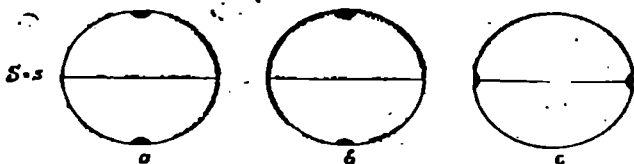
მიკროსტრუქტურული ანალიზი საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ მეტამორფული ფორმაციის საწყისი ტექტონიკური სტრუქტურა (ნაოქა და წყვეტილი), რომელიც ვითარდება გეოსინკლინური წარმონაქმნების ხარჯზე, ინტრუზივების (მაგმური და მეტასომატური) შინაგანი აგებულება (ანიზოტროპია), ტექტონიკური დაძაბულობის მიმართულება, მადნეული საბადოს უბნების ტექტონიკური გადაადგილება და სხვ.

სხვადასხვა დიფერენციალური მოძრაობანი, რომლებიც მყარ ქანებში (მაგალითად, მეტამორფიზმის დროს) და დასაკრისტალბელ მაგმაში ხდება, განაპირობებს ტექტონიტების ოთხი ტიპის წარმოშობას. პირველ ტიპს შეადგენს დიფერენციალური სრიალა (ლამინარული) (ლათ. „ლამინა“ — ფირფიტა) მოძრაობები პარალელური სიბრტყეების ერთი სისტემის მიმართ. მეორე ტიპია დიფერენციალური ბრუნვითი (ტურბულენტური) (ლათ. „ტურბულენტუს“ — გრიგალური) მოძრაობები, ვითარდება სიბრტყეების უსაზღვრო რაოდენობის მიმართ, რომლებიც  $R$  ღერძის ირგვლივ ქმნიან სარტყელს; მესამე ტიპს მიეკუთვნება დიფერენციალური მოძრაობანი, რომლებიც მიმდინარეობს ბრუნვის ელიფსოიდის ორი წრიული კვეთის პარალელურად, მეოთხე ტიპი პირველი სამი დიფერენციალური მოძრაობის წყვილი კომბინაციებია ან ყველასი ერთად.

ლათინური ასომთავრული  $S$  ასოთი აღინიშნება ბრტყელპარალელური ტექსტურის ზედაპირი, ე. ი. კრისტალური ფიქლებრიობის ზედაპირი, ხოლო პატარა ლათინური  $s$ -ით — დიფერენციალურ გადანაცვლებათა ზედაპირი. პატარა ასოებით  $s_1, s_2, s_3$  და ა. შ. შესაბამისად აღინიშნება დიფერენციალური გადანაცვლების სხვადასხვა სიბრტყე.

ტექტონიტების სახეები (ნახ. 67) გვიჩვენებს დიფერენციალურ სრიალა მოძრაობებს სიბრტყეების ერთი სისტემის  $S = s$  პარალელურად. ქარსის ფირფიტების ზოლები, რომლებიც განლაგებულია  $S$ -ის პარალელურად, აღწევს მკაფიო მაქსიმუმს, რომელიც ემთხვევა  $c$  ღერძს.  $S$  ემთხვევა  $ab$  სიბრტყეს. დიაგრამაზე მაქსიმუმს აღწევს აგრეთვე კვარცის მარცვლები, რომელთაც აქვთ ორიენტირებული ოპტიკური ღერძები. ასეთმა ტექტონიტებმა მიიღო  $S$  ტექტონიტების სახელწოდება.

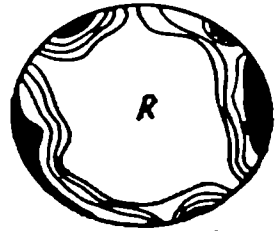
67-ე ნახაზზე ნაჩვენებია ტექტონიტის მეორე ტიპი —  $R$ -ტექტონიტი ( $R$  სარტყლური სახე), მიღებული დეფორმაციის ელიფსოიდის თითქოსდა ბრუნვის შედეგად: ამ დროს ხდება აგრეთვე წრიული კვეთების ბრუნვა.



ნახ. 67. კვარცის და ქარსის ორიენტირების დიაგრამა ტექტონიტებში.

$a$  — ქარსის ტექჩადობის პოლუსების ორიენტირება;  $b$  — კვარცის მარცვლების ოპტიკურ ღერძთა ორიენტირება (კვარცის მარცვლებში დიფერენციალური მოძრაობები მიმდინარეობდა ბაზოპინაკოიდის სიბრტყის პარალელურად);  $c$  — კვარცის მარცვლების ოპტიკურ ღერძთა ორიენტირება (დიფერენციალური მოძრაობები მიმდინარეობდა პრიზმის წახნაგების პარალელურად ოპტიკური ღერძების მიმართულებით).

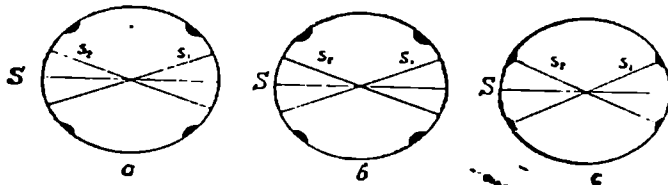
*B*-ტექტონიტი ხასიათდება სახეების მე-სამე ტიპით. 70-ე ნახაზზე ნაჩვენებია ტექტონიტის სახეები, რომლებიც წარმოიშობა ქარსის ფირფიტების (*B* ტექნეალობის პოლუსების მიმართ) და კვარცის მარცვლების მოსრიალე დიფერენციალური მოძრაობების შედეგად (*a* პრიზმის წახნაგების და *c* — ბაზოპინაკოიდის წახნაგების მიმართ).



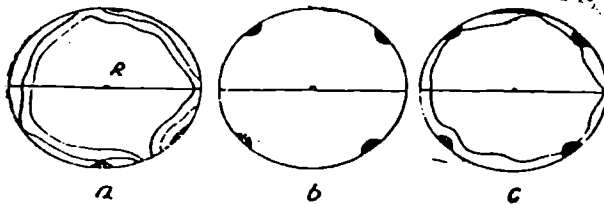
ნახ. 68. სარტყლური სახეები *R*-ტექტონიტებში ქარსის, კვარცის და სხვა მინერალებისათვის.

როგორც აღვნიშნეთ, შერეული ტექტონიტების სახე მიიღება პირველი სამი სხვადასხვა კომბინაციით. კომბინაციები შეიძლება იყოს შემდეგი:  $S + R + B$  — ტექტონიტი,  $S + R$  — ტექტონიტი,  $S + B$  — ტექტონიტი. 70-ე ნახაზზე მოცემულია შერეული ტექტონიტების სამი სახე.

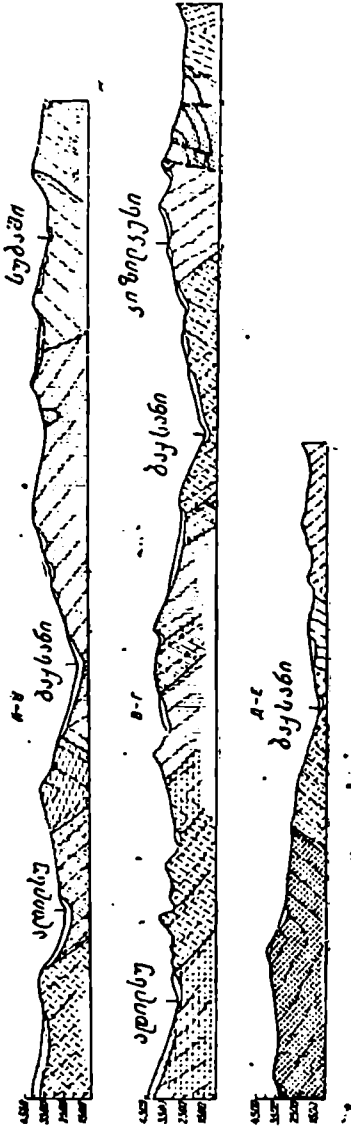
ქანების და მათგან წარმოქმნილი სხეულების სტრუქტურული და მიკროსტრუქტურული კვლევების მაგალითები მრავლადაა აღწერილი როგორც უცხოურ, ასევე სამამულო ლიტერატურაში (ნ. ელისევი, 1953, გ. აეგორეი, 1966 და სხვ.).



ნახ. 69. შებრტყელების სახეები *B*-ტექტონიტში: *a* — სახე კვარცის მიმართ (კვარცის მარცვლების მოსრიალე დიფერენციალური მოძრაობები მიმდინარეობდა პრიზმის წახნაგების პარალელურად); *b* — სახე ქარსის ფირფიტების ტექნეალობის პოლუსების მიმართ; *c* — სახე კვარცის მიმართ (კვარცის მარცვლების მოსრიალე დიფერენციალური მოძრაობები მიმდინარეობდა ბაზოპინაკოიდის წახნაგების პარალელურად).



ნახ. 70. შერეული ტექტონიტების სახეები: *a* —  $S + R$  ტექტონიტის; *b* —  $S + B$  ტექტონიტის; *c* —  $R + B$  ტექტონიტის.



ნახ. 71. კავკასიონის კრისტალური სუბსტრატის გეოლოგიური კრილუბი (მდ. ბაქსანის აუზის უბანი), წარმოდგენილი კრისტალური ფიქლებით, გნეისებით, მიგმატიტებით და გრანიტოიდებით. სხვადასხვაგვარად დაბარილი წყვეტილი ხაზებით ფიქსირდება საწყისი დაწალევი და ეულკანოგენურ-დანალევი ქანების შემკვიდრული ნაოქოსტრუქტურები.



ქვემოთ მოყვანილია კავკასიონის ჩრდილო ფერდის პალეოზოური მეტამორფიტების (კრისტალური ფიქლების, მიგმატიტების, გნეისების) და გრანიტოიდების (მასიური და გნეისისებრი) სტრუქტურული და მიკროსტრუქტურული ანალიზის ერთ-ერთი მაგალითი. მდ. ბაქსანის აუზის ძველ კრისტალურ ქანებში ჩატარდა პირველადი შრეულობის თანხედენილი ფიქლოვნების მიმართულების და დაქანების აზიმუტების მრავალრიცხოვანი გაზომვა. ეს ქანები წარმოადგენს მიგმატიტებისა და გნეისების, აგრეთვე მასიური და გნეისისებრი გრანიტოიდების მორიგეობას (ზედნადები რეგრესული მეტამორფიზმის ასაკი ჰერცინულია). ამავე დროს შეიჩა ორიენტირებული ნიმუშები, რომლებიც შემდეგ მიკროსტრუქტურულად გაანალიზდა. ამ გამოკვლევათა შედეგად დადგინდა ნაოკა და წყვეტილი სტრუქტურები, რომლებიც შემკვიდრებით იქნა მიღებული საწყისი გეოსინკლინური წარმონაქმნებისაგან (ნახ. 72).

ენდოგენური ქანების მთავარი ტიპების  
დახასიათება

თავი VII

მაგური ქანების მთავარი ტიპების დახასიათება

დღეისათვის ყველა მაგური ქანის — ვულკანურის და პლუტონურის გენერალური კლასიფიკაცია დამყარებულია ქანების წონით შედგენილობაზე რომელიმე კომპონენტის, მათ შორის აქროლადებისა და სამვალენტისანი რკინის რაოდენობის შეუზღუდავად. ამა თუ იმ კონკრეტული ქანის განსაზღვრული ტიპისადმი (აბსტრაქტული, განზოგადებული) მიკუთვნების საიმედოობა დამოკიდებულია ქიმიური ანალიზების ხარისხზე.

მაგური ქანები კაემიწის შემცველობის მიხედვით იყოფიან ოთხ ჯგუფად: ულტრაფუქე (ულტრამაფიტები, ულტრაბაზიტები) — დუნიტები, პერილოტიტები, პიროქსენიტები, კიმბერლიტები, შეიმეჩიტები და სხვ. ( $\text{SiO}_2$  30 — 40 %); ფუქე (მაფიტები) ბაზიტები) — გაბროიდები და ბაზალტოიდები ( $\text{SiO}_2$  44 — 53 %); საშუალო კაემიწა — დიორიტები და ანდეზიტები ( $\text{SiO}_2$  53 — 64 %) და კაემიწა — გრანიტოიდები, რიოლიტები, დაციტები და სხვ. ( $\text{SiO}_2$  64 — 78 %).

მაგური ქანების მნიშვნელოვანი საკლასიფიკაციო ნიშანია აგრეთვე მათში ტუტეების შემცველობა; მას გამოხატავენ ტუტეების ჯამის ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) შეფარდებით  $\text{SiO}_2$ -თან. ამ შეფარდების სიდიდის მიხედვით გამოყოფენ ნორმალური ტუტეანობის (სიენიტები და ტრაქიტები) და ტუტე (ქანები, რომლებიც შეიცავენ ფელსპატოიდებსა და ტუტე მუქ მინერალებს ერთდროულად ან ცალ-ცალკე) ქანებს. ქანთა ამ ორ ჯგუფს შორის შეიძლება გამოიყოს ქანების შუალედური ჯგუფი ტუტეების ამაღლებული შემცველობით (სუბტუტე).

ინტრუზიული (პლუტონური) ქანების კლასიფიკაციას ჩვეულებრივ ახდენენ მინერალური შედგენილობის (მოდალური, ჭეშმარიტი) მიხედვით, მოცულობით პროცენტობით. ამ კლასიფიკაციის უპირატესობა მდგომარეობს იმაში, რომ ქანმაშენი მინერალები, როგორც გეოლოგიური ინდიკატორები, საშუალებას იძლევიან გაირკვეს ქანის ფორმირების პირობები და, გარდა ამისა, სრულკრისტალური ქანის მინერალური შედგენილობა განისაზღვროს სავსე პირობებში პოლა-

რიზაციული მიკროსკოპის გამოყენების გარეშე. ეულკანური (მინისებრი) ქანების კლასიფიკაცია მინერალური შედგენილობის მიხედვით, ბუნებრივია, გამოუსადეგარია.

სრულკრისტალური ქანების კლასიფიკაციისათვის გამოყენებულია შემდეგი მინერალები და მინერალთა ჯგუფები (კლასიფიკაცია..., 1975) მოცულობით %-ობით.

Q — კვარცი;

A — ტუტე შინდერის შპატები (ორთოკლაზი, მიკროკლინი, პერტიტი, ანორთოკლაზი, ალბიტი  $Al_{10-5}$ );

P — პლაგიოკლაზი  $Al_{10-10}$ , სკაპოლითი;

F — ფელდშპათოიდები, ანუ ფიოდები (ლეიციტი და ფსეუდოლეიციტი, ნეფელინი, სოდალითი, ნოზუანი, ჰაუინი, კანკრიზიტი, ანალიმი და სხვ.);

M — ფემური და მსგავსი მინერალები (ქარსები, ამფიბოლები, პიროქსენები, ოლივინი, მადნეული მინერალები, აქესორები — ტირკონი, აპატრი, ტიტანიტი და სხვ.; ეპიდოტი, ორთიტი, გრანატები, მელალითები, მონტიჩელითი, პირველადი კარბონატები და ა. შ.);

Q, A, P და F ფელზიტური მინერალებია, ფემური მინერალები კი წარმოდგენილია ერთი საერთო M ინდექსით.

იმ ქანთა კლასიფიკაცია, რომლებშიც  $M < 90\%$ , ხდება ფელზიტური მინერალების შემცველობის მიხედვით, ხოლო ქანებისა, რომლებშიც M უდრის 90—100%-ს — ფემური მინერალების შემცველობის მიხედვით.

ფელზიტური და ფემური ტიპის ქანების აღსანიშნავად გამოიყენება თავსართები „ლეიკო“ (ბერძ. „ლეიკოს“ — ღია) და „მქლანო“ (ბერძ. „მუქი“), რომლებიც იწერება სიტყვის დასაწყისში. მაგალითად, ბიოტიტიანი ლეიკოგრანიტი, რქატყუარიანი-ბიოტიტიანი მელანოგრანოდიორიტი, ბიოტიტიანი კვარციანი ლეიკოდიორიტი, ოლივინიანი მელანოგაბრო, ნეფელინიანი მელანოდიორიტი, ნეფელინის შემცველი მელანოსიენიტი და ა. შ. აღნიშნული თავსართები ახასიათებენ  $M'$  ფერის ინდექსის (ქანში ფემური მინერალების ჯამური შემცველობის) სიდიდეს. იგი განისაზღვრება მსხვილმარცვლოვანი ინტრუზიული ქანის შტუფის გაპრიალეზულ ზედაპირზე შემდეგი განტოლებით:  $M' = M - (\text{მუსკოვიტი} + \text{აპატიტი} + \text{პირველადი კარბონატი და ა. შ.})$ , ვინაიდან ფრჩხილებში მოქცეული მინერალები ჩვეულებრივ ფელზიტურ მინერალებს მიეკუთვნებიან. მარცვლების ზომის შემცირებასთან ერთად რთულდება ფერის ინდექსის განსაზღვრა. წვრილმარცვლოვანი და მინისებრი ქანების შემთხვევაში იყენებენ ნორმატიული ფერის ინ-

დექსს, რომელიც სხვაობაა 100 და  $q$ ,  $or$ ,  $ab$ ,  $at$ ,  $ne$  ჯამს შორის (მოცულობით  $\%$ -ობით).

ფერის ინდექსის მიხედვით ქანებს აჯგუფებენ შემდეგნაირად: ულტრა-მაფიტური ( $M' = 100 \div 90\%$ ), მელანოკრატული ( $M' = 90 \div 65\%$ ), მეზოკრატული ( $M' = 65 \div 35\%$ ), ლეიკოკრატული ( $M' = 35 \div 0\%$ ).

### ულტრამაფიტიზმი

ულტრამაფიტები (ულტრაბაზიტები), ანუ ულტრაფუძე მაგმური ქანები უმინდერისშპატო ქანებია, რომლებიც რკინამაგნეზოური მინერალებისაგან შედგებიან. მათი რაოდენობრივი წილი დედამიწის ქერქში მცირეა. ამ ქანთა შორის უპირატესად გავრცელებულია მათი ინტრუზიული სახესხვაობანი, რომელთათვისაც დამახასიათებელია სერპენტინიზაციის პროცესი. სერპენტინი წარმოდგენილია ლიზარდიტის, ქრიზოლიტის და ანტიგორიტის სახით; მას, როგორც წესი, თან ახლავს მეორეული მაგნეტიტი. ლიზარდიტი და ქრიზოლიტი ხასიათდებიან წვრილბოჭკოვანი, ნემსისებრი აგებულებით, ანტიგორიტი კი ფირფიტოვანი ან ფურცლოვანია. აღნიშნულის გარდა, ოლივინს, აგრეთვე ორთოპიროქსენს ჩაენაცვლება ანტოფილიტი, ტალკი და კარბონატი. ულტრამაფიტებში შემდეგი მინერალებიც გვხვდება: ბრუსიტი, ცოიზიტი, ჰიდროგრანატი, ვეზუვიანი და სხვ.

ტუტემიწა რიგის ულტრამაფიტები (დუნიტ-პარცტურგიტული ინტრუზივები) გავრცელებულია ევგოსინკლინებში და ბაქნებზე სხვა ქანებთან ასოციაციაში. ევგოსინკლინებში ულტრამაფიტებთან პარაგენეზისში გვხვდებიან გაბროიდები და  $K$ ,  $Ti$  და  $Fe$  ღარიბი ბაზალტები (ტოლეიტური ბაზალტები); ეს უკანასკნელნი ხშირად განიცდიან სპილიტიზაციას და მწვანე ქვის შეცვლას და ქმნიან ოფიოლიტურ ფორმაციას, რომლის შემადგენლობაში შედის აგრეთვე გრაუვაკები, თიხიანი (ასპიდური) და კაჟიანი ფიქლები.

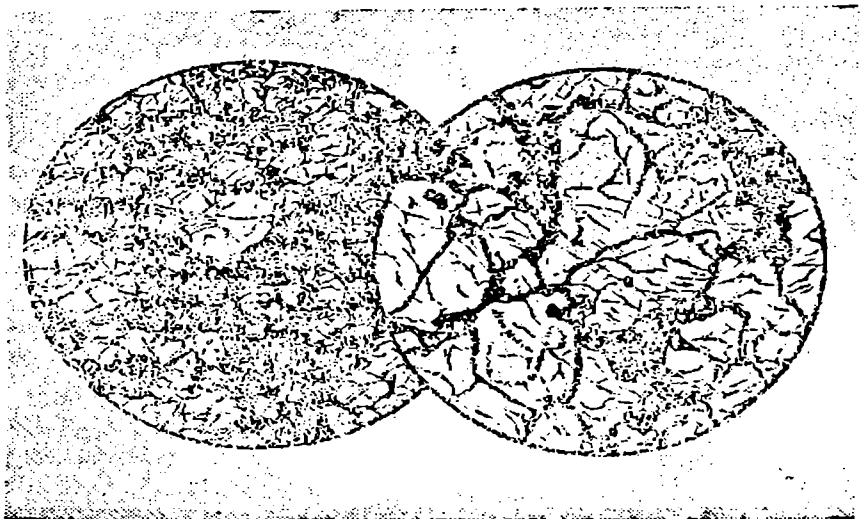
დუნიტ-პარცტურგიტული ინტრუზივები, ჩვეულებრივ, ერთგვაროვანია, იშვიათად ფენოვანი, დაშრევებული, რაც ვლინდება რკინის შემცველობის გაზრდაში და დუნიტების პარცტურგიტებით და ლერცოლიტებით, ხანდახან პლაგიოკლაზიანი პერიდოტიტებით შეცვლაში, საგებიდან სახურავისკენ.

ოფიოლიტური ფორმაციები ქმნიან საკმაოდ გამწე სარტყლებს, კერძოდ. წყნარი ოკეანის დასავლეთით მოსაზღვრე პალეოზოური ოფიოლიტური სარტყელი გაქიმულია 15 ათასზე მეტ კილომეტრზე; ადრემეზოზოური სარტყელი გასდევს კარიაკის ზეგანს, სახალინს, იაპონიას, ზღვისპირეთს; გვიანმეზოზოური მოიცავს კამჩატკას, იაპონიას, კუნძულ ტაივანს, ფილიპინებს, სოლომონის კუნძულებს, ახალ ზელანდიას.

ოფიოლიტური ფორმაციების ულტრამაფიტები მდიდარია მაგნიუმით, ქრომითა და ნიკელით. სიხოტე-ალინში, განვითარების ადრეული სტადიის დუნიტ-პარცბურგიტულ ინტრუზივებთან ასოციაციაში გვხვდება რკინით ლარიბი ტოლეიტ-ბაზალტები, ხოლო შედარებით გვიანი სტადიის დუნიტ (ოლივინიტ)-ვერლიტურ ინტრუზივებთან — შედარებით უფრო რკინიანი ანდეზიტ-ბაზალტები. ერთდროულად თავს იჩენს ქრომიტულა და სილიკატურნიკელიანი გამადნების ცვლა რკინა-ტიტანიანი გამადნებით. ანალოგიური თანაფარდობანი დამახასიათებელია სხვა ოფიოლიტური ფორმაციებისათვისაც.

ბაქნებზე განვითარებული ტუტემიწა რიგის ულტრამაფიტები გაბროიდებთან და ტუტე ულტრამაფიტებთან ასოციაციაში გვხვდება. მათთვის დამახასიათებელია დაშრევების ტენდენცია ვერტიკალური მიმართულებით. ამგვარი ინტრუზივების მაგალითია ბუშველდის, სტილუოტერის და სხვა მასივები.

დუნიტი (მთა დუნის მიხედვით ახალ ზელანდიაში) — თითქმის მონომინერალური ოლივინიანი ქანია (ოლივინი 6—13% ფაიალიტურ კომპონენტს შეიცავს). აქსცესორის სახით შეიმჩნევა ქრომშპინელიტი



ნახ. 72. მაგნეტიტის ოლივინიტი. მარცხენა მიკროფოტო-პაედიის რაიონი, ჩრდილოეთი ურალი. სტრუქტურა სიდერონიტული. ტიტანომაგნეტიტი აცემენტებს ოლივინის მარცვლებს. ლ. დიუპარკისა და ა. გროსეს მისედევით. 1916 წ.; მარჯვენა მიკროფოტო-ისოვსკის რაიონი, ურალი. ნ. ვისოცკის მიხედვით, 1913 წ.

(ქრომიტი). ჩვეულებრივ, ოლივინი გასერპენტინებულია. ღუნიტის სტრუქტურა პანიდიომორფულმარცვლოვანია.

ღუნიტები გვხვდება როგორც ნაოქა მხარეებში, სადაც ფარფოდაა გავრცელებული გაბრო-პერიდოტიტული და ღუნიტ-პიროქსენიტ-გაბრო-იდული ფორმაციები, ასევე ბაქნებზე, სადაც დილია პერიდოტიტ-პიროქსენიტ-ნორიტიული და ტუტე-ულტრამაფიტური ფორმაციების როლი.

არსებობს აზრი ზედა მანტიის შემადგენელი ყველა ღუნიტის გენეტური ერთიანობის შესახებ.

ოლივინიტი აგრეთვე თითქმის მონომინერალური ქანია; შედგება ოლივინის, ჩვეულებრივი ქრიზოტილის (რომელიც გასერპენტინებულია და შეიცავს 12—18% ფაიალიტურ შემადგენელს) და აქცესორული მაგნეტიტისაგან, ღუნიტში წარმოდგენილი ქრომშპინელიდის (ქრომიტის) ნაცვლად.

პერიდოტიტი (ფრანგული „პერიდოტე“ — ოლივინის მოძველებული სახელწოდება) — კრებითი სახელწოდებაა ულტრამაფიტებისა, რომლებიც უმთავრესად შედგებიან ნაწილობრივ გასერპენტინებული ოლივინისა და პიროქსენისაგან, ქრომშპინელიდის (რიგი კომპონენტების:  $MgCr_2O_4$ ,  $FeCr_2O_4$ ,  $MgAl_2O_4$ ,  $Fe_3O_4$  მყარი ხსნარი) ან მაგნეტიტის, იშვიათად სულფიდების მარცვლების მიწარევით. ორთოპიროქსენის რკინიანობა ფეროსილიკატური შემადგენლის 9 — 15%-ის ფარგლებში მერყეობს. ორთოპიროქსენები ჩაინაცვლება ბასტიტით. რომელიც ანტიგორიტიის ან ქრიზოტილის ფსევდომორფოზას წარმოადგენს ენსტატიტის მიმართ. პერიდოტიტების სტრუქტურა ჩვეულებრივ პანიდიომორფულმარცვლოვანია.

გამოიყოფა პერიდოტიტის შემდეგი სახესხვაობანი: ვერლიტი (ვერლეს პატივსაცემად), რომელიც შედგება ოლივინისა და კლინოპიროქსენისაგან; გვხვდება ნაოქა მხარეების განვითარების გეოსინკლინური სტადიის გაბრო-პერიდოტიტული ფორმაციების ალპინოტიპურ ოფიოლიტურ ინტრუზივებს შორის. ჰარცბურგიტი (პ. ჰარცბურგის მიხედვით), რომელიც შედგება ოლივინისა და ორთოპიროქსენისაგან; გაბრო-პერიდოტიტული ფორმაციის ყველაზე ტიპური ქანია.

ლერცოლიტი (მდ. ლერსის მიხედვით პირენეებში) შედგება ოლივინისა, ორთოპიროქსენისა (ზოგჯერ ენაცვლება აქტინოლითი და ქლორიტი) და კლინოპიროქსენისაგან. განვითარებულია ნაოქა მხარეების გაბროპერიდოტიტულ ფორმაციებში, კერძოდ, პალეოზოურის შემდგომი ლერცოლიტები გვხვდება მცირე კავკასიაში, სახალინზე, სიხოტე-ალინზე, კარპატებსა და კამჩატკაზე.

გრანატიანი პერიდოტიტი პერიოდტიტების უმთავრეს სახესხვაობას მიეკუთვნება; მას პორტონოლიტურ ღუნიტსაც უწოდებენ (პორტონის დაბლობის მიხედვით, შვეიცარიაში). ოლივინსა ( $62\frac{1}{2}\%$ )

და დიოპსიდთან (26%) ერთად შეიცავს გრანატს (10%), პიროპის კომპონენტის მნიშვნელოვანი რაოდენობით და მადნეულ მინერალს.

გრ ი კ ვ ა ი ტ ი (გრკიკვალენდესტის მიხედვით სამხრეთ აფრიკაში) გრანატიანი (პიროპიანი) პერიდოტიტის სახესხვაობაა, რომლის შედგენილობაში ოლივინსა და დიოპსიდთან ერთად შედის აგრეთვე პიროპიანი გრანატი, შპინელი, პეროვსკიტი, ხანდახან ფლოგოპიტი.

გრანატიანი პერიდოტიტები უმთავრესად გვხვდება ალმასიანი პროვინციების კიმბერლიტის მილებში „მონათესავე“ ჩანართების სახით და ძალიან იშვიათად შიშვლდებიან ზედაპირზე მასივების სახით კამბრიულამდე წარმონაქმნებში.

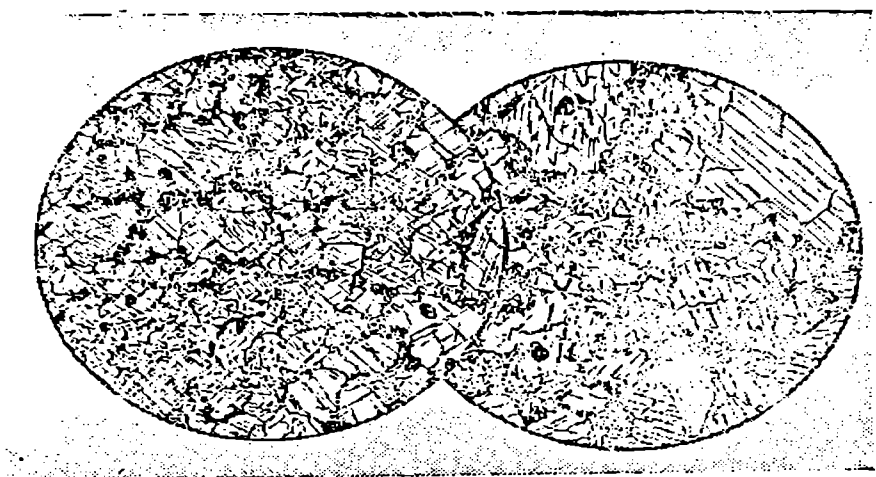
რ ქ ა ტ ყ უ ა რ ი ა ნ ი პ ე რ ი დ ო ტ ი ტ ი ულტრამაფიტია. რომელიც ამა თუ იმ ხარისხით გასერპენტინებულ ოლივინსა და პიროქსენთან (პიპერსტენი, კლინოპიროქსენი) ერთად შეიცავს რქატყუარასაც.

რქატყუარიანი პერიდოტიტები ძალიან იშვიათი ქანებია; გვხვდება კორტლენდის კომპლექსში (ნიუ-იორკის შტატი, აშშ) კორტლენდიტის სახელწოდებით.

ქ ა რ ს ი ა ნ ი პ ე რ ი დ ო ტ ი ტ ი ხასიათდება კალიუმისა და ალუმინის შედარებით უხვი შემცველობით, ვინაიდან მის შედგენილობაში ოლივინის გარდა მნიშვნელოვანი რაოდენობით შედის ქარსიც, ჩვეულებრივ ფლოგოპიტი.

პ ი რ ო ქ ს ე ნ ი ტ ი უმინდერისშპატო. თითქმის მონომინერალური (პიროქსენიანი) ქანია, რომელიც მინერალური შედგენილობით ულტრამაფიტებს შეესაბამება, ხოლო ქიმიურით (ყაემყავას შემცველობით) — მაფიტებს. პიროქსენი გვხვდება როგორც მონოკლინური, ასევე რომბული სახესხვაობებით ან ორივეთი ერთად; ზოგჯერ შეიმჩნევა რქატყუარაც (ეპიმაგმური). მინერალ-მინარეებისა და აქცესორული მინერალებიდან პიროქსენიტში გვხვდება ოლივინი, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი, გრანატი, შპინელი და მადნეული მინერალები — მაგნეტიტი, ილმენიტი, ზოგჯერ ქრომიტი და სულფიდი. პიროქსენების სხვადასხვაგვარი შემცველობის მიხედვით არჩევენ პიროქსენიტებისა და ოლივინიანი პიროქსენიტების შემდეგ ტიპებს: ჰიპერსტენიტს, ბრონზიტიტსა და ენსტატიტიტს (შეიცავს ორთოპიროქსენებს), ვებსტერიტს (შეიცავს ორთოკლინოპიროქსენს), დიოფსიდიტს, დიალაგიტს (ნახ. 73), უადეტიტსა და სხვ. (შეიცავენ კლინოპიროქსენს). ამავე პრინციპით გამოყოფენ ოლივინიანი პიროქსენიტებს, ოლონ ქანის სახელწოდების წინ ემატება სიტყვა „ოლივინიანი“, მაგალითად, ოლივინიანი ენსტატიტიტი, ოლივინიანი დიოფსიდიტი, ოლივინიანი ვებსტერიტი და ა. შ. სტრუქტურა პანიდიომორფულმარცვლოვანია.

პიროქსენიტების სხვადასხვა ტიპები დამახასიათებელია ულტრამაფიტებისა და მაფიტების სხვადასხვა ფორმაციებისათვის. კერძოდ.



ნახ. 73. მაგნეტიტიანი დიალაგითი, ანუ კოსვიტი.

მარცხენა მიკროფოტო — მთა კაჩკანარი, ურალი. სტრუქტურა სიდერონიტულია. ქანი შედგება მონოკლინური პიროქსენისა (დიალაგი) და ტიტანომაგნეტიტისაგან რომელიც დიალაგის კრისტალებს შორისაა განლაგებული ვისოცკის მიხედვით (1913); მარჯვენა მიკროფოტო — მთა კოსვინსკი კამენი, ჩრდილოეთი ურალი. სტრუქტურა სიდერონიტულია. მაგნეტიტი აესებს სივრცეებს პიროქსენის მარცკლებს შორის და ნაპრალეებს გასწვრივ იჭრება მასში. ლ. დიუპარკისა და ა. გროსეს მიხედვით (1916).

დიალაგითი უმთავრესად დამახასიათებელია დუნიტ-პიროქსენიტ-გაბროიანი ფორმაციებისათვის; პლაგიოკლაზიანი პიროქსენიტები, რომლებიც გაბროსა და ნორიტიდან გარდამავალი ქანებია, გავრცელებულია პერიდოტიტ-პიროქსენიტ-ნორიტიანი ფორმაციების დაშრევებულ ინტრუზივებში; ბოტიტიანი და გრანატიანი პიროქსენიტები დამახასიათებელია ტუტე ულტრამაფიტული ფორმაციებისათვის და ა. შ.

**პორბლენდიტი** (გერმ. „პორბლენდ“ — რქატყუარა) მონომინერალური ან თითქმის მონომინერალური ქანია, რომელიც თითქმის მთლიანად რქატყუარებისაგან შედგება. მრავალი მკვლევარი თვლის, რომ მაფიტური მონომინერალური ქანები, მათ შორის პორბლენდიტებიც, წარმოიშობიან დიფერენცირებულ ინტრუზივებში, მაგმური კამერის გარკვეულ უბნებში ადრე გამოყოფილი კრისტალების აკუმულაციის (დაგროვების) გზით. თუმცა არსებობენ პორბლენდიტები, რომლებიც სხვა გზითაა წარმოშობილი. კერძოდ, გარაბელ-პილის მასივის (შოტლანდია) პორბლენდიტები წარმოიშვნენ მეტასომატური, უფრო სწორად, იზომეტამორფული პროცესის შედეგად, რომ-



ლის განსახორციელებლად აუცილებელი იყო მხოლოდ წყლის ორთქლი, რომლის OH-ის ჯგუფი იხარჯებოდა პიროქსენის გადასაყვანად რქატყუარაში. აქ ავეგტიანი პერიოდოტიტები თანდათანობით გარდაიქმნებიან რქატყუარიან პიროქსენიტებად (შედგებიან ავეგტის, ორთოპიროქსენის და რქატყუარასაგან), რომლებიც, თავის მხრივ, გადადიან პორბლენდიტებში. უკანასკნელნი შეიცავენ რუხ პრიზმულ რქატყუარას, რომლის კრისტალების სიგრძე 5 სმ აღწევს (E.Hatch, A. Wells, M. Wells. 1972).

ოლივიანი ქანების სრული სერპენტიზაციის შედეგად წარმოიშობიან ე. წ. სერპენტინიტები. ისინი შედგებიან სერპენტინის ჯგუფის მინერალების ნარევისაგან: სხვადასხვა რაოდენობის ქრეზოტილის (ბოკლოვანი), ანთიგორიტის (ფირფიტისებრი), ლიზარდიტის (ერთიანი) და ბასტიტისაგან. საწყისი მინერალების რელიქტების არსებობა ზოგ სერპენტინიტში საშუალებას გვაძლევს წარმოდგენა ვიქონიოთ პირველად ქანზე. ოლივინისა და ქრომიტის რელიქტების არსებობის შემთხვევაში ქანს შეიძლება დუნიტის სერპენტინიტი ვუწოდოთ.

სხვადასხვა ფორმაციების ულტრამაფიტები ხასიათდებიან Mg/Fe ფარდობის სხვადასხვა მნიშვნელობით. კაჟქეჟავას შემცველობის ზრდასთან ერთად დუნიტ-ჰარცბურგიტ-ლერკოლიტ-ვერლიტის რიგში Mg მცირდება. დუნიტებში და პერიოდოტიტებში შეფარდება Fe/Mg + Fe 0,12 არ აღემატება. რკინის გაზრდილ შემცველობას ჩვეულებრივ ოლივინიტები (0,14) და პიროქსენიტები (0,16 — 0,24) ამჟღავნებენ, რაც დაკავშირებულია მათში MgO-ს რაოდენობის მნიშვნელოვან შემცირებასთან, რკინის ჟანგის იმავე რაოდენობის შენარჩუნებასთან ერთად. პიროქსენიტებს შორის გვხვდება რკინის მაღალი შემცველობის, ტიტანომაგნეტიტი მდიდარი (15%-მდე) სახესხვაობა (კოსვიტი).

კ ი მ ბ ე რ ლ ი ტ ი (მთა კიმბერლის მიხედვით, სამხრეთი აფრიკა) ქარსიან პერიოდოტიტებს შორის ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული. საშუალო ქიმიური შედგენილობით იგი მეიმეჩიტს წააგავს (იხ. ქვემოთ) სტრუქტურა პორფირულია. ქანი წარმოადგენს მაგმურ ბრეჭჩიას. რომელშიც სხვადასხვა ჩანართებს შორის შეინიშნება მანტიური ნივთიერების ლობობადაუმთავრებელი რელიქტები — პიროქსის შემცველი ულტრამაფიტები და ეკლოგიტები და უფრო დიდი რაოდენობით მათი ცალკეული მინერალები — ოლივინი, პიროპი, ილმენიტი, ქრომდიოფსიდი, ფლოგოპიტი, კარბონატი, ზოგჯერ ალმასი. პიროქლასტების რაოდენობის მიხედვით არჩევენ კიმბერლიტების შემდეგ სახესხვაობებს: მასიურ, ბრეჭჩიისებრ კიმბერლიტებს, აგრეთვე კიმბერლიტურ ბრეჭჩიებსა და ტუფებს. კიმბერლიტების შემაცემენტებელი ნივთიერების მინერალური შედგენილობისათვის დამახასიათებელია ოლივინისა (9—11% ფაილიტური კომპონენტი) და ფლოგოპიტის ფენოკრისტალების, აგრეთვე ძირითადი

მასის არსებობა, რომელიც შედგება შეცვლილი ოლიფინის წვრილი მარცვლებისაგან, პიროქსენის (მხოლოდ ძირითად მასაში), ფლოვოპიტის, პეროვსკიტის, მაგნეტიტის, ზოგჯერ მონტიჩელიტისა და აპატიტის შიკროლითებისაგან, აგრეთვე. გასერპენტინებული და გაკარბონატებულ მინისებრი ბაზისისაგან.

კიშბერლიტები ტუტეებით ღარიბი მაგნეზიური ვულკანიტებია, რომელთა ოლიფინში რკინიანობა 10%-ზე ნაკლებია. ტიპური კიშბერლიტები აღმასის ძირითადი წყაროა. კიშბერლიტების აღმასიანობა მცირდება მათში ალუმინის, ტუტე მეტალების, ტიტანისა და საერთო რკინიანობის ზრდასთან ერთად. პიროტინის არარსებობა ადრეულ (პორფირულ) გამოწყობებს შორის ერთ-ერთი ნიშანია, რითაც ეს ქანები განსხვავდებიან მათი მსგავსი კიშბერლიტისმაგვარი ქანებისაგან — ინგილიტებისაგან (იხ. ქვემოთ).

კიშბერლიტების განლაგების ფორმებია აფეთქების მილები და დაიკები. ისინი გავრცელებულია საბჭოთა კავშირში (ციმბირი). აფრიკაში, ინდოეთსა და ჩეხოსლოვაკიაში. კიშბერლიტის მილები ცნობილია კანადის ფარის აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც ისინი კივატინის წყების ლავეებს კვეთენ. მათთან ახლოს მყინვარულ ნალექებში იშვიათად ნახულობენ აღმასებს. კარბონატისშემცველი კიშბერლიტის დაიკები აღმოჩენილია კუნძულ ალნიოს (შვეიცია) რაიონის კარბონატიტულ წრიულ კომპლექსებში.

კიშბერლიტების ქიმიური შედგენილობა ხასიათდება  $\text{SiO}_2$ -ის დაბალ (25—30%) და  $\text{MgO}$  (30—35%),  $\text{TiO}_2$  (3—4%) და  $\text{CO}_2$  (10%) მაღალი შემცველობით.

ინგილიტი (მდ. ინგილის მიხედვით, ციმბირის ბაქანზე) კიშბერლიტის ანალოგიურად ქანთა კალიუმთან რიგს მიეკუთვნება (შეიცავს 1,04%  $\text{K}_2\text{O}$ -ს, 0,45%  $\text{Na}_2\text{O}$ -ს) და გვხვდება აგრეთვე აფეთქების მილების სახით. იგი კიშბერლიტისაგან განსხვავდება მონოკლინური პიროქსენის შემცველობით როგორც ძირითად მასაში, ასევე პორფირულ გამოწყობებში; კიშბერლიტისაგან განსხვავებით არ შეიცავს აგრეთვე გრანატს (პიროპს), ხოლო ოლიფინი და ქარსი შედარებით რკინაუხვებია. კერძოდ, ფაიალიტური კომპონენტი ინგილიტის ოლიფინში 12—18%-ია, მაშინ როდესაც კიშბერლიტში 9—10%-ს არ აღემატება. ინგილიტისათვის ჩვეულებრივი აქცესორებია (კიშბერლიტებში არ გვხვდებიან): ლუეშიტი, პიროქლორი, ბადელეიტი, მონაციტი, ვატჩეტოლიტი, კოლუმბიტი.

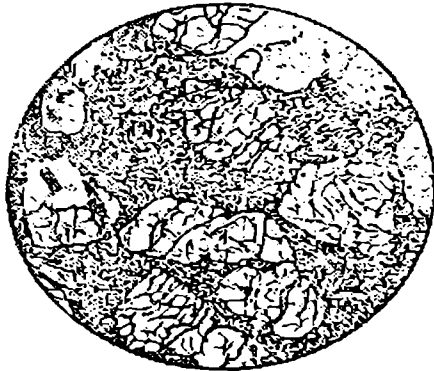
ინგილიტებში არ გვხვდება კიშბერლიტებისათვის დამახასიათებელი ისეთი ჩანარები, როგორც პიროპისშემცველი ულტრამაფიტები და ეკლოგიტებია; მათი ჩანარებია პიროქსენიტი და ეკლოგიტისმაგვარი პლაგოკლასტიანი ქანები. კიშბერლიტებთან შედარებით ინგილიტები შეიცავენ ორჯერ ნაკლებ მაგნიუმს და მეტი რაოდენობით ტიტანს, რკინას

და ტუტეებს. ქრომი მასში არ გვხვდება. ინგილიტები პრაქტიკულად არ შეიცავენ ალმასს.

ინგილიტები გავრცელებულია ციმბირის ბაქნის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში — მეიმეჩა-კოტუსის რაიონში, მდ. კუნამკას აუზში, ჩაღობეცის ამალეზაზე და ენისეის ქედზე, საიანების მთისწინეთში და ალდანის ფარზე.

მეიმეჩიტი (მდ. მეიმეჩას მიხედვით ციმბირის ბაქნის ჩრდილოეთ ნაწილში) ძარღვეული ან ამოფრქვეული ქანია, რომელიც მაღალი ტუტიანობით ხასიათდება. მეიმეჩიტების ძირითადი მასა ნახევრად მინისებრია და სხვადასხვა ხარისხითაა გასერპენტინებული, მინასთან ერთად შეიცავს იისფერი ტიტანავიტის (ტუტეებით მდიდარი ქანების ტიპური მინერალი) მიკროლითებს და პრიზმებს. მეიმეჩიტების ტექსტურა მანდელშტაინურია. მცირე ზომის მომრგვალო ფორები ამოვსებულია კარბონატითა და სერპენტინით. პორფირული ჩანაწინწყლები დიდი რაოდენობით (ქანის მოცულობის 40—50%) სხვადასხვა ზომის (2—15 მმ) ხშირად გასერპენტინებული ოლივინის მარცვლების, რომელიც 8-დან 11%-მდე უაიალიტურ კომპონენტს შეიცავს, და გასერპენტინებული პიროქსენის სახითაა. აქცესორული მინერალებია: კალციტი, მაგნეტიტი, ტიტანო-მაგნეტიტი, ქრომიტი, აპატიტი, ბიოტიტი (ნახ. 74).

მეიმეჩიტები ტუტე ქანების სერიას მიეკუთვნებიან. მკვეთრად უჭერი არიან კაჟიწით. დუნიტებისაგან განსხვავდებიან კაჟიწისა და ტუტეების შეფარდებით და ტიტანის მომატებული რაოდენობით ( $\text{TiO}_2$  1,26%/);  $\text{Si}_2\text{O}$ -ს შეიცავენ 35—38%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — 0,3 — 1,5%. ქიმიუ-



ნახ. 74. მეიმეჩიტი.

მდ. მეიმეჩა, ციმბირი. სტრუქტურა პორფირულია. ძირითადი მასა შედგება პიროქსენის, მაგნეტიტისა და მცირე რაოდენობით მინისაგან. პორფირული გამოჩაუფებენ — გასერპენტინებული ოლივინის მარცვლები. ა. ზავარიცის მიხედვით (1955).

რი შედგენილობის მიხედვით მეიმეჩიტებს კომბერლიტური ქანები ემსგავსებან.

პიკრიტი ძლიერ წააგავს პერიდოტიტს; ამ უკანასკნელისაგან ფუძე, პლაგიოკლაზის ნაკლები რაოდენობით განსხვავდება. პიკრიტი (ბერძ. „პიკრო“ — მწარე) ჰიპაბისური კაინოტიპური ქანია. იგი შედგება: ოლივინის, ტიტანავეგიტის ან მწვანე ქრომდიოპსიდისაგან; შეიცავს მინარევებს: რქატყუარას, რომბულ პიროქსენს, ანალციმით ჩანაცვლებულ ფუძე პლაგიოკლაზს, ქლორიტით ჩანაცვლებულ ფლოგოპიტს, აპატიტს, მადნეულ მინერალს. ხშირად შეინიშნება სულფიდების (პიროტინი, პენტლანდიტი) წვრილი ჩანაწინწყლები. პიკრიტების სტრუქტურა მარცვლოვანია, ზოგჯერ პოიკილატური, პორფირისებრში გარდამავალია.

პიკრიტები იყოფიან ტუტემიწა და ტუტე (ნატრიუმისა და კალიუმისანი რიგი) პიკრიტებად. ეს მქლავდება მათ მინერალურ შედგენილობაშიც, არსებობის გეოლოგიური პირობებითაც, სხვა ქანებთან ასოციაციებშიც და სხვ.

პიკრიტები წარმოიშობიან მაგმის ზედაპირთან ახლოს გაცივების შედეგად, კერძოდ, მაგმის ამომყვან არხებში და მძლავრი ვულკანური ზეწრების შიდა ნაწილებში.

პიკრიტული ბაზალტი (ეთიოპური ბაზალტი — რკინის შემცველი ქვა) შავი კაინოტიპური ქანია. მისი მინერალური შედგენილობაა: ფუძე პლაგიოკლაზი (მიკროლითები და ჩანაწინწყლები) — 20%-ის ფარგლებში, ავგიტი — 30%-მდე, ოლივინი — 40%-მდე, დიდი რაოდენობით მაგნეტიტი და ილმენიტი და სხვ. გარდა ამისა, შეიცავს მინისებრ ძირითად მასას. სტრუქტურა ინტერსერტულია (ბაზალტური).

პიკრიტული პორფირიტი პიკრიტული ბაზალტების პალეოტიპური ანალოგია. ქანის შედგენილობაში შემავალი მინერალები და მინა რამდენიმე დაშლილია — ფუძე პლაგიოკლაზების შეცვლის შედეგად წარმოიშობა ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები. ოლივინი სერპენტიზებულია, მინა განკრისტალებული და ა. შ.

სტილუატურის მასივის ბაზალტურ ნაწილში ბრონზიტიტებს შორის გვხვდება ქანები, რომლებიც ოლივინისა და ბრონზიტთან ერთად შეიცავენ ქრომიან ავგიტს და პლაგიოკლაზს და შეესაბამებიან ქრომისშემცველ ბრონზიტულ პიკრიტს (F. Hatch, A. Wells, M. Wells, 1972). რქატყუარაიანი პიკრიტები გვხვდება კორნუელის ნახევარკუძულზე პლიმუტის მახლობლად (დიდი ბრიტანეთი, ჩრდილო უელსი), კოლონსეიში და გლენ-ორჩიში (შოტლანდია).

პიკრიტების განსხვავება მელანოგაბროსაგან საკმაოდ ძნელია, ვინაიდან ისინი ერთმანეთში თანდათანობით გადადიან პლაგიოკლაზის რაოდენობის მიხედვით, რაც, კერძოდ, შეინიშნება 150 მ სისქის შრეულ სილში (კუნძული შიანი, შოტლანდიის სანაპირო).



სხვადასხვაგვარ მაგმურ ქანებში განლაგებულია მაფიტური დაიკები, ე. წ. ლამპროფირები. პირველად ეს დასახელება გამოიყენა გიუმბელმა 1887 წელს მთა ფიხტელის ქარსიანი ტრაპებისათვის.

ააერთოდ ლამპროფირები ძარღვული ქანებია, რომელთა ძირითადი მასა, როგორც წესი, მინდვრის შპატისაგან შედგება. ჩანაწინწყლები ყველაზე მკვეთრად ჩანს ქარსიან ლამპროფირებში. ჩვეულებრივ, სტრუქტურა პორფილურია, იშვიათად პანიდიომორფულმარცვლოვანი.

ულტრამაფიტებს შორის განლაგებული ლამპროფირები, რომელთაც ულტრამაფიტური ქიმიური შედგენილობა აქვთ, შედარებით იშვიათად გვხვდებიან. ყველაზე გავრცელებულია ტუტე გაბროიდული შედგენილობის ლამპროფირები.

384 ქიმიური ანალიზის მონაცემების მიხედვით, რომელიც თავის დროზე ვ. ბრეგერმა შეაგროვა. დადგინდა ლამპროფირების განაწილება ტიპებში: 1% პიროქსენიტების და პორნბლენდიტების ჯგუფზე მოდის, 15% — დიორიტების და გაბროს, 11% — სიენიტების და მონცონიტების, ხოლო 67% — ტუტე გაბროიდების ჯგუფზე.

ულტრამაფიტებთან გეოლოგიურად დაკავშირებული ლამპროფირებიდან აღსანიშნავია ისიტი (მთა ისოვსკის მიხედვით ურალზე). მისი წვრილი ძარღვები კვეთენ დუნიტებს და პერიდოტიტებს. შედგენილობის მიხედვით უმთავრესად რქატყუარიან-პლაგიოკლაზიანი ქანია; გადადის უმინდვრისშპატო სახესხვაობაში, რომელიც პორნბლენდიტს შეესაბამება. თლილში რქატყუარა რუნია. პლაგიოკლაზი ფუძე შედგენილობისაა და ანორთიტს უახლოვდება. შეინიშნება აგრეთვე მაგნეტიტი და აპატიტი. სტრუქტურა პანიდიომორფულმარცვლოვანია.

**პეტროქიზია.** როგორც უკვე აღვნიშნეთ თავში „მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა (პეტროქიზია)“, ყველა მაგმური ქანი, გამომდინარე  $\text{SiO}_2$  და  $\text{K}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  თანაფარდობიდან, იყოფა ოთხ რიგად: 1) ტუტემიწა, 2) კვარციანი ტუტე, 3) ტუტე კვარცისა და ფელდშპატიოდების გარეშე და 4) ფელდშპატიოდური ტუტე.

საზღვრები გამოყოფილ რიგებს შორის მიახლოებითია; ისინი იცვლებიან ქანებში სხვა ჯანგეულების, კერძოდ, თიხამიწის შემცველობის მერყეობის მიხედვით. მეტად მნიშვნელოვანია გამყოფი ხაზი ტუტემიწა (ნორმალურ) და ტუტე ქანებს შორის, რომელიც განისაზღვრება დუნიტებისა და მეიმეჩიტების (კიმბერლიტების ჩათვლით), პიკრიტებისა და ტუტე პიკრიტების, ბაზალტებისა და ტუტე ბაზალტების, ანდეზიტ-ბაზალტებისა და ტრაქიანდიზიტ-ბაზალტების, დიორიტებისა (ანდეზიტების ჩათვლით) და სიენიტების (ტრაქიტების ჩათვლით), გრანოდორიტებისა (დაციტებთან ერთად) და კვარციანი

სიენიტების (კვარცხან ტრაქიტებთან ერთად), გრანიტებისა (რიოლითების ჩათვლით) და ტუტე გრანიტების (პანტელურიტების ჩათვლით) თანაფარდობით.

დუნიტები და პერიდოტიტები ტიტანით ღარიბი ქანებია ( $TiO_2$  0,1—0,2%). შეიმეჩიტები დუნიტებისაგან განსხვავდებიან ტიტანის მაღალი შემცველობითა ( $TiO_2$  1.26%) და კაემიწისა და ტუტეების განსხვავებული შეფარდებით, რაც განსაზღვრავს მათ ადგილს იმ ქანთა რიგში, რომლებიც ტუტეების მაღალი შემცველობით ხასიათდებიან.

პეტროქიმიურად შეიმეჩიტებს კიმბერლიტები ემსგავსებიან, მაგრამ ამ უკანასკნელთა ქიმიური შედგენილობა ფართო ვარიაციებს განიცდის, რამაც აიძულა ზოგიერთი მკვლევარი დაენაწილებინა ისინი საკუთრივ კიმბერლიტებად (მაგნიუმიანი სახესხვაობა ოლივინით, რომლის რკინიანობა 10%-ზე ნაკლებია) და ტუტეებით ღარიბ კიმბერლიტებად, რომლებიც შეიცავენ აქცესორულ პიროპსა და პიროპიანი ულტრამაფიტებისა და ეკლოგიტების ჩანართებს, რაც მიუთითებს კიმბერლიტების მეორე სახესხვაობის (ხასიათდება ალმასის შემცველობით) მომცემი მაგმის სიღრმულ გენერაციაზე.

ალმასიანობის თვალსაზრისით განსაკუთრებით პერსპექტიულია კიმბერლიტები, რომლებიც შედარებით ნაკლებ ალუმინს შეიცავენ. ციმბირის ბაქნის კიმბერლიტები პრაქტიკულად არ შეიცავენ ალმასს. მათი საშუალო შედგენილობა (პროცენტობით):  $TiO_2$ —3.13;  $Al_2O_3$ —5.01;  $FeO + Fe_2O_3$ —11.0;  $MgO$ —18.76;  $CaO$ —14.06;  $Na_2O$ —0.31;  $K_2O$ —0.76;  $Cr_2O_3$ —0.07. კიმბერლიტებში, განსხვავებით მათი მსგავსი ე. წ. ინგილიტებისაგან, კლინოპიროქსენი ნაკლები რაოდენობითაა და სრულებით არ გვხვდება პორფირულ გამოწყობებში.

ინგილიტებში პიროპი არ გვხვდება; ოლივინის რკინიანობა 12—18%-ია; როგორც აღვნიშნეთ, კიმბერლიტებთან შედარებით ინგილიტი  $Mg$ -ის ორჯერ ნაკლებ, ხოლო  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Al$ ,  $Na$ ,  $K$ -ის მეტ რაოდენობას შეიცავს; ქრომი მასში პრაქტიკულად არ არის. კაემიწისა და ტუტეების შეფარდების მიხედვით ინგილიტები და კიმბერლიტები მკვეთრად არაა გამოიწეული — მათი შედგენილობა მსგავსია; განსაკუთრებით ეს ეხება მაგნეზიურ (ფლოგოპიტით გამდიდრებულ) კიმბერლიტებს.

ზოგიერთი მკვლევარი ინგილიტებს განიხილავს როგორც შუალედურ წარმონაქმნებს კიმბერლიტებსა და პიკრიტებს შორის. ინგილიტები და კიმბერლიტები კალიუმიანი რიგის ქანებია, კერძოდ, ინგილის კომპლექსის ინგილიტები შეიცავენ  $K_2O$ -ს 1.04 და  $Na_2O$  0,45%, მაშინ როდესაც ტიპურ პიკრიტებში სურათი შებრუნებულია —  $Na_2O$  ჰარბობს  $K_2O$ -ს ( $K_2O$  0.39%,  $Na_2O$  1.20% — საშუალო სიდიდეები რ. დელის მიხედვით;  $K_2O$  0,73%,  $Na_2O$  1,25% — მეიმეჩა — კოტუის რაიონის პიკრიტები). აღნიშნულიდან გამომდინა-

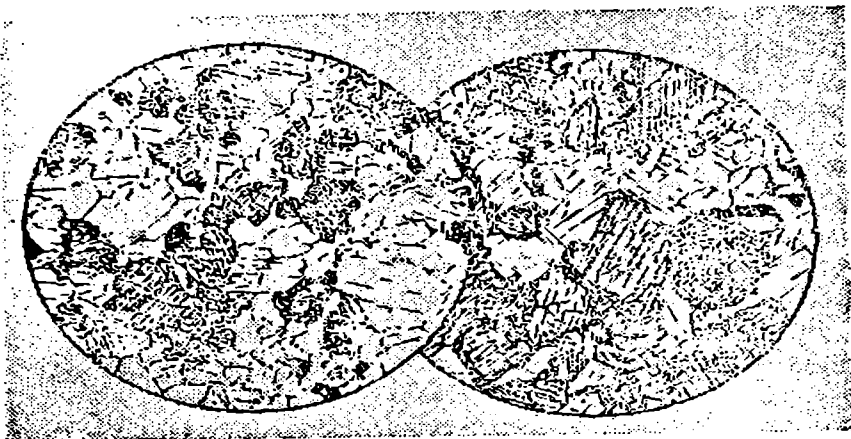
რე, კიმბერლიტებისა და ინგილიტების პეტროქიმიური დაპირისპირება ტიპურ პიკრიტებთან არ არის გამართლებული, დასაშვებია მხოლოდ მათ კალიუმთან სახესხვაობებთან. მაგალითად, ნორილსკის რაიონში კალიუმთან ინტრუზივებს შორის, რომელთა შედგენილობა ბაზალტებიდან ულტრამაფიტებისაკენ გარდამავალ ტიპს შეესაბამება, გვხვდება პიკრიტების კალიუმთან სახესხვაობები. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ მსგავს ინტრუზივებს ნორილსკის რაიონში უკავშირდება ნიკელის სულფიდური გამადნება.

პეტროქიმიურ თავიებულებათა მიხედვით ინგილიტი შუალედური ქანია კიმბერლიტებსა და კალიუმთან პიკრიტებს შორის. კალიუმთან ინტრუზივებში აღმოჩენილია ისეთი თავისებური და ძალიან იშვიათი მინერალები, როგორცაა მეტალთა კარბიდები, რომლებიც მიუთითებენ ამ ქანების მომცემი მაგმის მანტიურ წარმოშობაზე.

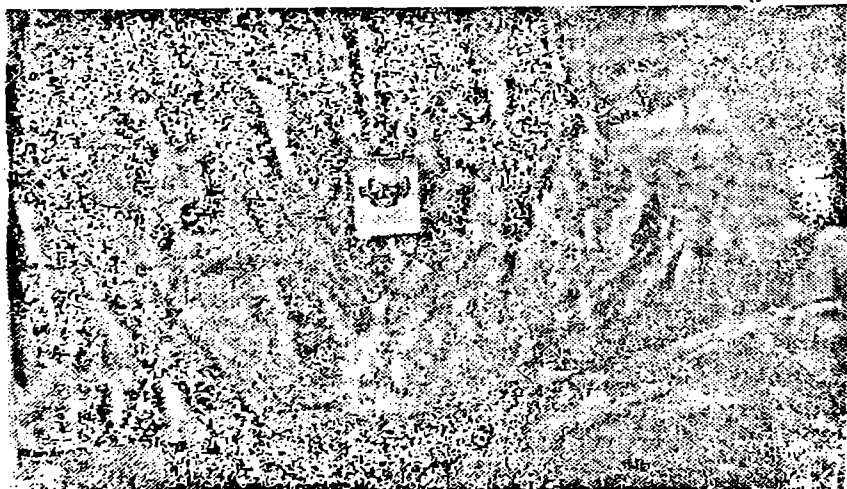
#### მ ა ფ ი ბ ა ვ ი (გ ა ბ რ ი დ ე ა ვ ი და გ ა ზ ა ლ ბ რ ი დ ე ა ვ ი)

გაბროიდების სახელწოდებაში გაერთიანებული ინტრუზიული ქანები შედგება პლაგიოკლაზის, პიროქსენისა და ოლივინისაგან. გაბროიდებს, რომლებიც შეიცავენ როგორც კლინოპიროქსენს, ასევე ორთოპიროქსენს (თითოეულს 5%-ზე მეტს), ეწოდება გაბრო-ნორიტები. რქატყუარაინი გაბროს უმთავრესი მინერალებია ფუძე პლაგიოკლაზი და რქატყუარა (პიროქსენის შემცველობა  $\leq 5\%$ ). თუ ქანის შედგენილობაში გრანატი ან შპინელი შედის ( $\leq 5\%$ ), ქანს შესაბამისად უწოდებენ გრანატის შემცველ ან შპინელის შემცველ გაბროს, ხოლო თუ გრანატი ან შპინელი 5%-ზე მეტია — გრანატიან ან შპინელიან გაბროს. გაბროიდების სახესხვაობებს შორის არჩევენ: ოლივინიან გაბროს, კვარციან გაბროს, გაბრო-პეგმატიტს და სხვ. (ნახ. 75).

გ ა ბ რ ო (ადგილი ჩრდილოეთ იტალიაში) შედგება უმთავრესად პლაგიოკლაზის (ლაბრადორი ან ბიტოენიტი), კლინოპიროქსენისა და ოლივინისაგან (ოლივინიან სახესხვაობებში). პლაგიოკლაზს ფართო ფიროფიტების ფორმა აქვს. ახასიათებს ირიზაცია, რაც გამოწვეულია მაგნეტიტის უწვრილესი, პარალელურად ორიენტირებული მარცვლების ჩანართებით. მონოკლინური პიროქსენი ჩვეულებრივ გვხვდება დიალაგის, იშვიათ შემთხვევაში — სუსტად პლუოქროული ლილისფერი ტიტანაფიტიტის სახით. გაბროს შედგენილობაში შეიძლება შეიძოდეს აგრეთვე ამფიბოლი, ქლორიტი, სერპენტინი და ეპიდოტის მინერალები, რომლებიც საწყისი მეტამორფიზმის შედეგად წარმოიშვნენ. აქცესორებიდან შეინიშნება მადნეული მინერალი, ჩვეულებრივ მაგნეტიტის, ტიტანომაგნეტიტის და ილქენიტის სახით. ქანის სტრუქტურა გაბროულია (ქსენომორფულმარცვლოვანი), შედარებით იშვიათად ოფიტური.



ნახ. 75. ნორმალური გაბრო.  
 მარცხენა მიკროფოტო — შთა ჩერნაია, რაი-იზი, ურალი. მარჯვენა მიკროფოტო —  
 შთა ლისტვენაია, ბისერსკის რაიონი, ურალი. სტრუქტურა გაბროელა. ქანი შედგება  
 ფუძე პლაგიოკლასისა და მონოკლინური პიროქსენის იზომეტრიული მარცელებისაგან.  
 პიროქსენი პარალელურ რქაბუეარას არშია არტყია. არის აქცესორული მაგნეტიტი. ნ.  
 ვისოცკის მიხედვით, 1913 წ.



ნახ. 76. გაბრო-პეგმატიტი. ფოტო გ. კიკინაძისა.  
 ჩატაგულარას კრისტალები (სიგრძე 10—50 სმ., სიგანე 2—5 სმ) ჩაზრდილია პლა-  
 გიოკლასში. ევკასიონის სამხრეთი ფერდობი.



ფუძე პლაგოკლაზის ნორმალური შემცველობა გაბროსათვის 35 — 65%-ია. თუ პლაგოკლაზის შემცველობა 65% აღემატება, ქანს ლეიკოგაბროს უწოდებენ, ხოლო თუ 35%-ზე ნაკლებია — მელანოგაბროს.

დაშრევებულ ინტრუზივებში გაბროიდებს უქირავთ შუალედი მდგომარეობა სერპენტინიტებსა და ანორთოზიტებს შორის (იხ. ქვემოთ). ისინი დამოუკიდებელ მასივებსაც წარმოშობენ. ფართოდაა გავრცელებული ევგეოსინკლინური ოროგენული სარტყლების ოფიოლიტურ კომპლექსებში.

**ნორიტი** (ნორ— ნორვეგიის მითიური გმირი) გაბროსა, რომელშიც ფუძე პლაგოკლაზთან ერთად მონოკლინური პიროქსენის ნაცვლად დიდი რაოდენობითაა რომბული პიროქსენი (ბრონზიტი ან ჰიპერსტენი). თუ ნორიტი დამატებით შეიცავს რომელიმე მესამე მინერალს, შესაბამისად არჩევენ: ილმენიტიან ნორიტს (ილმენიტს შეიცავს 35 — 40% რაოდენობით), რომელსაც ჩვეულებრივ სიდერონიტული სტრუქტურა ახასიათებს; კორდიერითიან ან კორდიერიტ-გრანატიან ნორიტს; ოლივინიან ნორიტს, რომელსაც სფერული ტექსტურა და გვირგვინისებრი სტრუქტურა აქვს; რქატყუარაიან ნორიტს, რომელიც შეიცავს რქატყუარას (პირველად); ქარსიან ნორიტს, რომელიც შეიცავს ბიოტიტს (ან ფლოგოპიტს) რომბული პიროქსენის შემკირების ხარჯზე; კვარციან ნორიტს, რომელიც შეიცავს მნიშვნელოვანი რაოდენობით კვარცს; გაბრო-ნორიტს, რომელიც გარდამავალი სახესხვაობაა გაბროსა და ნორიტს შორის. ნორიტების სტრუქტურაც გაბროსულია (ქსენომორფულმარცვლოვანი), შედარებით იშვიათად ოფიტური, თუმცა ზოგიერთ ნორიტს (სეკუენილენდი, სამხრეთი აფრიკა) ახასიათებს კრისტალთა პერიფერიაზე სიმპლექტიდური შენაზარდების წარმოშობა. ისინი წარმოადგენენ პლაგოკლაზის მიომეკიტისებრ სოლისმაგვარ გამონაზარდებს, ზოგჯერ დამრჩობლილს, რომლებიც რომბული პიროქსენის ჭიხმაგვარ ჩანართებს შეიცავენ.

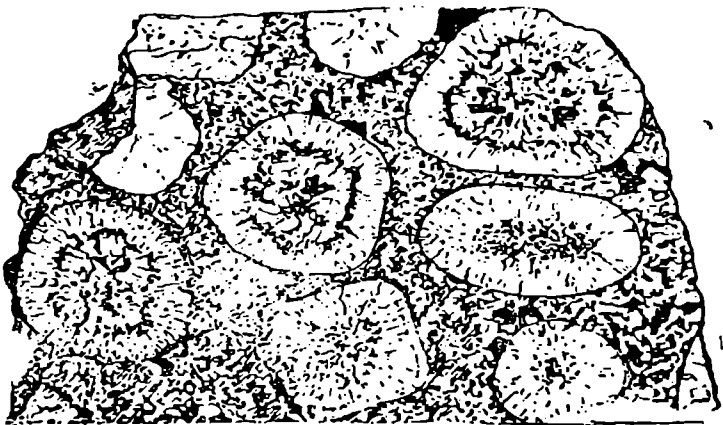
**ტილაიტი** (მთა ტილაის მიხედვით ურალზე) ოლივინიანი გაბროს მელანოკრატული სახესხვაობაა, რომელიც შედგება მონოკლინური პიროქსენის (დილაგი 60%), ოლივინისა და ფუძე პლაგოკლაზისაგან (ბიტოენიტიდან ანორთიტამდე). უმნიშვნელო მინარევის სახით შეიცავს ჰიპერსტენს, რქატყუარას, ბიოტიტს, შპინელს, ილმენიტს, მაგნეტიტს. ქანის სტრუქტურა პორფირისებრია; ფენოკრისტალებს ქმნიან პიროქსენები, რომელთა რაოდენობა ხშირად იმდენად დიდია, რომ ისინი ერთმანეთს ეხებებიან; მათ შორის სივრცეებში ჩართულია პლაგოკლაზის, პიროქსენის, ოლივინისა და მაგნეტიტის წვრილი მარცვლები.

ტილაიტები შედიან დუნიტ-პიროქსენიტ-გაბროსული პლატინიანი მასივების შედგენილობაში (შუა და ჩრდილოეთი ურალი).

კორსიტი (კუნძულ კორსიკის მიხედვით ხმელთაშუა ზღვაში) ანორთიტული გაბროს სახესხვაობაა, რომელსაც სფერული ტექსტურა ახასიათებს. მარცვლოვან გაბროულ მასაში განლაგებულია კონცენტრული ზონალური სფეროები, რომლებშიც პლაგიოკლაზისა და რქატყურას ან მონოკლინური პიროქსენის ფენები ენაცვლებიან ერთმანეთს. ანორთიტის რაოდენობა 80%-ია, ფერადი მინერალი — 20% (ნახ. 77).

ტროქტოლითი (ბერძ. „ტროქტოს“ — დაღრღნილი) სრულ-კრისტალური ქანია, რომელიც შედგება უმთავრესად ფუძე პლაგიოკლაზისა (ლაბრადორი ან ბიტოვნიტი) და ოლივინისაგან. პიროქსენი უმნიშვნელო რაოდენობითაა ან სრულიად არ არის. მაგნეტიტი მონაწილეობს აქცესორულად, მაგრამ იშვიათად მისი რაოდენობა იმდენად დიდია, რომ ქანს მაგნეტიტიან ტროქტოლითს უწოდებენ.

ტროქტოლითის სუსტად გამოფიტულ ნიმუშებში მოჩანს ოლივინის შავი, რუხი ან მოწითალო მარცვლები ან მისი ფსევდომორფოზები, რომლებიც ჩართული არიან პლაგიოკლაზის ნაცრისფერ აგრეგატში. ქანის ამგვარმა იერმა განაპირობა მისი მეორე სახელწოდება — ფორულენშტენი (კალმახის ფერთან მსგავსების მიხედვით; ფორულ-კალმახი). ხშირად ოლივინის მარცვლები პლაგიოკლაზისაგან გამოყოფილია ორთოპიროქსენის თხელი, იშვიათად შედარებით სქელი რქატყეული არშიებით. თუ ოლივინი სერპენტინიზებულია, მის შემცველ პლაგიოკლაზში შეიმჩნევა ნაპრალოვანება, რაც, ალბათ, სერპენტინიზაციის შედეგად მოცულობის გაფართოებით არის გამოწვეული.



ნახ. 77. სფერული გაბრო (კორსიტი). კუნძული კორსიკა. ნახატი ქანის გაპრალოვებული ზედაპირიდან. ა. ზავარიკის მიხედვით (1955).

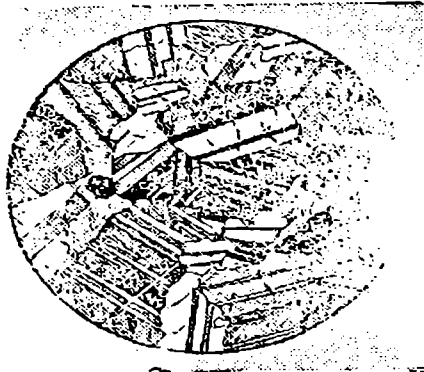
შეიმჩნევა „სფეროების“ კონცენტრული-ზონალურა აგებულება; ისინი შედგებიან ფუძე პლაგიოკლაზისა (თეთრი) და რქატყურასისაგან (მუქი).

ტროქტოლითების გავრცელების კლასიკურ ადგილად ითვლება ბელ-  
ხელვის რაიონი აბერდინში (დიდი ბრიტანეთი). აქ დაშრევებული კონ-  
კორდატული ინტრუზიის კომპლექსში, რომელიც ნაწილობრივ ულტ-  
რამაფიტიტითაა აგებული, ხშირად გვხვდება ნორიტებში და ჰიპერსტე-  
ნიან გაბროებში თანდათანობით გარდამავალი ტროქტოლითები.  
ნიმუშებში შეინიშნება აგრეთვე ტროქტოლითების გადასვლა ანორთოზი-  
ტებში და ოლივინიტებში. პლაგიოკლაზების შემცველობა ტროქტო-  
ლითებში ძალიან ცვალებადია, მისი საშუალო შედგენილობაა  
Al<sub>170</sub>: ოლივინის შედგენილობა — F<sub>078</sub>. ბიტოვნიტის რაოდენობა  
70,5%-ია, ოლივინისა — 28,4%, პიროქსენისა — 0,6%.

ბელხელვის ტროქტოლითებში ოლივინის მარცვლები თანაბრადაა  
შემოფარგლული რეაქციული არშიებით. მათი შიგა ზონა აგებულია  
ერთ შემთხვევაში უფერული ორთოპიროქსენით, მეორეში — უფე-  
რული ამფიბოლით. რეაქციული არშიის მეორე, გარეთა ზონა წარ-  
მოდგენილია შპინელისა და ამფიბოლის სიმპლექტიტური შენაზარდე-  
ბის სახით. ტროქტოლითების მეორე სტრუქტურული თავისებუ-  
ლებაა ოლივინის და პლაგიოკლაზის იჯიომორფიზმის ცვალებადობა,  
რაც მათ რაოდენობრივ როლზეა დამოკიდებულია. როდესაც ქარ-  
ბობს ოლივინი, ის პლაგიოკლაზზე ადრეა გამოყოფილი და უფრო  
იდიომორფულია, და პირიქით, პლაგიოკლაზის სიქარბისას ოლივინი  
პლაგიოკლაზის იდიომორფული კრისტალების ინტერსტიციებშია განლა-  
გებული. ამ მინერალთა თანაბარი რაოდენობის შემთხვევაში ერთდრო-  
ული კრისტალიზაციის შედეგად მათ ერთნაირი იდიომორფიზმი ახასია-  
თებს. ბელხელვიში გვხვდება აგრეთვე პეგმატიოდური ტროქტოლი-  
თები. რომლებშიც ოლივინის კრისტალთა ზომა 2 სმ აღწევს.

ან ო რ თ ო ზ ი ტ ი, ანუ პლაგიოკლაზიტი (ფრანგ. „ანორთოზე“  
— პლაგიოკლაზი) გაბროს ჯგუფის ლეიკოკრატული, თითქმის მონო-  
მინერალური ქანია, რომელიც ძირითადად პლაგიოკლაზისაგან, ჩვეულებ-  
რივ ლაბრადორის ან ანდეზინის, იშვიათად ბიტოვნიტის ან ოლი-  
გოკლაზისაგან შედგება (არა ნაკლებ 90%). პლაგიოკლაზის მიხე-  
დვით გამოყოფენ ლაბრადორიან პლაგიოკლაზიტებს, ანუ ლაბრა-  
დორიტებს, ანდეზინიან პლაგიოკლაზიტებს, ანუ ანდეზიტებს, ოლი-  
გოკლაზიან პლაგიოკლაზიტებს, ანუ ოლიგოკლაზიტებს. ანორთოზი-  
ტების სტრუქტურა პანიდიომორფულმარცვლოვანია; დაშრევებული  
ინტრუზიების ბუდობრივ გამონაყოფებში, სადაც ოდნავ აწეულია  
პიროქსენის შემცველობა, ოფიტური სტრუქტურა მელავნდება (ნახ. 78).

დაშრევებულ ინტრუზიებში ანორთოზიტები ფენებს ქმნიან (ბუშ-  
ველდი, სტილუოტერი, მონჩეგორსკი); ქვედა ფენებში პლაგიოკლაზის  
შედგენილობა ჩვეულებრივ უფრო კალციუმია. მნიშვნელოვანი ზო-



ნახ. 78. ანორთოზიტი.

ნიე-გლახგო. სტრუქტურა პანიდიომორფულმარცვლოვანია. ქანი მონომინერალური — შედგება მხოლოდ ფუძე პლაგიოკლასისაგან. ნიკ. +. ნ. ხატჩის მიხედვით. 1926 წ.

მის ანორთოზიტების დამოუკიდებელ ინტრუზივებში პლაგიოკლასი ანდეზინის სახით არის წარმოდგენილი.

ანორთოზიტები ბევრ შემთხვევებში ღია ფერისაა, მაგრამ პლაგიოკლასის ირიზაციის გამო ისინი ხშირად ძალიან მუქებიცაა (მაგალითად, ნიუფაუნდლენდის ლაბრადორიტები, ნორვეგიის ანორთოზიტები და სხვ).

ანორთოზიტის სახესხვაობებს, რომლებიც 10%-მდე სხვა ქანმაშენ მინერალებს შეიცავენ, ლეიკოგაბროს, ლეიკონორიტს ან ლეიკოტროქტოლითს უწოდებენ; მათში მაფიტური მინერალის ბუნება დამოკიდებულია პლაგიოკლასის შედგენილობაზე. თუ პლაგიოკლასი

ბიტოენიტური შედგენილობისაა, მუქი მინერალი ოლივინის სახით არის წარმოდგენილი. ლაბრადორთან ასოციაციაში გვხვდება ავგიტი და ბროზნიტი, ერთად ან ცალ-ცალკე. რქატყუარა ანდეზინიან ანორთოზიტებში (ანდეზინიტებში) შეინიშნება. აქცესორული მინერალებიდან ანორთოზიტები შეიცავენ მაგნეტიტს და ილმენიტს ერთმანეთთან შეზრდილი წარმონაქმნების სახით. ისინი ზოგჯერ დაშრევებულ ინტრუზივებში სამრეწველო მნიშვნელობის ცალკეულ შრეებს ქმნიან.

ანორთოზიტები, გარდა დაშრევებული ინტრუზივებისა, სადაც ისინი რამდენიმე სანტიმეტრიდან ათეულობით მეტრის სისქის ფენებს ქმნიან, გვხვდება აგრეთვე კამბრიულის წინა ფარებში დიდი ზომის დამოუკიდებელი ბათოლითისებრი სხეულების სახით. მაგალითად, მასივი სეიგენი (კანადის ფარი) 15000 კმ<sup>2</sup> ფართობზეა გადაქიმული.

ანორთოზიტების გენეზისის საკითხი ჯერ კიდევ საკამათოა. თვლიან, რომ დაშრევებულ ინტრუზივებში ისინი კრისტალიზაციური დიფერენციაციის (პლაგიოკლასის კრისტალების დახარისხების) გზით წარმოიშობიან; მაგრამ იმის გამო, რომ „ფუძე პლაგიოკლასების კუთრი წონა უმნიშვნელოდ განსხვავდება ბაზალტური მაგმის კუთრი წონისაგან, ძნელი წარმოსადგენია, რომ გამოყოფილი კრისტალები „იძირებოდნენ“ მდნარში. უფრო საფიქრებელია, რომ მათ შეეძლოთ ამოტივტივება „პლაგიოკლასის ტივის“ სახით, ან ისინი აღწევდნენ მაგმური კამერის სახურავს აღმავალი კონვექციური დინებების საშუალებით. ზოგადად

კი პლაგიოკლაზის კრისტალებით გამდიდრებული „ფენის“ ფორმირება შემდეგნაირად აიხსნება: ფერადი სილიკატები მაგმის საერთო მასიდან იძირებიან გრავიტაციული ძალების ზეგავლენით. მაშინ, როდესაც ინტერსტიციული მაგმა მიემართება ან ამოიწურება ზეით“ (ფ. ხეტ-ჩი. ლ. უელსი, მ. უელსი, 1975. გვ. 477).

ზემოაღწერილი პროცესი, ჩვენი აზრით, ძნელად წარმოსადგენია. სათუთაა, რომ მაგმა მის მიერ დაკავებულ ფართობს ერთგვარად შემოქრის შედეგად ავსებს, რის შემდეგაც იწყება კრისტალიზაცია მშვიდ პირობებში, ე. ი. მაგმის ახალი ულუფების შემოქრის გარეშე. მაგმის არაერთგვარად შემოქრას უნდა დაერღვია კრისტალების გრავიტაციული დახარისხება, თუ მას ადგილი ჰქონდა და შემრევი ფაქტორის როლი უნდა ეთამაშა. განსაკუთრებით დიდ სიძნელებებს შევხვდებით. თუ გრავიტაციული დიფერენციაციის ჰიპოთეზას გამოვიყენებთ კამბრიულისწინა ანორთოზიტების უზარმაზარი სხეულების წარმოშობის ასახსნელად. გაბრიდული (ბაზალტური) მაგმის მსგავსი დიფერენციაციის დაშვების შემთხვევაში მაფიტებისა და ულტრამაფიტების დიდი მასები უნდა წარმოშობილიყო. ნიშანდობლივია, რომ კამბრიულისწინა ანორთოზიტებთან აღნიშნული წარმონაქმნები პრაქტიკულად არ გვხვდება.

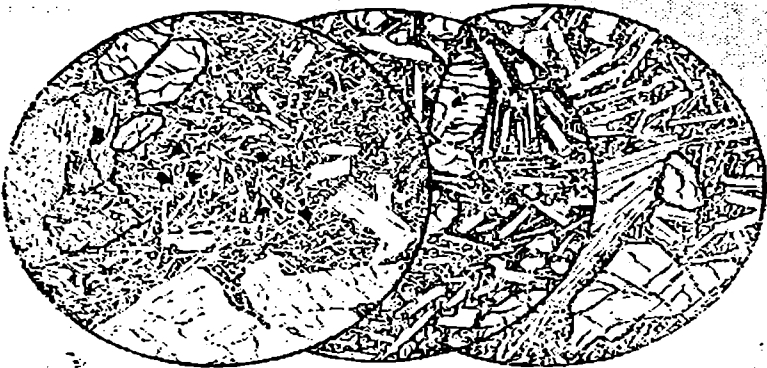


შედგენილობით გაბროსთან ყველაზე ახლო მდგომი რქატყუარიან-პლაგიოკლაზიანი ლამპროფირებიდან აღსანიშნავია ო დ ი ნ ი ტ ი (ძველი გერმანელების ღმერთა — ოდინის მიხედვით), რომელაც წვრილ მარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფილური ქანია. მისი ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზისა და მწვანე ან რუხი რქატყუარას ნემსისებრი კრისტალებისაგან (80%-ზე მეტი). პორფილურ სახესხვაობებში პორფირული გამონაყოფები ლაბრადორის და ღია ფერის, ზოგჯერ ურალიტიზებული (გაურალიტებული) ავგიტის. შედარებით იშვიათად რქატყუარას სახითაა. შემთხვევითი მინარევის სახით გვხვდება ოლივინი, ხშირ შემთხვევაში გასერპენტინებული.

რქატყუარის შემცველობის გამო ოდინიტს დიორიტული ლამპროფირების ჯგუფსაც მიაკუთვნებენ, თუმცა ისინი ძლიერ ფუძე ქიმიურ შედგენილობას ამჟღავნებენ. ოდინიტის რიცხობრივი მახასიათებლებია:  $a=13,3$ ;  $c=5.4$ ;  $b=26.3$ ;  $s=52.0$ .

ბაზალტოიდები გაბროს წვრილმარცვლოვანი ანალოგების საერთო სახელწოდებაა. ისინი ეულკანიტებს შორის ყველაზე გავრცელებული ქანებია. ბაზალტოიდები წარმოქმნიან ლავურ ზეწრებს, ნაკადებს, შრე-ძარღვებს (სილები), დაიკებს და სხვ.

ბაზალტის მთავარი ქანმამშენი მინერალებია ფუძე პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი, ბიტოენიტი) და პიროქსენი; მნიშვნელოვანი რაოდენობით

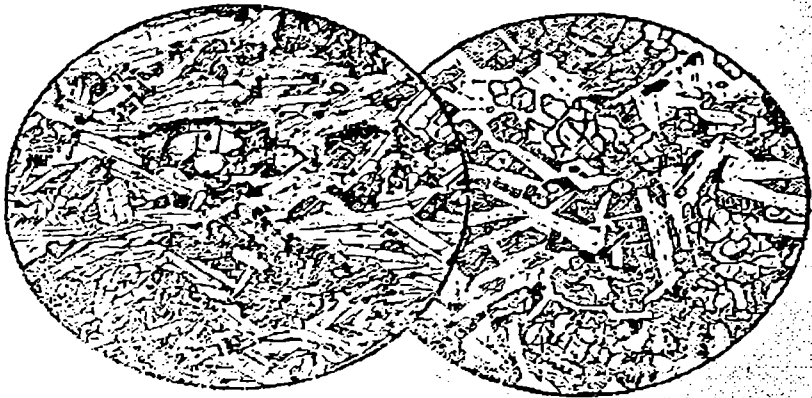


ნახ. 79. ოლივინიანი ბაზალტი.

მარცხენა მიკროფოტო—სიერა—ნეედა, კალიფორნია (აშშ). სტრუქტურა პირფორულია. ძირითადი მასა არის სრულკრისტალური. თენიკრისტალებია — კლაგიოკლაზი (ქვემოთ), პიროქსენი (მარცხნივ). ოლივინი (ზემოთ); შუა მიკროფოტო—რიო უერთო, ნუ—მეხიკო, (აშშ). სტრუქტურა პორფირულია. ძირითადი მასა—კლაგიოკლაზი, პიროქსენი, შინა (ბნელი). პორფირული გამონაყოფი — ოლივინი; მარჯვენა მიკროფოტო — ფლაგშტაფი, არიზონა (აშშ). სტრუქტურა პორფირულია. ძირითადი მასა სრულკრისტალურია, შედგება კლაგიოკლაზისა და პიროქსენისაგან, ჩანაწინწყლები ოლივინია. ა. ხარკერის მიხედვით, 1935 წ.

არის მაგნეტიტი და ილმენიტი. ბაზალტების ფერის ინდექსი 40—50 ინტერვალშია. ხშირად ბაზალტები საკმაო რაოდენობით ოლივინსაც შეიცავენ. ამგვარ სახესხვაობებს ოლივინიან ბაზალტებს უწოდებენ (ნახ. 79).

ოლივინის არსებობა ბაზალტებისა და ანდეზიტების ერთ-ერთ განმასხვავებელ ნიშანს წარმოადგენს (იხ. ქვემოთ). ბაზალტებში ოლივინის არსებობის მიზეზი ბაზალტური მაგმის კაჟმიწით უჯერობაა. ბაზალტური მაგმისათვის დამახასიათებელი სწრაფი გაცივების (წრთობის) შედეგად (მისი ტემპერატურა ამოფრქვევის მომენტში 1100—1200°C) ოლივინი შეიძლება გამოეყოს მდნარს ჯერ კიდევ მაღალი ტემპერატურის პირობებში და შერჩეს ქანში ისე, რომ ვერ მოასწროს პიროქსენში გადასვლა მაშინაც კი, როდესაც მაგმა ზოგან ზენაჯერია კაჟმიწითა. ამ შემთხვევაში ქარბი კაჟმიწა რჩება მაგმურ მდნარში შინის სახით, რომლის ქიმიური შედგენილობა გრანიტის შეესაბამება (SiO<sub>2</sub> 70%-მდე). ამგვარი ბაზალტები შედგენილობით ჰგვანან კვარციანი დიორიტების წყრილმარ-



ნახ. 80. დოლერიტი.

მარცხენა მიკროფოტო — ზიბენ-გებირგე. ცენტრალური ევროპა. სტრუქტურა დოლერიტულია. შემჩნევა ტრაქტიოიდული ტექსტურა. შედგება ოლივინის, ავგიტის, ფუქე პლაგიოკლასისა და მაგნეტიტისაგან. მარჯვენა მიკროფოტო — რეიკიავიკი, ისლანდია. სტრუქტურა ოფიტური. შედგენილობა — ავგიტი, ფუქე პლაგიოკლასი, ოლივინი (უფრო იდიომორფულია, ვიდრე ავგიტი), მაგნეტიტი. რ. რეინიშის მიხედვით, 1920 წ.

ცვლადან ანალოგებს, მათი ინტერსტიციური მეზოსტაზისი აგებულია ტუტე მინდვრის შპატით და კვარციით, რომლებიც გრაფიკულ შენაზარდებს წარმოქმნიან. აღნიშნული მაგმის ნელი კრისტალიზაციის პირობებში ოლივინი ვერ გამოიყოფოდა. ბაზალტებისა და ოლივინიანი ბაზალტების სტრუქტურული სახესხვაობაა დოლერიტი (ბერძ. „დოლეროს“ — მატყუარა) და ოლივინიანი დოლერიტი (ნახ. 80).

ბაზალტებში პლაგიოკლასი ორი გენერაციით არის წარმოდგენილი — ძირითად მასაში მიკროლითების სახით, რომლებიც შედარებით მდიდარია ანორთიტიული შემადგენლით და პორფირული გამონაყოფების (ჩანაწინწყლების) სახით. ბაზალტების შედგენილობაში შედის ორი ტიპის პიროქსენი — კალციუმის მაღალი (ავგიტი) და დაბალი (პიჟონიტი ან ორთოპიროქსენი) შემცველობით, რაც კრისტალიზაციის ტემპერატურული პირობებით არის განპირობებული. ავგიტი გვხვდება როგორც ძირითად მასაში, ისე ჩანაწინწყლების სახითაც; უკანასკნელ შემთხვევაში

მას ახასიათებს ზონალობა და ქვიშის საათის სტრუქტურა. ძირითადი მასის ავეჯიტი უამრავ უწვერილეს კრისტალს წარმოშობს. პიჟონიტი ბაზალტებისათვის ნაკლებად დამახასიათებელია; იგი ზოგჯერ გვხვდება ძირითად მასაში და ძნელი გასარჩევია ავეჯიტისაგან. იმის გამო, რომ მაგნიუმის მნიშვნელოვანი ნაწილი ოლივინშია კონცენტრირებული, იგი საკმარისი აღარ არის პიჟონიტის წარმოსაქმნელად. ორთოპიროქსენიც არ არის დამახასიათებელი ბაზალტებისათვის. ბაზალტებში, რომლებიც ოლივინს არ შეიცავენ, პიროქსენი უფრო მაგნეზიურია და პიჟონიტისა და ორთოპიროქსენის სახითაა წარმოდგენილი.

ზოგი ოლივინიანი ბაზალტი შეიცავს ავეჯიტს ტიტანის მომატებული რაოდენობით, რომელიც თანდათანობით გადადის მომწვანო ეგირინ-ავეჯიტით გარემოცულ ტიტანავეჯიტში, რაც მაგმის ტუტეებით გამდიდრების მაჩვენებელია კრისტალიზაციის გვიან სტადიაში. ამ პიროქსენს კრისტალიზაციის შესაფერ პირობებში შეუძლია ასოციაციაში იყოს ნარჩენ მინასთან, რომლის შედგენილობაში ტუტეებიც შედიან. რქატყუარა ბაზალტებში იშვიათად გვხვდება, ბიოტიტი კი ხშირად, ოღონდ მცირე რაოდენობით. აქცესორული მინერალებიდან ჩვეულებრივ გვხვდება ტიტან მაგნეტიტი და აპატიტი, მეორეულებიდან — ოლივინის ხარჯზე წარმოქმნილი სერპენტინი, ტალკი, იდინგსიტი, ქლოროფეიტი, ლიმონიტი, კარბონატი, ქლორიტი კალციტთან ან პიროქსენის ხარჯზე წამოქმნილ ეპიდოტთან ერთად.

ბაზალტი ხშირად ფორიანია; ფორები ამოვსებულია ქალცედონით, აგატით, კალციტით და განსაკუთრებით ცეოლითებით — ნატროლითით, ფილიპსიტით, ჰეილანდიტით და ანალციმით.

კვარცის ძლიერ კოროზირებული მარცვლები, რომლებიც ბაზალტებში გვხვდება, ხშირად რეაქციული არშიებით შემოვლული ქსენოკრისტალებია; ისინი მაგმის მიერ მოძრაობის დროს არიან მოტაცებული გვერდითი ქანებიდან. ბაზალტები ხშირად შეიცავენ ქსენოლითებს (ჩვეულებრივ ულტრამაფიტებს), რომლებიც შედგებიან ოლივინის, ღია მწვანე ენსტატიტის, მკვეთრად მწვანე ქრომდოფსიდისა და ქრომიტისაგან.

ბაზალტების სტრუქტურა სხვადასხვანაირია — სრულკრისტალური (დოლერიტი) და პორფირული (ინტერსერტული ან ბაზალტური) სტრუქტურიდან ანჰიპიალინურ და ჰიალინურ (შესაბამისად ჰიალობაზალტი და ტაქილიტი) სტრუქტურამდე. ინტერსერტული სტრუქტურის მქონე ბაზალტების ინტერსტიციულ მინაში, რომელიც ქანის მოცულობის მცირე ნაწილს შეადგენს, ჩართულია დიდი რაოდენობით ტიტან მაგნეტიტის ოქტაედრული მარცვლების პარალელური შენაზარდები და დენდრიტული აგრეგატები, აგრეთვე პიროქსენის მარცვლები, რაც მინის რკინაუხეობაზე მიუთითებს. რკინის შედარებით მაღალი შემცველობა სილიკატური მდნარის სიბლანტეს ამცირებს. ამის გამო ბაზალტური მინა ნაკლებადაა



განვითარებული. დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლიანი მინის შემცველობის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ მის არსებით კაჟმეაფიანობაზე. კაჟმეწისა და ტუტეების შედარებით მაღალი შემცველობა დამახასიათებელია ტოლეიტური ბაზალტებისათვის (ბერძ. „ტოლოს“ — ლამი, ტალახი). ბაზალტური მინა (ტაქილიტი) შეიძლება წარმოიშვას დაიკებისა და სილების კიდურა ნაწილში და მის შემცველ ცივ ქანებში მაგმის წვრილ ინექციებში.

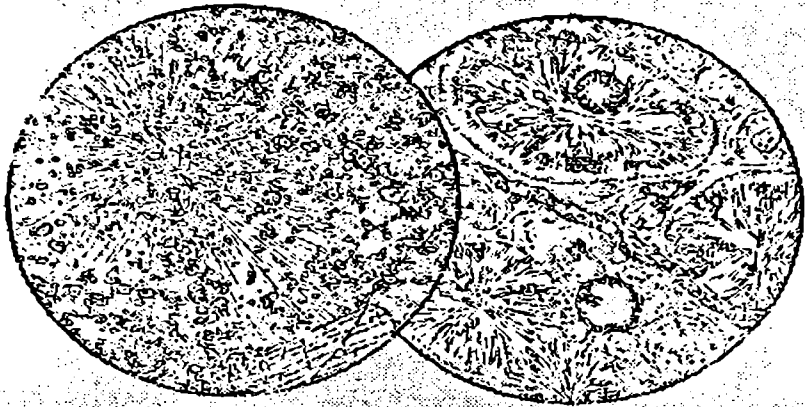
**მ უ ჯ ი ე რ ი ტ ი** (ადგილ მიუგირის მიხედვით, შოტლანდიაში) ვულკანიტია, რომელიც ქიმიური შედგენილობის მიხედვით უახლოვდება ბაზალტს (ტრაქიბაზალტს), მაგრამ ფუძე პლაგიოკლაზის ნაცვლად შეიცავს ოლიგოკლაზს და სანიდინის ან ანორთოკლაზის ნაცვლად ორთოკლაზს;  $SiO_2$  50%-ზე ნაკლებია. მუჯიერიტი შეიცავს აგრეთვე ბაზალტურ მინერალებს — ავგიტს, ოლივინს და აქესორებს — მაგნეტიტს, აპატიტს.

**ჰ ა ვ ა ი ი ტ ი** (ჰავაის კუნძულების მიხედვით) ანდეზიტის ბაზალტია მაღალი ტუტიანობით; შედგება კლინოპიროქსენისა (ტიტანავიტი, იშვიათად დიოპსიდი) და ანდეზინისაგან, აგრეთვე ოლივინისა და ტუტე მინდვრის შპატისაგან.

**ჰ ი ა ლ ო ბ ა ზ ა ლ ტ ი** ბაზალტია, რომლის ძირითად მასაში მინა რაოდენობით მნიშვნელოვნად ჰარბობს კრისტალურ გამონაყოფებს, რომლებიც უმთავრესად მიკროლითების სახით არიან წარმოდგენილი.

**ტ ა ქ ი ლ ი ტ ი** (ბერძ. „ტაქის“ — სწრაფი) მწვანე, რუხი ან შავი ფერის ბაზალტური შედგენილობის ვულკანური მინაა, რომელიც გარეგნულად ჰგავს ობსიდიანს (იხ. ქვემოთ). ადვილად იხსნება მჟავებში. მიკროსკოპში ჩანს პიროქსენის უწვრილესი წარმონაქმნები. ტაქილიტი შეიძლება შეიცავდეს ავგიტისა და მაგნეტიტის ერთეულ პორფირულ გამონაყოფებს. ბაზალტური შედგენილობის ვულკანური მინის სახესხვაობებია **ჰ ი ა ლ ო მ ე ლ ა ნ ი** — მჟავებში უხნადი შავი ვულკანური მინა; **ს ი დ ე რ ო მ ე ლ ა ნ ი** — მომწვანო-რუხი, თითქმის შავი ვულკანური მინა პალაგონიტური ტუფებიდან. პალაგონიტი ცვლადი შედგენილობის, წყლით მდიდარი ქლორიტისმაგვარი ნივთიერებაა: შედგება გენეტურად ერთმანეთთან დაკავშირებული მინერალებისაგან (პალაგონიტი—ქლორიტი — ქლოროფიტი), რომლებიც ფართო ტემპერატურულ ინტერვალში (მეტად ადრეული მაღალტემპერატურული — დაბალტემპერატურული ჰიდროთერმული) წარმოიშენენ; **ს ო რ დ ა ვ ა ლ ი ტ ი**, ანუ ვიხტიზიტი დევიტროფიცირებული ვულკანური მინაა კრისტალითებით და მიკროლითებით; წარმოქმნის წვრილ ძარღვაკებსა და დიაბაზური ძარღვების კიდურა ნაწილებს, რომლებიც უძველეს ქანებს კვეთენ სორდავალში.

მინისებრი ბაზალტური ლაგები ცნობილია ჰავაის კუნძულებზე. აქვე



ნახ. 81. ეარიოლითი.

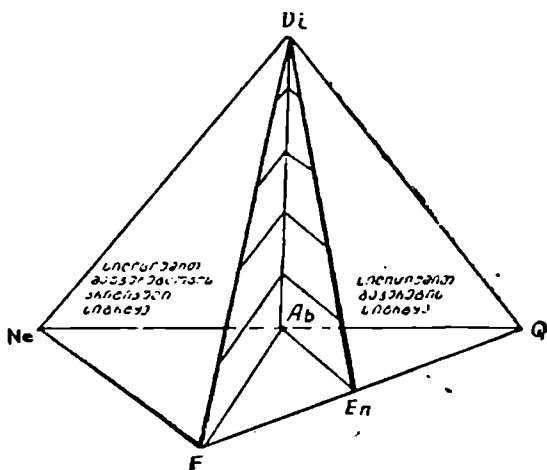
მარცხენა მიკროფოტო — იალგუბა, ონევის ტბის ჩრდილო ნაპირი. სტრუქტურა ეარიოლითურია (რადიალურ-ბოქოვანი). მონოკლინური პიროქსენის მარცელები განლაგებულია ალბიტის ბოქოებისაგან დამოუკიდებლად. პიროქსენის მარცელის ცენტრში ჩართულია დამილი მინა. ქვემოთ — პიროქსენის ფენოქრისტალი. ა. ზაეაროცის მახეღვით (1955); მარჯვენა მიკროფოტო — დიურანსი, საფარანგეთი. პლაგიოკლასის ბოქოებისაგან შექდგარი ეარიოლები და მათ შორის მოქცეული პიროქსენისა და აქტინოლათის მარცელები. ვარიოლების კიდებზე ფსევდოქრისტალებია, გარშემო კი ქლორიტული გარსებია გაჩენილი; ეარიოლებს შორის დამილი მინაა. მომრგვალო ნუშერები და ძარღვები აქტინოლიტითა და ეპიდოტთა წარმოდგენილი ი. პოლოვინკინას და სხვ. მიხედვით (1948).

შენიშნეს ე. წ. „პელეს თმა“ — მოყავისფრო ოქროსფერი წვრილი ბოქოვანი გრაუები, წარმოქმნილი მაგმის გაფანტვის შედეგად ამოფრქვევის დროს.

ბაზალტებთან ვითარდება ვარიოლითური სტრუქტურის მქონე ქანები, რომელთაც ვ ა რ ი ო ლ ი თ ე ბ ს. უწოდებენ (ნახ. 81). ისინი განსაკუთრებით კარგად ჩანან ბალაშისებრი (სფერული) ლავების ქერქში.

ოლაფინის არსებობის ან არარსებობის მიხედვით ბაზალტები შეიძლება დაიყოს ზენაქერ (უოლაფინო) და უჯერ (ოლიფინის მნიშვნელოვანი რაოდენობით) ბაზალტებად.

ოლაფინიანი ბაზალტები, თავის მხრივ, იყოფიან ოლიფინიან ტოლეიტებად და ტუტე ოლაფინიან ბაზალტებად. უკანასკნელნი გამოირჩევიან ტუტეების, განსაკუთრებით ნატრიაუმის შემცველობით, რომლის რაოდენობა



ნახ. 82. Di—Fo—Ne—Q სისტემის ტეტრაედრული დიაგრამა. გ. იოდერის და კ. ტილის მიხედვით (1962 წ.).!

ბაზალტების შედგენილობის ტეტრაედრში კაჟმიწო გაუჯერებლობის კრიტიკული ფართი მკვეთრ სასლვარს ატარებს ტუტე-ოლივინიან ბაზალტებსა (დიაგრამის მარცხენა ნაწილი) და ტოლექტურ ბაზალტებს (დიაგრამის მარჯვენა ნაწილი) შორის. ამ სასაზღვრო სიბრტყის მნიშვნელობა მდგომარეობს იმაში. რომ ერთი ჭკუფის ნეფელინურ კომპონენტს შეუთავსებელია მეორე ჭკუფის ენსტატითან.

დენობა საკმარისია ნორმატიული ნეფელინის წარმოსაქმნელად. როგორც აღვნიშნეთ, ეს ბაზალტები უჯერია კაჟმიწით.

Di—Fo—Ne—Q სისტემის ტეტრაედრულ დიაგრამაზე (ნახ. 82) მოტანილია ბაზალტური ველკანიტების თანაფარდობა ოთხი ნორმატიული მინერალის მიხედვით, რომლებიც რეალური ბაზალტური მინერალების გამარტივებულ ანალოგებს წარმოადგენენ. დიაგრამაზე ნაჩვენებია რეაქციული ურთიერთდამოკიდებულება:  $Fo + Q = En$  და  $Q + Ne = Ab$ . კლინოპიროქსენი Di (ჩვეულებრივ ავგიტი) აქ არ არის ნაჩვენები, ვინაიდან ის ამა თუ იმ რაოდენობით თითქმის ყველა ბაზალტში არის.

დიაგრამიდან გამომდინარეობს, რომ ბაზალტის კრისტალიზაცია ტეტრაედრის მარცხენა (ნეფელინურ) ნაწილში მიმდინარეობს იმდაგვარად, რომ ნარჩენი სითხის შედგენილობა იხრება მისი ნეფელინური კომპონენტით გამდიდრებისაკენ; ტეტრაედრის მარჯვენა ნაწილში კი ბაზალტის კრისტალიზაცია ხორციელდება კვარცის მიმართულებით გადაადგილებული ნარჩენი სითხის წარმოშობით. ამის საფუძველზე შეიძლება დავუშვათ, რომ ტუტე-ოლივინ-ბაზალტური მაგმის დიფერენციაცია მიმდინარეობს მისი ტუტეებით გამდიდრების ტენდენციით, ზოლო ტოლექ-

ტუი მაგმის დიფერენციაცია—კაემიწით გამდიდრების მიმართულებით. ამ ნარჩენი სითხეებიდან სისტემის შემდგომი ვაცივების პროცესში გამოიყოფა უფრო გვიანი გენერაციის კრისტალები ან სითხეები მყარდება მინის სახით. ამიტომ ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების ნეფელინური კომპონენტი, ზენაჯერი ტოლიტური ბაზალტების კვარცის მსგავსად, ხშირად არ შედის ქანის რეალურ მინერალურ შედგენილობაში. შედის მინის ან, მცირე რაოდენობის შემთხვევაში (1—2%), — რთული კლინოპიროქსენების შედგენილობაში. ამიტომ ქიმიური ანალიზების უქონლობის შემთხვევაში კლინოპიროქსენის ხასათი შეიძლება გამოვიყენოთ დიაგნოსტიკურ კრიტერიუმად.

მოტანილ ტეტრაედრულ დიაგრამაზე „კაემიწით გაჯერებულ სიბრტყე“ ავლებს საზღვარს. რომლის მარჯვნივ ლაგდება კონტინენტური ტოლიტების უმეტესი ნაწილის შესატყვისი, კაემიწით ზენაჯერი ბაზალტები, დიაგრამის ცენტრში კი — ბაზალტები, რომლებიც ოკეანის ფსკერზე უხვად გავრცელებულ ტოლიტებს შეესაბამებიან.

დ. კანის მონაცემების მიხედვით, ოკეანეების ფსკერის ბაზალტების შედგენილობა თანდათანობით იცვლება. ტოლიტურიდან ტუტე ბაზალტურისაკენ. ფიქრობენ, რომ ეს ვარიაციები შეესაბამება კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას, რომლის დროსაც გამოიყოფა შემდეგი შედგენილობის მყარი ფაზა: პლაგიოკლაზი (An75) — 65%, ოლივინი (Fo) — 20% და ავგიტი — 15%.

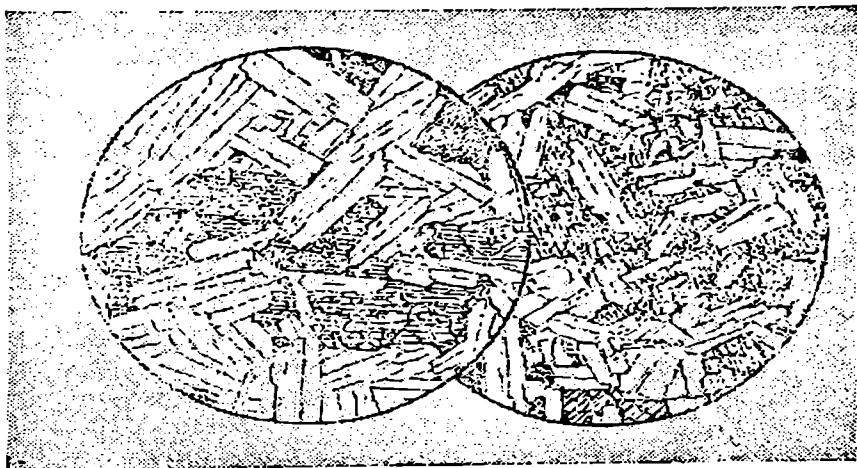
ტუტემიწა ბაზალტოიდების პალეოტიპური წარმომადგენლებია ბაზალტური პორფირიტები, დიაბაზები და სპილიტები.

**ბ ა ზ ა ლ ტ უ რ ი პ ო რ ფ ი რ ი ტ ი** პალეოტიპური ბაზალტია. მინერალოგიური შედგენილობა ცვალებადია, რაც დამოკიდებულია ზედნადები პროცესების ინტენსივობაზე — ფუძე პლაგიოკლაზის ალბიტიზაციასა და რკინამაგნეზიური მინერალების ქლორიტიზაციაზე; შეინიშნება აგრეთვე აქტინოლითიზაცია და სერპენტინიზაცია. მინა განკრისტალებულია: ახალწარმოზობილი მინერალებიდან, რომლებიც მეტამორფიზმის მწვანე ქვის ფაციესს შეესაბამებიან, გვხვდება ალბიტი, ქლორიტი, აქტინოლითი, სერპენტინი, სოსურიტი, ეპიდოტი, მაგნეტიტი და სხვ. გვხვდება საწყისი მინერალების რელიქტებიც — პიროქსენი, ბაზალტური რქატყუარა, კანსხვავებული ფუძიანობის პლაგიოკლაზი და სხვ.

**დ ი ა ბ ა ზ ი** (ბერძ. „დიაბას“ — შლადი) პალეოტიპური დოლარიტია. მისი მინერალური შედგენილობაა: ფუძე პლაგიოკლაზი, ხშირად შეცვლილი, ავგიტი, ამფიბოლი, ქლორიტი, სერპენტინი, მაგნეტიტი და სხვ. დიაბაზისათვის დამახასიათებელია შემდეგი ზედნადები პროცესები: ავგირას, ამფიბოლიზაცია, ქლორიტიზაცია, სოსურიტიზაცია, ფუძე პლაგიოკლაზის დეანორთიზაცია-ალბიტიზაცია (ნახ. 83). სტრუქტურა ოფიტურია (დიაბაზური).

ღიაბაზები უმეტესწილად ქმნიან დაიკებს და სილებს ან განლაგებულნი არიან ვულკანური განფენების შიდა ნაწილებში.

სპილიტი (ბერძ. „სპილოს“ — კლდე) პალეოტიპური ბაზალტი ან დოლერიტი, რომელიც წარმოიშვება წყალქვეშა ვულკანიზმის შედეგად, ჩვეულებრივ გეოსინკლინურ პირობებში. სპილიტები წვრილმარცვლოვანი ქანებია, რომლებშიც  $SiO_2$ -ის საშუალო შემცველობა დაახლოებით 50%-ია. დამახასიათებელია ნატრიუმის დიდი რაოდენობა და კალიუმის დეფიციტი. სპილიტების ძირითადი მასა შედგება ალბიტის ვიწრო გრძელი ლეისტებისაგან, რომელთა შორის სივრცე ამოვსებულია ქლორიტით და მადნეული მინერალით, რომელიც მინის ხარჯ-

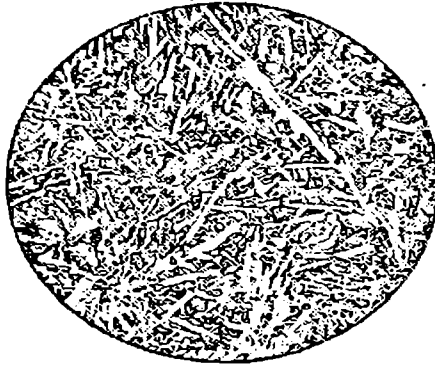


ნახ. 83. ღიაბაზი.

მარცხენა მკერფოვანი — ბერლიანუმი. ურალი. სტრუქტურა ოვუტურა. ფუქე პლაგიოკლასის პრაზმული მარცვლები მკვეთრად იზომორფულა მონოკლანურ პიროქსენის მიმართ. პლაგიოკლასის და პიროქსენის მარცვლები დაახლოებით თანაბარი ზომისაა. მარჯვენა, ზევით ქლორიტი განვითარებელი; მარჯვენა მკერფოვანი — იგივე ადგილი. სტრუქტურა პოიკლიტური. პიროქსენის მსხვილ მარცვლებში პოიკლატურადაა ჩართული პლაგიოკლასის შედარებით მცირე პრაზმული მარცვლები. მოსიანს მანეტიტი. ბიოტიტის ცალედი ქერკლი (ზემოთ) და ქლორიტი (ქვემოთ). ა. ზაარაკის მიხედვით (1937).

ზეა გაჩენილი. ზოგჯერ შეიქმნევა სალი ან სხვადასხვა ხარისხით დამოღლი პიროქსენი (აეგიტი) და ამფიბოლი.

სპილიტებისათვის დამახასიათებელია სფერული (ბალიშისებრი) განწევრება. ბალიშთაშორისი სივრცეები ამოვსებულია მოცისფრო, მუქი



ნახ. 84. სპილიტი.

ბლიაეა, სამხრეთი ურალი. ალბიტის წაგრძელებული ლეიტები, კარგად დაცული ავგიტის მარცვლები და გაჭლორტებული შინის მუზოსტაზისი. ა. ზაჟარცკის მისედეოთ, 1946 წ.

გამკვრივებული (ლიტიფიცირებული) ლამით ან კაჟით, იშვიათად სუსტადმეტამორფული ქანით, რომელსაც უკვე სპილიტს უწოდებენ (იხ. ქვემოთ). ზოგ რაიონში „ბალიშების“ გარსი აგებულია სპილიტით, ხოლო შიდა ნაწილი — უმთავრესად კარბონატით. ზოგჯერ ჩანს სპილიტების კარბონატებით ფსევდომორფული ჩანაცვლების მკვეთრი სურათი მეტასომატურად ჩანაცვლებული საწყისი ქანის სტრუქტურის შენარჩუნებით.

სპილიტებთან მკიდრო ასოციაციაში ვხვდებით კაჟიან რადიოლარიტებს. ამის გარდა სპილიტებთან ერთად გვხვდება აგრეთვე საშუალოკაჟეა-

ვა (კერატოფირები) და კაჟმჟავა (კვარციანი კერატოფირები) შედგენილობის ლავეები და იმავე ქანების ჰიპაბისური ინტრუზიული სხეულები. მათი სილები და დაიკები თანდათანობით გადადიან შედარებით მსხვილმარცვლოვან ალბიტთან დოლერიტებში (ალბიტისანი გაბრო). ქანთა იმავე რიგს მიეკუთვნება პიკრიტი. ამგვარი ქანების მაგალითია ავგიტიანი პიკრიტი მენხენიოტის მახლობლად (კორნუელი, დიდი ბრიტანეთი) და რქატყუარაიან-ავგიტიანი პიკრიტი (პლიმუტის სამთამდნო რაიონი, დიდი ბრიტანეთი).

ინტრუზიული ბაზალტების ალომეტამორფიზმი (მეტასომატიზმი), უფრო ზუსტად სპილიტიზაცია, ხშირად შემკველ თიხაფიქლებსაც მოიცავს; უკანასკნელნი გარდაიქმნებიან არსებითად ალბიტისანი ქანებად — აღინოლებად, რომლებიც 90 %-მდე ალბიტს შეიცავენ.

მკვლევართა უმრავლესობა თვლის, რომ ალბიტი სპილიტებში მაგმიდან კი არ არის გამოკრისტალბებული, არამედ წარმოიშვა ვულკანურ ქანზე ნატრიუმის შემკველი ჰიდროთერმების ზემოქმედების შედეგად, რამაც გამოიწვია საწყისი ფუძე პლაგიოკლასის თანდათანობითი გადასვლა მჟავე პლაგიოკლასში (ჩვეულებრივ, ალბიტში, იშვიათად ოლიგოკლასში). შესაძლებელია, რომ ნატრიუმში ნაწილობრივ ზღვის წყლიდან იყოს მიღებული. სპილიტებში ალბიტის მეორეული ხასიათი დასტურდება

სპილიტების დიაბაზებში და პორფირიტებში უბნობრივი გადასვლების სურათით (ამ უკანასკნელებში პლაგიოკლაზი სალია ან სხვადასხვა ხარისხითაა გაალბიტებული), აგრეთვე სპილიტებში საწყისი პლაგიოკლაზის სულტად გაალბიტებული რელიქტების არსებობით (იხ. ნაკვ. „მეტამორფული და მეტასომატური ქანთწარმოქმნა“). სპილიტების სტრუქტურა პილოტაქსიტური ან ინტერსერტულია, ტექსტურა — მანდელშტაინური (ნახ. 84).

**პეტროქიმიკა.** ფუძე მაგმურ ქანებში (ბაზიტები, მაფიტები)  $\text{SiO}_2$ -ის შემცველობა დაახლოებით 50%-ია. ა. ზავარიცის რიცხვითი მახასიათებლების მიხედვით, გაბროიდულ ქანებს ახასიათებს  $s$ -ის მცირე სიდიდე (ჩვეულებრივ 50-დან 60-მდე) და მაღალი  $b$ (25-მდე, ზოგჯერ მეტიც);  $c$  ოდნავ მეტია  $a$ -ზე. დიორიტისაგან გაბრო  $c$ -ს შედარებით მაღალი და  $a:c$  შეფარდების შედარებით დაბალი მნიშვნელობებით განსხვავდება. გაბროში  $c = a = b$ , ან უფრო მეტიცაა, ხოლო დიორიტში, როგორც წესი, მხოლოდ  $2c = a - s$ ;  $3a + 2 + b - s$  ჯამი ორივე ქანში უახლოვდება  $s$ -ს; გაბროებში ჩვეულებრივ  $s$  დაბალია, დიორიტებში კი ხშირად მაღალი.

ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ანორთოზიტები არსებითად განსხვავდებიან გაბროიდული ქანებისაგან  $c$ -ს მეტად მაღალი მნიშვნელობით.

ბაზალტები და გაბრო მსგავსი ქიმიური შედგენილობით ხასიათდებიან; განსხვავება მხოლოდ  $a:c$  ფარდობაში მდგომარეობს — ბაზალტებში იგი ოდნავ მეტია, ხოლო გაბროში ოდნავ ნაკლებია ერთზე. ამრიგად, ბაზალტები ტუტეების უფრო მეტ რაოდენობას შეიცავენ. აღნიშნულით დასტურდება მაგმური ქანების ყველა ჩვეულისათვის დამახასიათებელი კანონზომიერება — ინტრუზიული ქანები ტუტეებს შეიცავენ უფრო ნაკლები რაოდენობით, ვიდრე მათი ეფუზიური ანალოგები.

$\text{SiO}_2:(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  შეფარდების მიხედვით, საზღვარი ტუტე და ტოლიეტურ ბაზალტებს შორის საკმაოდ მკვეთრია. ქიმიური ანალიზების გადათვლების საფუძველზე ტოლიეტურ ბაზალტებში გამოიყოფა ნორმატიული კვარცი, ხოლო ტუტე ბაზალტებში — ნორმატიული ნეფელინი, რომლებიც რეალურ ქანებში არ შეინიშნებიან.

სპილიტების ქიმიურ შედგენილობაში, ბუნებრივია, მონაწილეობს ნატრიუმი;  $a:c$  ფარდობა უდრის 2—2,5. მაგრამ საკიროა გავითვალისწინოთ, რომ სპილიტები ჭეშმარიტ მაგმურ ქანს არ წარმოადგენენ: ისინი წარმოიშობიან ანდეზიტურ-ბაზალტური ვულკანიტების ნატრიუმმეტასომატოზის შედეგად ვულკანური გეოსინკლინის განვითარების პოსტვულკანურ სტადიაში.

მუჯიერიტი და გავაიტი ქიმიური შედგენილობით ბაზალტს უახლოვდებიან (მუჯიერიტში  $\text{SiO}_2$  ჩვეულებრივ 50%-ზე ნაკლებია), მაგრამ მაღალი ტუტეანობით ხასიათდებიან.

ფუძე მაგმური ქანები მომატებული რაოდენობით შეიცავენ შემდეგ ელემენტ-მინარეებს (‰-ობით): Ni = 0.03; V = 0.025; Cr = 0.02; Se = 0.002 — 0.007; Co = 0.0042; Cu, Zn = 0.03 — 0.04 და სხვ. განხილულ ქანებში, საერთოდ, ნიკელი ოცჯერ, ხოლო ქრომი ათჯერ მეტია, ვიდრე გრანიტოიდებში.

### საშუალო კაჟმავა ქანები (დიორიტები და ანდეზიტები)

თვისობრივი მინერალური შედგენილობით დიორიტები ემსგავსებიან გაბროს, თუმცა არსებითად განსხვავდებიან მისგან შემდეგი სამი ნიშნით: 1) პლაგიოკლაზის შედგენილობით, 2) ფერადი მინერალების ხასიათით და მათი რაოდენობრივი როლით, ე. ი. ფერის ინდექსით და 3) პარაგენეზისით.

ტიპური დიორიტი შეიცავს ოლიგოკლაზს ან ანდეზინს, ხოლო ტიპური გაბრო (და ბაზალტი) — ლაბრადორს ან ბიტოვნიტს. დიორიტის მთავარი მაფიტური მინერალებია რქატყუარა და (ან) ბიოტიტი. ზოგ შემთხვევაში — ავგიტი და ჰიპერსტენი; ოლივინი, როგორც წესი, არ გვხვდება. დიორიტებში ფერის ინდექსი ჩვეულებრივ ნაკლებია, ხოლო გაბროებში — მეტია 40-ზე. მაგრამ ანდეზინოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზების შემცველი დიორიტული ხასიათის ქანების (რომელთა ფერის ინდექსია 43) გაბროსადმი მიკუთვნება არასწორი იქნება. მას გაბრო-დიორიტი უნდა ეწოდოს. დიორიტები პარაგენეტულად უკავშირდებიან გრანოდიორიტებს, ტონალიტებს და კვარციან დიორიტებს. გვხვდება აგრეთვე მცირე ზომის დამოუკიდებელი სხეულებიც.

**დიორიტი** (ბერძ. „დიორიტო“ — გამოვეყოფ) საშუალო შედგენილობის სრულკრისტალური მაგმური ქანია; მისი უმთავრესი მინერალებია პლაგიოკლაზი ( $Al_{10-16}$ ), რომელიც მინერალთა ჯამის 2/3 ( $\approx 65\%$ ) წარმოადგენს და ერთი ან მეტი მუქი მინერალი — რქატყუარა, ბიოტიტი, ხანდახან ავგიტი და იშვიათად ორთოპიროქსენი (ჰიპერსტენი); საკმაოდ იშვიათად შეინიშნება ოლივინი, აქცესორებიდან შეიცავს სფენს (ჰარბად), მაგნეტიტს, ილმენიტს და სხვ. სტრუქტურა ჩვეულებრივ პიპიდომორფულმარცვლოვანია.

**კვარციანი დიორიტი** დიორიტისაგან კვარცის შემცველობით განსხვავდება. ბიოტიტის შემცველობის შემთხვევაში მას ქარსიან (ბიოტიტიან) კვარციან დიორიტს უწოდებენ.

**მელანოდორიტი** ხასიათდება მუქი მინერალების მაღალი შემცველობით. მისი ვრცელი გამოსავალი არის ლა-მანში — კუნძულ ჯერსის სამხრეთ-დასავლეთ სანაპიროზე და კუნძულ ჰერნისის აღმოსავლეთ ნაწილში. ამ ქანების თავისებურებაა მაგმის დინების ტექსტურების გასწვრივ ორიენტირებული რქატყუარას პრიზმული მარცვლების არსებობა.



მათ აპინიტები ეწოდა. ქანი მეტად მსხვილმაცლოვანია. ხშირად პეგ-მატიოდური, წარმოშობს ბუდობებს დიორიტის სილებში.

**პ ლ უ მ ა ზ ი ტ ი** (ადგილის მიხედვით კალიფორნიაში) აგებს საკმაოდ მძლავრ დაიკას, რომელიც ჰყვეთს პერიდოტიტულ სხეულს პლიუმასში (კალიფორნია). იგი შედგება ოლიგოკლაზისა და კორუნდისაგან. ოლიგოკლაზი ქმნის შემაკავშირებელ მასას, რომელშიც განლაგებულია კორუნდის ღია ცისფერი კრისტალები (სიგრძე 2,5 სმ-მდე). ნატალში და ტრანსვაალში (სამხრეთი აფრიკა) პლუმაზიტის მსგავს ქანებს პეგმატიოდური იერი აქვს და მათში კორუნდის კრისტალთა ზომა 5 სმ და მეტსაც აღწევს. დაიკების კიდურა ნაწილები ზოგჯერ აგებულია ოლიგოკლაზიტებით, ცენტრალურ ნაწილებში კი მნიშვნელოვანი რაოდენობით კორუნდი შეიმჩნევა.

ურალზე (კიშტიმი, ბორზოეკის რაიონი) პლუმაზიტი უკავშირდება კიშტიმიტს (საშუალომარცლოვანი პლაგიოკლაზიან-კორუნდიანი ქანი, განლაგებული გრანიტ-გნეისების კონტაქტში ლინზების სახით), ზოგან პლუმაზიტი და აქტინოლითები ერთმანეთს ენაცვლება.

**დ უ ნ გ ა ნ ო ნ ი ტ ი** (დუნგანონის მიხედვით ონტარიოს პროვინციაში, კანადა) უმნიშვნელოდ განსხვავდება პლუმაზიტისაგან—შეიცავს უფრო ფუძე პლაგიოკლაზს (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი, ანდეზინი), რომელიც ქანის 3/4 ნაწილს შეადგენს. დარჩენილი ერთი მეოთხედი სანახევროდ შედგება კორუნდის მსხვილი კრისტალებისა და თეთრი ქარსისაგან, რომელიც ჩვეულებრივ გარს ეკვრის კორუნდის მარცვლებს. მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან გვხვდება ბიოტიტი და ნეფელინი. ზოგიერთ ფაციესში ვითარდება თითქმის მონომინერალური ქანი — ანდეზინიტი.

კორუნდის შემცველი ქანები პეტროლოგიური თვალსაზრისით ძალიან საინტერესოა არიან, მაგრამ საკითხი მათი წარმოშობის შესახებ ჯერჯერობით საკამათოა. საბჭოთა სპეციალისტები თვლიან, რომ ისინი მეტასომატური გზით წარმოიშვნენ.

**მ ი კ რ ო დ ი ო რ ი ტ ი** საერთო სახელწოდებაა იმ ქანებისა, რომლებიც დიორიტისაგან მხოლოდ საშუალომარცლოვანებით განსხვავდებიან. ანდეზიტები მიკროდიორიტებისაგან განსხვავდებიან შემადგენელი მინერალების მარცვლების უფრო მცირე ზომებით და მინის შემცველობით ძირითად მასაში. არჩევენ მიკროდიორიტების ორ სტრუქტურულ სახესხვაობას— პორფირულს (მეტად გავრცელებულს) და აფირულს.

ზოგი ჰიპაბისური პორფირული მიკროდიორიტი ანდეზიტურ პორფირიტს (პალეოტუპური ანდეზიტი) ჰგავს. ამ ქანების ძირითადი მასის მინაგანკრისტალებულია და მასში ჩაწინწყლულია რქატყუარასა და ბიოტიტის მრავალრიცხოვანი, შედარებით მსხვილი კრისტალები. ასეთ ქანებს რქატყუარა-ბიოტიტიან ანდეზიტებს უწოდებენ, თუმცა უფრო

მართებულია მათთვის რქატყუარიან-ბიოტიტიანი ანდეზიტური პორფირიტი ეწოდებინათ, ვინაიდან მათ პალეოტიპური იერი აქვთ.

რომელიმე მუქი მინერალის სიჭარბის მიხედვით გამოიყოფა ქარსიანი, რქატყუარიანი, რქატყუარიან-ბიოტიტიანი და ნაკლებად გავრცელებული ავგიტიანი და ჰიპერსტენიანი მიკროდიორიტები.

მ ა რ კ ფ ი ლ ი ტ ი (ადგილი მარკფილდის მიხედვით, დიდი ბრიტანეთი) ქარბი კაემიწის შემცველი პორფირული მიკროდიორიტების სახესხვაობაა. ძირითადი მასა შედგება კვარცისა და მოწითალო ტუტე მინდვრის შპატისაგან (წარმოქმნიან გრაფიკულ შენაზარდებს), რომელშიც პლაგიოკლაზი და რქატყუარაა ჩაწინწყლული. ამგვარი ქანები აღწერილია ორდოვიციულ მცირე ინტრუზივებს შორის, რომლებიც შიშვლებიან პენმანიამრთან და ხარდებ-დოუმთან ახლოს (დიდი ბრიტანეთი).

პ ო რ ფ ი რ უ ლ ი და ა ფ ი რ უ ლ ი მიკროდიორიტები აღწერილია გვიანკალედონურ ვულკანურ ცენტრებთან დაკავშირებულ დაიკებში (სამხრეთ შოტლანდია). ამ მიკროდიორიტებში ჩანაწინწყლები წარმოდგენილია ბიოტიტის, ჩვეულებრივი რქატყუარას და პლაგიოკლაზის ( $An_{25-35}$ ) სახით, ხშირად შეინიშნება კვარციც (მიკროტონალითები).



ძარღვეული ქანებიდან, რომლებიც ქიმიური შედგენილობით განსხვავდებიან დიორიტებისაგან (ეს უკანასკნელნი გეოლოგიურად უკავშირდებიან მეტნაკლებად კაემყავა ინტრუზივებს და ახასიათებთ თავისებური მინერალური შედგენილობა და სტრუქტურა), აღსანიშნავია შემდეგი დიასხისტური ქანები (ლამპროფირები) (ბერძ. „დიასხისტო“ — ვშლი): მალქიტი, პავდიტი, კერსანტიტი და სპესარტიტი.

მ ა ლ ქ ი ტ ი (ქ. მელიკომუსის (მალხენის) მიხედვით, გფრ; ა. ანდრეა, ა. ოზანი, 1892 წ.) ტიპური ძარღვეული, მეზოკრატული ხასიათის წვრილმარცვლოვანი დიორიტული ქანია, რომელიც არსებითად მწვანე რქატყუარასა და პლაგიოკლაზისაგან (ოლიგოკლაზი, ანდეზინი, იშვიათად ლაბრადორი) შედგება. ზოგჯერ დასახელებულ მინერალებს ემატება ბიოტიტი. პორფირულ სახესხვაობებში ყველა ამ მინერალს ფენოკრისტალების წარმოქმნა შეუძლია. ძირითად მასაში ხშირად უმნიშვნელო რაოდენობით კვარცი შეინიშნება. მალქიტის რიცხვითი მახასიათებლებია:  $a=10.4$ ;  $c=7.0$ ;  $b=15.6$ ;  $s=67.0$ .

პ ა ვ დ ი ტ ი (ნიკოლო-პავდინსკის რაიონის მიხედვით, ურალზე: ლ. დიუპარკი, ა. გროსე, 1816 წ.) მალქიტის მსგავსი ლამპროფირია. პავდიტის პლაგიოკლაზი ოდნავ ფუძეა, ვიდრე მალქიტში (ჩვეულებრივ, ლაბრადორი), ხოლო რქატყუარა — რუხი. ამ ნიშნებით იგი უახლოვდება რქატყუარიან გამბროსს.

კერსანტიტი (ადგილ კერსანტონის მიხედვით, საფრანგეთი) დიორიტთან გენეტურად დაკავშირებული მუქი, ქარსით მდიდარი ძარღვეული პორფირული ქანია. კერსანტიტის მინერალური შედგენილობის თავისებურებაა მასში პლაგიოკლაზისა და ბიოტიტის შემცველობა; ზოგჯერ უმნიშვნელო რაოდენობით შეინიშნება კალიუმშპატი, პიროქსენი, ოლივინი და ამფიბოლი. მსგავს ლამპროფირებში — მინეტებში წამყვან როლს ბიოტიტთან ერთად კალიუმის მინდვრის შპატი თამაშობს. ლამპროფირის ეს ორი სახესხვაობა ძნელად გასარჩევია, განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც მათი ძირითადი მასა შეცვლილია მეორეული პროცესებით (მაგალითად, მასივი შეპი. დიდი ბრიტანეთი). კერსანტიტში ჩანაწინწკლები ძირითადად ბიოტიტის სახითაა (რომელიც ქანის მოცულობის 1/3 შეადგენს) წარმოდგენილი, იშვიათად ავგიტით და ოლივინით.

სპესარტიტი (ადგილ სპესარტის მიხედვით) საღ მდგომარეობაში მუქი ნაცრისფერი ან თითქმის შავი, პორფირისებრი ან წვრილმარცვლოვანი დიორიტული შედგენილობის ძარღვეული ქანია; მთავარი მინერალებია პლაგიოკლაზი (ანდეზინი, ლაბრადორი) და ჩვეულებრივი მწვანე ან რუხი-მწვანე რქატყუარა. რომელზეც ქანის მოცულობის 40%-ზე მეტი მოდის. ზოგჯერ უმნიშვნელო რაოდენობით შეინიშნება კლინოპიროქსენი (დიოპსიდი) და, როგორც შემთხვევითი მინერალი — ოლივინი. ფენოკრისტალებს უმთავრესად რქატყუარა ქმნის. სპესარტიტებს, რომლებიც მცირე რაოდენობით შეიცავენ კალიუმთან მინდვრის შპატს, ვოგეზიტებს უწოდებენ (იხ. ქვემოთ).

ქვემოთ მოცემულია ვულკანიტების დახასიათება, რომლებიც დიორიტის ქიმიური ანალოგებია.

ანდეზიტი (ანდების მიხედვით; მათა სისტემა სამხრეთ ამერიკაში) კაინოტიპური ვულკანიტია; ქიმიური შედგენილობით დიორიტს შეესაბამება. მიკროდიორიტისაგან განსხვავდება მარცვალთა მცირე ზომით და ძირითად მასაში მინის შემცველობით. ანდეზიტები აგებენ ლაეურ ნაკადებს, იშვიათად განფენებსა და ჰიპაბისურ ინტრუზივებს. განსაკუთრებით დაიკებს. იმის მიხედვით, თუ რომელი მათური მინერალი ქარბობს შედგენილობაში, გამოყოფენ რქატყუარიან, ჰიპერსენიან და სხვა ანდეზიტებს.

ანდეზიტების ძირითად მასაში ანდეზინის ან, იშვიათად, ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის მიკროლითებთან ერთად შეინიშნება მინა, ორთოპიროქსენის მიკროლითები და მადნეული მინერალის (მაგნეტიტი, ტიტანმაგნეტიტი) მარცვლები, რითაც ისინი ბაზალტისაგან განსხვავდებიან. მისი მინერალური შედგენილობაა: ზონალური პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები (ბირთვში ( $Al_{65-85}$ ), მონოკლინური პიროქსენი (დიოპსიდ-ავგიტი, იშვიათად პიქონიტი), რომელიც დამრჩობლილ კრისტალებს ქმნის, ენსტატიტი და ჰიპერსტენი, რომლებიც



ნახ. 85. ავგიტ-ჰიპერსტენიანი ანდეზიტი. მარცხენა მიკროფოტო-კლუჩეესკაია სოპკას რაიონი. კაშჩატკა. სტრუქტურა ჰიალოპილიტური (ანდეზიტური). ფენოკრისტალები — ჰიპერსტენი, ავგითი, ზონალური პლაგიოკლაზი, რომელიც მინის ჩანართებს შეიცავს. ა. ზაქარიცის მიხედვით (1931).

ანდეზიტი ჰიპერსტენიანი. მარცხენა მიკროფოტო — ჩევიოტის მთები. ინგლისი. სტრუქტურა პორფირული; ძირითადი მასა ჰიპერკრისტალურია, მინის დიდი რაოდენობით. პორფირული გამონაყოფები — ლაბრადორი და ჰიპერსტენი. ა. ხაჩკერის მიხედვით, 1935 წ.

მხოლოდ ჩანაწინწკლების სახით გვხვდებიან, ბაზალტური რუხი რქატყუარა, მკვეთრად პლეოკროული (ლამპროფილიტი) და რუხი ბიოტიტი, რომელიც ჩანაწინწკლებს შორის გვხვდება. რქატყუარასა და ბიოტიტისათვის ჩვეულებრივია ოპაციტიზაცია („ოპაცუს“ — მუქი, გაუმკვირვალე) — ნაწილობრივი ან სრული ჩანაცვლება მაგნეტიტის მარცვლების მცირე ზომის შავი, გაუმკვირვალე აგრეგატებით. აღინიშნება ჩანაწინწკლების მაგმური კოროზიის ყველა სტადია. ანდეზიტების ტექსტურა მასიურია, ფორიანი; სტრუქტურა ჰიალოპილიტური (ანდეზიტური), პილოტაქსიტური, იშვიათად ვიტროფირული (ნახ. 85).

ანდეზიტის ქიმიური შედგენილობის თავისებურებაა ალუმინიუმით გამდიდრება ( $Al_2O_3$  16—18%), რაც განპირობებულია მის მინერალურ შედგენილობაში დიდი რაოდენობით პლაგიოკლაზისა და ალუმინის შემცველი ფემური მინერალების არსებობით. მელავნდება აგრეთვე ნორმატიული კორუნდის (15%—მდე) შემცველობა.  $SiO_2$ -ის საშუალო შემცველობა — 58,17%, შეესაბამება საშუალო კაემჟავა ტუტემიწა ვულკანიტებს.

ნორმატიული კვარცის შემცველობა 13,6%, ე. ი. ოდნავ მეტი იმ სიდიდეზე (10%), რომელიც გამოყოფს ანდეზიტებს დაციტებისაგან. ამრიგად, საშუალო ანდეზიტი უფრო შეესაბამება კვარციან ანდეზიტს, მით უმეტეს, რომ ფ. ჩეისის აზრით ნორმატიული შედგენილობის უკვარცო ანდეზიტები იშვიათია. კაჟმიწით გადამეტჯერების გამო ნორმატიული ოლივინის შემცველობა 1%-ს არ აღემატება.

ზოგიერთი ანდეზიტის ძირითად მასაში შეიძლება იყოს პირველადი კვარცი. ასეთ ქანს კვარციან ანდეზიტს უწოდებენ. მაგმაში თავისუფალი კაჟმიწის რაოდენობის ზრდასთან ერთად კვარცი შეიძლება გამოიყოს როგორც პირველ გენერაციაში, ჩანაწინწყლების სახით, ასევე მეორე გენერაციაში — ძირითად მასაში; როდესაც ქანში ორივე გენერაციის კვარცი არსებობს. მას დაციტს უწოდებენ.

ანდეზიტები. ისევე როგორც კაინოტიპური ვულკანიტები, განიცდიან ზედნადები პოსტვულკანური პროცესების ზემოქმედებას, რაც იწვევს მათი საწყისი შემადგენელი ნაწილების შეცვლას და მეორეული მინერალების წარმოქმნას (მწვანე ქვის მეტამორფიზმი). პლაგიოკლაზი თავიდან იმღვრევა, შემდეგ კი ჩაენაცვლება ცოიზიტთან და ეპიდოტთან ასოციაციაში მყოფი ალბიტი; მუქ მინერალებს თანდათანობით ჩაენაცვლებიან ქლორიტი, ეპიდოტი, კალციტი და ა. შ. ფორიან ანდეზიტებში ფორები ამოივსება ქლორიტით, კალციტით. პრენიტით, ცელოთებით და ა. შ. ამგვარად შეცვლილ ქანებს პორფირიტს უწოდებენ. ჩვენი აზრით უფრო მისაღებია ტერმინი — ანდეზიტური პორფირიტი, რომელიც პალეოტიპური ვულკანიტებისათვის შემოიღო ა. ზავარიცკიმ.

ანდეზიტური პორფირიტი პალეოტიპური ანდეზიტია პირველადი მინერალებისა და მინის დამახასიათებელი შეცვლით. პლაგიოკლაზი განიცდის დენორთიტიზაციას (გალბიტებას) და გასერიციტებას, ზოგჯერ გაქლორიტებას. მისი დაშლის პროდუქტებია სოსიურიტი, კალციტი და ეპიდოტის მინერალები. პიროქსენსა და ბაზალტურ რქატყუარას ენაცვლებიან ურალიტი, ქლორიტი, კალციტი, მადნეული მინერალი (მაგნეტიტი, ლეიკოქსენი); ჩვეულებრივ მინა ქლორიტად გარდაიქმნება. მეორეული მინერალები განაპირობებენ ქანის მწვანე შეფერილობას.

ალბიტი ფორიტი პალეოტიპური. არსებითად ნატრიუმთან ქანია, განკრისტალებული ძირითადი მასით, რომელიც უმთავრესად შედგება ქლორიტის, კალციტის და მადნეული მინერალის მინარვეით გაჭუჭყიანებული ალბიტის მიკროლითებისა და წვრილი კრისტალებისაგან. პორფირული გამონაყოფებიც ალბიტის (უმთავრესად) სახითაა წარმოდგენილი. ქანი წარმოშობილია ფუქე და საშუალო შედგენილობის ვულკანიტების ხარჯზე დაბალტემპერატურული მეტასომატური პროცესების ზემოქმედების შედეგად.

ისლანდიტი (კუნძ. ისლანდიის მიხედვით) კაჟმიწის შემცველობის მიხედვით კირ-ტუტე ანდეზიტების ანალოგიურია, აქვს გაზრდილი ტუტიანობა, მაგრამ შეიცავს მცირე რაოდენობით  $Al_2O_3$ -ს (იშვიათად 16% ალუმენს) და ხშირად დიდი რაოდენობით რკინას. ისლანდიტები დამახისიათებელია ოროგენული ვულკანიზმისათვის. ფიქრობენ, რომ მათი წარმოშობა კაჟმეჟავა და ფუძე მაგმების შერევისათან დაკავშირებული ჰიბრიდიზმის შედეგია. ისლანდიტებში ნორმატიული კვარცის შემცველობა 25% ალწევს.

ანდეზიტები ამჟღავნებენ შედგენილობის შეცვლის ტენდენციას მთავარი გეოლოგიური სტრუქტურების მიმართების მართობულად. კუნძულთა რკალეზე, ოკეანურ ღრმელებთან განვითარებულია ანდეზიტები კალციუმის მაღალი შემცველობით და შესაბამისად. მათ შედგენილობაში არსებული პლაგიოკლასი უფრო მდიდარია ანორთიტული მოლეკულით. ოროგენული სარტყლის მოპირდაპირე ფლანგზე, რომელიც კონტინენტს ესაზღვრება, ანდეზიტები ხასიათდებიან ტუტეების, განსაკუთრებით კალიუმის გაზრდილი შემცველობით.

ანდეზიტური მაგმების გენერაციის საკითხი სადავია. ისინი შეიძლება წარმოიშვნენ დედამიწის ღრმა ჰორიზონტებში ან ზედა მანტიაში ფრაქციონირების გზით, საწყისი ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის შედეგად.

თუ დავუშვებთ საწყისი ბაზალტური მაგმის ფრაქციონირების გზით დიფერენციაციის შესაძლებელობას, მაშინ მოსალოდნელია, რომ მაგმური კამერიდან ჯერ ფუძე მაგმების მნიშვნელოვანი მასები, ხოლო შენდეგ მჟავე მაგმა ამოიფრქვევა, რაც ბუნებაში არ შეინიშნება. მაგალითად, ჩრდილოეთ ამერიკის დასავლეთ სანაპიროზე რეინერის, ხუდის და დაფერსონის ვულკანების მწკრივიდან იფრქვეოდა ერთგვაროვანი ანდეზიტური შედგენილობის მაგმა; ამ მწკრივის ორივე მხარეს სატელიტური ვულკანური კონუსებიდან იფრქვეოდა იმავე შედგენილობის მაგმა. „შეიძლება მოვიყვანოთ მრავალი მაგალითი [ვულკანური რეგიონებისა, რომლებშიც სხვადასხვაგვარი ლავების ამოფრქვევის თანამიმდევრობა და რაოდენობრივი თანაფარლობა არ შეესაბამება წარმოდგენებს ანდეზიტური მაგმების მნიშვნელოვანი მასების წარმოშობის შესახებ ბაზალტური მაგმების დიფერენციაციის შედეგად“ (F. Hacht, A. Wells, M. Wells, 1972).

ბუნებაში შემჩნეული თანაფარლობანი დამაკმაყოფილებლად აიხსნება სიღრმეში ანდეზიტური მაგმის სელექციური გამოლლობით. მაგალითად, კამჩატკაზე სიღრმე, სადაც გამოდნობა მიმდინარეობს პერიდოტიტების შედგენილობის მიხედვით ერთგვაროვანი მანტიიდან, 60—90 კმ-ით განისაზღვრება.

პეტროქიმიკა. დიორიტების და ანდეზიტების ქიმიური შედგენილობა ანალოგიურია. კაჟმიწის შემცველობა უკვარცო დიორიტებსა და ანდეზიტებში მერყეობს 56—58%-ის ფარგლებში.

დელის მიხედვით ქანგულებში გამოხატული საშუალო დიორიტის და ანდეზიტის შედგენილობა შესაბამისად ასეთია (%-ობით):  $\text{SiO}_2$ —56,77; 59,59;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —16,67; 17,31;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  — 7,56; 6,46;  $\text{MgO}$ —4,17; 2,75;  $\text{CaO}$ —6,74; 5,80;  $\text{Na}_2\text{O}$ —3,39; 3,58;  $\text{K}_2\text{O}$ —2,12; 2,04.

იმავე ქანების რიცხვითი მახასიათებლებია:  $a$ —10,7; 11,1;  $c$ —31; 64;  $b$ —16,7; 12,0;  $s$ —66,5; 70,5;  $f$ —42,9; 51,8;  $m$ —43,3; 40,6;  $e$ —38,7; 6;  $n$ —71,4; 75,3.

მოცემული რიცხვითი მახასიათებლების ანალიზი ადასტურებს საერთო კანონზომიერებას — პლუტონური ქანები შესაბამისი ვულკანური ქანებისაგან განსხვავდებიან  $a$ -ს მეტი და  $b$ -ს ნაკლები მნიშვნელობით.

### კანკაპა ქანები (გრანიტოიდავი, რიოლითავი, ლაციტავი)

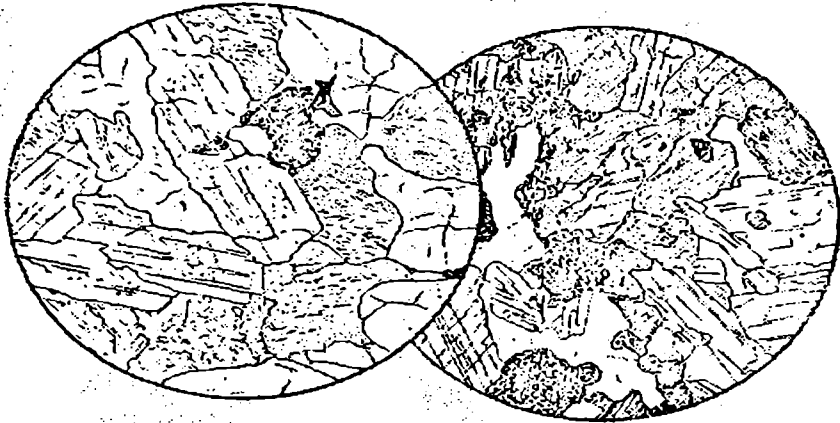
გრანიტოიდა ზოგადი ცნებაა, რომელიც აერთიანებს ყველა კაემქავა ინტრუზიულ (პლუტონურ) ქანს; შეიცავს კვარცს (ფელზიტური შემადგენელი ნაწილების ჯამის 20%-ზე მეტი), მინდვრის შპატებს და მუქ (ფემურ) მინერალებს.

ა. ზავარიცი (1955) მინდვრის შპატების ხასიათის მიხედვით ინტრუზიული კვარციან-მინდვრის შპატებიანი ქანების (გრანიტოიდების) ორ ქვეჯგუფს არჩევს: ა) გრანიტები და გრანიტოიდები და ბ) პლაგიოგრანიტები და კვარციანი დიორიტები.

ჩვეულებრივ, ცნება „გრანიტოიდა“ ქანების შემდეგ ტიპებს აერთიანებს: კვარციან დიორიტებს (იხ. დიორიტი), პლაგიოგრანიტებს ან ტრონდემიტებს, ტონალიტებს, გრანოდორიტებს, ნორმალურ, ანუ კირ-ტუტე გრანიტებს; მათვე მიეკუთვნება რაპაკივი, ჰელსინკიტი და ჩარნოკიტი.

დიდი ბრიტანეთის პეტროლოგები ადამელიტებს (მთა ადამელოს მიხედვით ტიროლში) აკუთვნებენ გრანიტოიდებს. რომლებშიც პლაგიოკლაზი და ტუტე მინდვრის შპატი დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა, რაც მინდვრის შპატების საერთო ჯამის 2/3 არ აჭარბებს. ადამელიტის მინერალური შედგენილობაა: კვარცი. ფელზიტური მინერალების 10—15%, ტუტე მინდვრის შპატი, პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი, იშვიათად ანდეზინი); ზოგიერთი ადამელიტი შეიცავს ბიოტიტს, ზოგჯერ ბიოტიტს და რქატყუარას ერთდროულად. ჩარნოკიტულ ადამელიტებში უპირატესად კვარცისა და დაახლოებით თანაბარი რაოდენობის კალიუმ-შპატისა და პლაგიოკლაზის გვერდით გვხვდება პლეოქროული ჰიპერსტენი (F. Hatch, A. Wells, M. Wells. 1972).

ა. ზავარიცი (1955) გამართლებულად არ თვლის ტერმინ „ადამელიტის“ გამოყენებას, ვინაიდან თუ მას ვიხმართ, მაშინ მხედველობაში უნდა მივიღოთ, რომ მონცონიტებში კალიუმის მინდვრის



ნახ. 86. ნორმალური ბიოტიტიანი გრანიტი (მარცხენა მიკროფოტო).

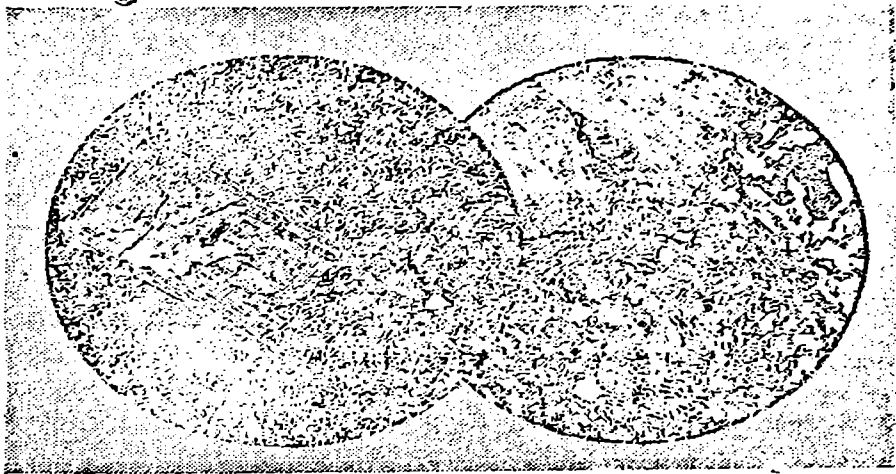
ბაიან-აულის რაიონი, ყაზახეთი. სტრუქტურა ჰიპიდომორფულ-პარკოლუვანი (გრანიტული). ქანი შედგება ოდნავ გასერიოტებული პლაგიოკლასის (ოლიგოკლასი), პერტიტული კალიუმიანი მინდვრის შპატის, ბიოტიტისა და აქცესორული მაგნეტოტისაგან.

მონტონიტი ევარციანი (მარჯვენა მიკროფოტო). მდ. ტაუა, ფერგანა, შუა აზია. სტრუქტურა ჰიპიდომორფულ-პარკოლუვანია. ქანი შედგება პლაგიოკლასის (ოლიგოკლას-ანდეზინი), კალიუმიანი მინდვრის შპატის, ევარცის, ბიოტიტის (მარჯვნივ ქვემოთ), ავჯრას, რქატყუარას ერთი მარკელისა და აქცესორული მაგნეტოტისაგან. ა. ხაჯარიცის მიხედვით (1953).

შპატი საკმაოდ ფუძე პლაგიოკლასთან ( $Al_{10}$ ) ასოციაციაში გვხვდება. ასეთ შემთხვევაში ადამელიტებისათვის შეიძლება მიგვეუთვნებინა გრანიტების სახესხვაობანი, რომლებშიც პლაგიოკლასი უფრო ფუძეა (ანდეზინი, ლაბრადორი), ვიდრე ამ ტიპის ქანებისათვის არის დამახასიათებელი.

ნორმალური გრანიტი (ბერძ. „გრანუმ“ — მარცვალი) ან კირ-ტუტე (კირ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატის — პლაგიოკლასის შემცველობის გამო) შემდეგი მინერალური შედგენლობით ხასიათდება: ევარცი 25—30%; პლაგიოკლასი (ალბიტი, ოლიგოკლასი, იშვიათად უფრო ფუძე პლაგიოკლასი; ზონალური პლაგიოკლასის ბირთვის შეიძლება ანდეზინური შედგენილობა ჰქონდეს), კალიუმიანი ან კალიუმიან-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი (მიკროკლინი, მიკროკლინ-პერტიტი, ორთოკლასი — ყველა ქანმაშენი მინერალის დაახლოებით 2/3); ქარსი (ბიოტიტი, მუსკოვიტი); ფერადი (ფემური) მინერალები (რქატ-





ნახ. 87. გრანოფირი (მარცხენა მიკროფოტო).

ატა-სუ, ცენტრალური ყაზახეთი. სტრუქტურა პორფირულია (გრანოფირული); ძირითადი მასა აგებულია კვარციით და კალიუმშპატით და მიკროგრაფიკულა სტრუქტურით ხასიათდება. ჩანაწინწყლები — ამლერეული და გასერიტიტებული პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი), აქცესორული მაგნეტიტის ჩანართით. ა. ზაფარიცის მიხედვით (1955). გრანოფირი ავგითიანი (მარჯვენა მიკროფოტო). ენქელი სკაი. შოტლანდია. სტრუქტურა გრანოფირული. ძირითადი მასა მიკროგრაფიკული, კვარც-მინდვრისშპატიანი. ჩანაწინწყლები — პლაგიოკლაზი, ავგიტის ცალკეული მარცვლები (ქვემოთ) და მაგნეტიტი. ა. ხარკერის მიხედვით, 1935 წ.

ყუარა, იშვიათად პიროქსენი, ჩვეულებრივ, დიოფსიდი) — 5—10%-მდე; აქცესორები (მაგნეტიტი, ილმენიტი, აპატიტი, ცირკონი, ორთიტი, სფენი, მონაციტი, ტურმალინი, ტოპაზი, ფლუორიტი და სხვ.) (ნახ. 86). გრანიტი — სრულკრისტალური და ნათელკრისტალური, თანაბარ-მარცვლოვანი ქანია. მისი სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანი (გრანიტული), ალოტრიომორფულმარცვლოვანი, პორფირისებრი ან პორფირობლასტურია, ვინაიდან ბოლო შემთხვევაში მინდვრის შპატის ფენოკრისტალები წარმოიშობიან მეტასომატური გზით გრანიტული პლუტონის ფორმირების ბოლოს, რომელსაც ეს სტრუქტურა შექმნილი აქვს აღმავალი ხსნარების მიერ კალიუმის შეტანის შედეგად.

არჩევენ შემდეგ ნორმალურ გრანიტებს: ბიოტიტიანს, მუსკოვიტიანს, ბიოტიტ-მუსკოვიტიანს (ორქარსიანი), რქატყუარიანს და სხვ. გრანიტული მაგმის ჰიპაბისური კრისტალიზაციის პირობებში შეიძლება წარმოიქმნეს გრანიტ-პორფირები და გრანოფირები, რომელთაც შე-

საბამისად გრანიტ-პორფირული და გრანოფირული სტრუქტურა ახასიათებთ.

გრანოდიორიტი სრულ- და ნათელკრისტალური, კვარციტ მდიდარი (15—20%-მდე) გრანიტოიდი: შეიცავს მინდვრის შპატს, უმთავრესად პლაგიოკლასს (ალბიტ-ოლიგოკლასი, ოლიგოკლასი), ნაკლები რაოდენობით — კალიუმთან მინდვრის შპატს (მიკროკლინი, მიკროკლან-პერტიტი, ორთოკლასი); უკანასკნელის რაოდენობა არ უნდა აღემატებოდეს მინდვრის შპატების ჯამის 1/3. ფემური მინერალებიდან გვხვდება ბიოტიტი და რქატყუარა ცვალებადი რაოდენობით, აქცესორებიდან — სფენი, აპატიტი და მაგნეტიტი. გრანოდიორიტების სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანია.

ტონალითისა და კვარც-ქარსიანი დიორიტისაგან განსხვავებით, რომლებშიც მთავარი მინერალი პლაგიოკლასია (ალბიტი, ოლიგოკლასი) კვარცი კი მეორეხარისხოვანი, გრანოდიორიტებში კვარციც მთავარ მინერალებს მიეკუთვნება.  $SiO_2$ -ის შემცველობა გრანოდიორიტებში ჩვეულებრივ 66—67% -ია, რაც თავისუფალი კვარცის 22%-მდე შემცველობას შეესაბამება. გრანოდიორიტები თანდათანობით გადადიან ტონალითებში, რაც მრავალ გრანიტოიდულ მასივში შეიმჩნევა, კერძოდ, ჩრდილოეთ ამერიკის მთაგრეხილებისა და სამხრეთ კალიფორნიის ბათოლითებში.

პლაგიოგრანიტი (ტრონდემიტი, ლეიკოკრატული ტონალითი) მიეკუთვნება გრანიტოიდების ოჯახს, რომელიც მცირე რაოდენობით ან სრულებით არ შეიცავს ტუტე მინდვრის შპატს. მინერალური შედგენილობა ასეთია: პლაგიოკლასი (ოლიგოკლასი ან ანდეზინი) 50—60%, კვარცი 20—30%. ბიოტიტი და აქცესორები უმნიშვნელო რაოდენობით. ბიოტიტის ნაცვლად ზოგჯერ გვხვდება რქატყუარა ან პიროქსენი.

ტონალითი (უღელტეხილ მონტე-ტონალეს მიხედვით ტიროლში) შედგენილობის მიხედვით პლაგიოგრანიტს უახლოვდება. მონტე-ტონალეს ტონალითებში მუქი მინერალები წარმოდგენილია ბიოტატის და რქატყუარას სახით. ბენ-კრახანის გრანიტული მასივის (დიდი ბრიტანეთი) ლაზ-ო-ს ტონალითები შედგებიან პლაგიოკლასის ( $Al_{20}$ ) — 72%, მიკროპერტიტის — 11%, კვარცის — 7%, მუქი მინერალებისა და აქცესორებისაგან — 10%. მათი სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანია.

რაპაკივი (ფინ. „რაპა“ — დამპალი, „კივი“ — ქვა) გრანიტის მსხვილკრისტალური სახესხვაობაა. ეს ქანები ცალკეულ გამოსავლებში ინტენსიურადაა დანაპრალოანებული, რის გამოც ადვილად იშლება სხვადასხვა ზომის ნატეხებად; აქედან წარმოიშვა სახელწოდება „დამპალი ქვა“.

რაპაკივი პორფირული სტრუქტურით ხასიათდება. ქანის სრულკრისტ-

ტალური ძირითადი მასა გრანიტული შედგენილობისაა: მასში შედის ილიომორფული კვარცი, ორთოკლაზი, რკინიანი ბიოტიტი, რქატყურა რკინიანი ოლივინის—პორტონოლითის ჩანართებით, დიოპსიდი და აქცესორული მინერალები (აპატიტი, მაგნეტიტი, ფლუორიტი, ორთიტი, მონაციტი და სხვ.). პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია რამდენიმე სანტიმეტრი ზომის ორთოკლაზის ხორცისფერ-წითელი მომრგვალებული მარცვლებით (ოვოიდები), რომლებიც გარშემორტყმულია ნატრიუმის პლაგიოკლაზის, ჩვეულებრივ ოლიგოკლაზის, გარსით; ოლიგოკლაზი ზოგჯერ რიტმულად ენაცვლება ორთოკლაზის ზონებს.

შემაკავშირებელ მასაში მოქცეული პორფირული გამონაყოფების ასეთი რთული ფორმების წარმოშობის საკითხი საკამათოა. ოვოიდები შეიძლება იყოს პირველადი—მაგმის ნელი კრისტალიზაციის დროს პირველად გამოყოფილი ან მეორეული — მეტასომატოზის შედეგად წარმოშობილი. უკანასკნელ შემთხვევაში ოვოიდები შეიძლება გაჩენილიყო ქანის ჩამოყალიბების ბოლო სტადიაში.

რაპაკივის დიდი მასივები ცნობილია ფინეთისა და საბჭოთა კავშირის საზღვარზე (ვიბორგის რაიონი). იგი მშვენიერი საშენი მასალაა როგორც სიმაგრის, ისე შესახედაობის (ფაქტურის) მიხედვით. ლენინგრადის მრავალი ცნობილი არქიტექტურული ნაგებობა ამ ქვითაა აშენებული. მაგალითად, ისაკის ტაძრის სვეტები, მდ. ნევის სანაპირო და სხვ. რაპაკივი გვხვდება აგრეთვე კორსუნ-შეგჩენკოს მიდამოებში (უკრაინა), ონეგის ტბის ნაპირებზე და სხვა ადგილებში.

**პ ე ლ ს ი ნ კ ი ტ ი** (ქ. ჰელსინკის მიხედვით, ფინეთი) გრანიტოიდაა, რომლის 2/3 ალბიტია (გაალბიტებული პლაგიოკლაზი), 1/3 — ეპიდოტი და პენინი (ფუძე პლაგიოკლაზის დენატორტიზაციის პროდუქტი); მცირე რაოდენობით (3%-მდე) შეიმჩნევა კვარცი, მიკროკლინი და სხვ. წარმოიშობა გრანიტოიდების, კვარციანი დიორიტების და შესაძლებელია ფუძე ქანების ზედნადები ნატრიუმის მეტასომატოზის შედეგად, ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში.

**გ რ ა ნ ი ტ უ ლ ი პ ე გ მ ა ტ ი ტ ი** (ბერძ. „პეგმატოს“ — მკიდრო კავშირი) გრანიტების თანმხლები, უპირატესად მსხვილმარცვლოვანი ქანია. ჩვეულებრივ გვხვდება ძარღვების, ლინზების, ბუდეებისა და შტოკების სახით. განსაკუთრებით გავრცელებულია პეგმატიტები დედა გრანიტოიდული პლუტონების კიდურა უბნებზე, უფრო იშვიათად — ამ უკანასკნელთა შემცველ ქანებში. პეგმატიტების მთავარი მინერალები იგივეა, რაც მათი დედა ქანებისა, რომლებთანაც ისინი პარაგენეტულადაა დაკავშირებული. ეს ქანებია გრანიტოიდები (ნორმალური და ტუტე), სიენიტები (ნორმალური და ტუტე), გაბრო და სხვ. ნორმალური გრანიტოიდების და სიენიტების პეგმატიტები დაყოფილია

კრამიკულ, მუსკოვიტიან, მუსკოვიტ-იშვიათლითონურ და იშვიათლითონურ პეგმატიტებად. მთავარი ქანშაშენი მინერალების (კვარცის, მუავე პლაგიოკლაზის, კალიშპატის, ქარსის) გარდა პეგმატიტებში გვხვდება ტურმალინი. ბერილი, ფლაგოპიტი, სპოდუმენი, ნიობიუმის, ტანტალის, ფოსფორის, ურანის, თორიუმის, იშვიათი მიწების და სხვათა იშვიათლითონური მინერალები. ტუტე სიენიტის პეგმატიტები ხშირად შეიცავენ იშვიათი მიწების ელემენტებს, ურანის, თორიუმისა და სხვათა ნაერთებს. ფუძე ქანების პეგმატიტები გამდიდრებულია ნიკელის, რკინის და სპილენძის სულფიდებით.

პეგმატიტების (და პეგმატიტური სტრუქტურების) წარმოშობის შესახებ ორი ჰიპოთეზა არსებობს. ერთ-ერთი მათგანის თანახმად (ა. ფერსმანი და სხვ.), პეგმატიტები წარმოიშვა განსაკუთრებული პეგმატიტური მდნარის კრისტალიზაციით, ხოლო მეორე კი (ე. ვაშინგტონი, ა. ზაფარიცი, ი. ნიკიტინი, გ. ზარიძე) შესაძლებლად მიიჩნევა მათ მეტასომატურ წარმოშობას საწყის ქანებზე განსაზღვრული შედგენილობის აღმავალი ხსნარების ზემოქმედების შედეგად.

გრანიტული პეგმატიტების სტრუქტურა გრაფიკულია (პეგმატიტური): განპირობებულია კვარცისა და მინდვრის შპატის (მიკროკლინ-მიკროპერტიტი) შეზრდით მათი მუდმივი თანაფარდობისა (შესაბამისად 30—70%). ამ თანაფარდობის მუდმივობა მიგვითითებს იმაზე, რომ პეგმატიტების გრაფიკული სტრუქტურა წარმოიშვა ორკომპონენტიანი ნარევის (კვარცი და მინდვრის შპატი) ეტექტიუური ან კოტექტიუური კრისტალიზაციის შედეგად 575°C ოდნავ მაღალი ტემპერატურის პირობებში. ამგვარი ტემპერატურული ზღვრის შიგნით იმყოფება კვარცის ინვერსიის წერტილი (ლათ. „ინვერსია“ — გადაბრუნება). როგორც აღვნიშნეთ, ზოგიერთი პეტროლოგი თვლის, რომ პეგმატიტის გრაფიკული სტრუქტურა შესაძლებელია წარმოიშვას აგრეთვე მინდვრის შპატის კვარცით მეტასომატური ჩანაცვლების გზით, აღმავალი ხსნარებით კაჟმიწის შემოტანის შედეგად.

პეგმატიტისათვის დამახასიათებელია ძალიან მსხვილი კრისტალები. მაგალითად, კრეისტოუნის მახლობლად სამხრეთ დაკოტაში (აშშ) ნახეს ბერილის 6 მ და სპოდუმენის 14 მ სიგრძის კრისტალები. ამგვარი მაგალითები საკმაოდ მრავალიცხოვანია. გიგანტური კრისტალების ზრდა შეიძლება გამოწვეული იყოს უპირატესად ფთორითა და წყლით განპირობებული დაქვეითებული სიბლანტის მქონე პეგმატიტური ფლუიდის კრისტალიზაციით.!

**გრანიტული აპლიტი** (ბერძ. „გეპლეს“ — მარტივი) (გრანიტ-აპლიტი) გრანიტოიდების თანამგზავრი თანაბრად წვრილმარცვლოვანი ლეიკოკრატული ქანია. იგი შედგება კვარცის, კალიუმიანი მინდვრის შპატის, პლაგიოკლაზის (ჩვეულებრივ, ალბიტი) და მუს-

კოეიტისაგან. მუქი მინერალები (ბიოტიტი, რქატყუარა), ან არ შეიმჩნევა ან მათი რაოდენობა უმნიშვნელოა.

გრანიტ-აპლიტები განლაგებულია დედა გრანიტოიდებში ან მათ შემცველ ქანებში. ზოგჯერ აპლიტი გვხვდება პეგმატიტთან ასოციაციაში და ქმნის რთულ სხეულებს, რომლებშიც კიდურა ნაწილი შეიძლება აგებული იყოს პეგმატიტით, ცენტრალური კი — აპლიტით. ზოგ აპლიტში შეიმჩნევა აპლიტისა და პეგმატიტის ზოლების მონაცვლეობა, ზოგი კი შეიცავს პეგმატიტის ცალკეულ უბნებს, რაც ამ ქანების გენეტიკურ ერთიანობაზე მეტყველებს. რაც შეეხება მათი კრისტალურობის ხარისხში განსხვავებას, იგი აიხსნება პეგმატიტების კრისტალიზაციის დროს ნარჩენი გრანიტული მაგმის მნიშვნელოვანი გამდიდრებით ფუგიტური კომპონენტით, ხოლო ნარჩენი მაგმა, რომელმაც აპლიტი მოგვცა, „მშრალია“, მკვეთრად გაღარიბებულია ფლუიდებით და ამის გამო ნაკლებად მოძრავიც. საჭიროა აგრეთვე აღინიშნოს, რომ ზოგჯერ პეგმატიტებისა და აპლიტების ურთიერთდამოკიდებულება ბუნებრივ გაშიშვლებებში და თლილებში მიგვითითებს ამ ქანების მეტასომატურ წარმოშობაზე, რაც აღწერილია ბ. კინგის მიერ (B. King, 1948).

ტუტე გრანიტი გრანიტოიდი, რომელიც შედგება ტუტე მინდვრის შპატის (მიკროკლინი, მიკროკლინ-პერტიტი, ორთოკლაზი, ანორთოკლაზი, ალბიტი), ტუტე პიროქსენის (ეგირინი, ეგირინ-ავიტი), ტუტე ამფიბოლის (არფვედსონიტი, რიბეკიტი), ბიოტიტის (ზოგჯერ შეიცავს ლითიუმს), კვარცის (ქანის მოცულობის 30%-მდე), ზოგჯერ დიოფსიდის და აქცესორების — აპატიტისა და ცირკონისაგან.

ტუტე მინდვრის შპატის შემცველობის მიხედვით (იგი ჰარბობს სხვა მინერალებს) გამოყოფენ ალბიტიან (ნატრიუმთან), ორთოკლაზიან (კალიუმთან) და ალბიტ-ორთოკლაზიან გრანიტებს. ალბიტიანი გრანიტი შედგება მიკროპერტიტის, ანორთოკლაზის, ალბიტის და მუქი მინერალების — ნატრიუმთან პიროქსენის, ამფიბოლისა და იშვიათად ბიოტიტისაგან; ორთოკლაზიან გრანიტებში მინდვრის შპატი თითქმის მთლიანად კალიუმთანია შეკავებული პლაგიოკლაზის უმნიშვნელო მინარევით.

კვარცის მარცვლები ტუტე გრანიტებში განლაგებულია მინდვრის შპატის კრისტალებს შორის, ზოგჯერ კი იჭრება მათში და მეტასომატური წარმონაქმნების შთაბეჭდილებას ტოვებს. მიკროკლინიან (კალიუმთან) გრანიტებში, რომლებშიც მიკროკლინის მსხვილი კრისტალებია, კვარცის მომრგვალებული, ნაწილობრივ იდიომორფული კრისტალებია ჩართული. აღნიშნულის გარდა, კვარცი სშირად პლაგიოკლაზის და მიკროკლინის საზღვარზეა განლაგებული და მირმეკიტის წვრილ ჩანაზარდებს წარმოქმნის. ზოგიერთი ტუტე გრანიტის თლილში კვარცის მარცვლებში სშირად შეიმჩნევა წვრილი ბუშტულების ძეწყვები, რომლებიც მოშუშებული ბზარების გასწვრივ არიან განლაგებული.

კვარცში შეიძლება ჩართული იყოს აგრეთვე რუთილის უწყვილესი ნემსისებრი კრისტალები, რომელთა განსაზღვრა ხდება ადვილად დასადგენი მსხვილი კრისტალების ანალოგიურად; რუთილის არსებობა მიუთითებს აღნიშნული კვარცისა და საერთოდ მთელი ქანის მაღალტემპერატურულ პირობებში წარმოშობაზე. კვარცში შეიძლება ჩართული იყოს აგრეთვე რკინამადნეული მინერალები—ერთადერთი აქცესორები, რომელთა განსაზღვრა შესაძლებელია. სხვა იშვიათი აქცესორული მინერალები შეიძლება დადგენილ იქნან სინჯების მძიმე ფრაქციაში. ტუტე გრანიტების ბიოტიტები ხასიათდებიან პლეოქროული ორეოლებით, რაც მინერალში ჩართული ცირკონისა და ქსენოტიმის რადიოაქტიური გამოსხივებით არის განპირობებული. ზოგჯერ ბიოტიტი ნაწილობრივ ჩანაცვლდება ქლორიტით.

ტუტე გრანიტები ღარიბია ფემური მინერალებით, მაგრამ, როგორც აღვნიშნეთ, მათში ბიოტიტის გარდა ვხვდებით ტუტე პიროქსენებსა და ტუტე ამფიბოლებს. გვხვდება სახესხვაობანი განსაკუთრებით ღარიბი მუქი მინერალებით; მაგალითად, დარტმურის გრანიტულ მასივში (დევონშირი, დიდი ბრიტანეთი) განვითარებულია გრანიტები, რომლებშიც ტუტე მინდვრის შპატი და კვარცი ქანის 97%-ია, ხოლო ფემური და აქცესორული მინერალები — 3%. ამგვარ ტუტე გრანიტებს ლეიკოგრანიტებს უწოდებენ.

ალბიტანი (ნატრიუმისანი) გრანიტები იშვიათია. მაგალითად, ნიგერიაში და სუდანში გვხვდება სიღრმული, ჰიპაბისური და ეფუზიური სხეულები. რომლებიც შედგებიან ნატრიუმით მდიდარი და კალციუმით, ალუმინითა და მაგნიუმით ღარიბი გრანიტებისაგან. ფემური მინერალებიდან აქ შეიმჩნევა ეგირინი და რიბეკიტი; პლაგიოკლაზი თითქმის სუფთა ალბიტის სახითაა წარმოდგენილი, ჩვეულებრივი ბიოტიტისა და რქატყუარას ნაცვლად გვხვდება ეგირინი და რიბეკიტი, რომლებიც თიხამიწას და კალციუმს არ შეიცავენ; ისინი ან დამოუკიდებელი მინერალების სახით გვხვდებიან, ან, უფრო ხშირად, რიბეკიტი ეგირინის გარშემო შემონაზარდებს ქმნის.

განხილულა გრანიტები დიდი რაოდენობით შეიცავენ იშვიათ აქცესორებს, რომელთაც ზოგჯერ პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ. რიბეკიტთან გრანიტებში ფთორის მაღალი შემცველობისას ხდება როგორც ფლუორიტის, ასევე კრიოლითის (ნატრიუმის ფთორიდი) გაჩენა სამრეწველო კონცენტრაციებში. ნატრიუმისანი გრანიტები შეიცავენ თორიტს, მონაკიტსა და ქსენოტიმს. აღნიშნულის გარდა არის რადიოაქტიური პიროქლორი (ნიობიუმის წყარო), რომელიც შტუფებშიც კი გამოირჩევა და გვაძლევს თაფლისფერ-ყვითელ ოქტაედრულ კრისტალებს. რიბეკიტთან გრანიტების კიდურა ნაწილებში ვხვდებით ასტროფილიტის

მარცვალთა გროვებს, რომლებიც თლილებში მკვეთრ ყვითელ ქარსის-მაგვარ აგრეგატებს ქმნიან.

მიკროგრანიტოიდეზი (მიკროგრანიტები, მიკროგრანო-ლიორიტები), ჩვეულებრივ, დაიკებს აგებენ. იმის გარდა, რომ ამ ქანებში ზემოაღწერილებთან შედარებით მინერალთა მარცვლების ზომა მცირეა, კალიუმიანი და ნატრიუმიანი მინდვრის შპატების შეფარდებითი რაოდენობის განსაზღვრა არ ხერხდება და უნდა აღინიშნოს, რომ არც არის აუცილებელი, ვინაიდან მიკროგრანიტები ჩვეულებრივ შუალედი შედგენილობის მინდვრის შპატებს შეიცავენ და არსებითად კალიუმიანი ან ნატრიუმიანი მინდვრის შპატები მათში იშვიათად შეინიშნება. სხვადასხვა ტიპის მიკროგრანიტები ფემური მინერალების საშუალებით გამოიყოფა.

ზოგიერთ მიკროგრანიტში, რომლებიც მსგავსნი არიან რიოლიტებისა, გვხვდება ბიოტიტი, პიროქსენი (დიოფსიდ-აგეიტი), ჰედენბერგიტი (იგი რკინიან ოლივინთანაა ასოციაციაში), ფეროპორტონოლითი, ნატრიუმიან-რკინიანი პიროქსენი (ეგირინი) და ამფიბოლი (რიბეკიტი).

მუქი მინერალების შემცველობის მიხედვით მიკროგრანიტს უწოდებენ ეგირინიანს, რიბეკიტიანს და ა. შ. პირველში  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობა 76%; ეგირინის გარდა შეიცავს ორთოკლასს, მიკროპერტიტს და კვარცს-მიკროგრანიტების სტრუქტურა პორფირული, აფირული და მიკროგრაფიკულია.

პორფირული სტრუქტურის მქონე მიკროგრანიტებს პორფირულ მიკროგრანიტებს უწოდებენ. შესაბამისად გამოიყოფა აფირული მიკროგრანიტები და გრანოფირები.

გრანოფირები ხასაათლებიან პორფირული გამონაყოფების (ჩანაწინწყლების) და ძირითადი მასის არსებობით; უკანასკნელი შედგება კვარცისა და ტუტე მინდვრის შპატის შენაზარდებისაგან. კვარცი აგებს პეგმატიტური წარმონაქმნების მსგავს ცალკეულ იქტიოგლოპტებს და ბოჭკოებს, რომლებიც მინდვრის შპატის ჩანაწინწყლების წახნაგების მართობულად არიან განლაგებული. კვარცის ხსენებულ წარმონაქმნებს ერთდროული ჩაქრობა ახასიათებთ (იხ. ნახ. 87).

გრანოფირები მაგმური წარმონაქმნებია, მაგრამ ზოგი მათგანის მეტასომატური გენეზისი ექვს არ იწვევს. მეტასომატური გრანოფირები დადგენილია კარუს ჯგუფის (სამხრეთ აფრიკა) დოლერიტული სხეულების კიღურა ნაწილებში, კავკასიონზე (გ. ზარიძე, 1961) და სხვ.

გრანოფირებია აღწერილია კუნძულ სკაიზე (დიდი ბრიტანეთი) მილდირგის მასივში. მათი მინერალური შედგენილობის დამახასიათებელი კომპონენტებია ჰედენბერგიტი და ფეროპორტონოლითი. უკანასკნელი მინერალი გვხვდება აგრეთვე სკერგაარდის კომპლექსის (გრენლანდია) ზედა პორიზონტებში, რომლებიც გვიანი მაგმური ფრაქციებიდანაა

გამოყოფილი. დასახელებული მინერალები ნანახია აგრეთვე რიოლითურ მინებში. სლივ-გალიონის გრანოფირების მილისებრი სხეულები განვითარებულია ვულკანურ ქანებში — დოლერიტებში, აგრეთვე გაბროებში.

მაგმა. რომელიც დასაბამს აძლევს გრანოფირებს, წარმოიშობა, როგორც ჩანს, შესაბამისი შედგენილობის ქანების, მაგალითად, არკოზული ქვიშაქვების შერჩევითი გაღობის გზით, მაღალტემპერატურული ( $1100—1200^{\circ}$ ) ბაზალტური მაგმის ზეგავლენით.

რიოლითი (ბერძნ. „რეო“ — მივედინები) ანუ ლიპარიტი (კუნძულ ლიპარის მიხედვით, იტალია) ქიმიური შედგენილობით გრანიტის წვრილმარცვლოვან ანალოგს წარმოადგენს; შესაბამისად ტუტე რიოლითი ტუტე გრანიტის წვრილმარცვლოვანი ანალოგია. ძირითადი მასის მარცვალთა ზომა 0,05 მმ არ აღემატება. ჩვეულებრივ, რიოლითები კაინოტიპური ვულკანიტებია. არჩევენ კალიუმთან და ნატრიუმთან რიოლითებს. თუმცა ამგვარი გაყოფა ყოველთვის არ არის შესაძლებელი.

სანიდინიანი (კალიუმიანი) რიოლითები შეიცავენ მაღალტემპერატურულ კალიშპატს (სანიდინის ფორმით), რომელიც წარმოშობს გამკვირვალე ჩანაწინწყლებს და მიკროლითებს, აგრეთვე იზომეტრიულ მარცვლებს ძირითად მასაში; სანიდინი ხშირად შეიცავს დიდი რაოდენობით ალბიტს მყარი ხსნარის ან კრიპტოპერტიტული ჩანაზარდების სახით. თავიდან კვარცი გამოიყოფა როგორც მაღალტემპერატურული მოდიფიკაცია, მაგრამ შემდგომი ვაცივებისას გარდაიქმნება დაბალტემპერატურულ სახესხვაობად; შედარებით იშვიათად თავისუფალი კაემიწა კრისტალდება ტრიდიმიტისა და კრისტობალიტის სახით. ჩვეულებრივ კი ეს მინერალები ვულკანიტების ფორმებს ავსებენ. ბიოტიტი (თითქმის შავი) და პიროქსენი (უფერული), წარმოდგენილი დიოქსიდ-ავგიტის სახით, უფრო ხშირად გვხვდება რიოლითებში, ვიდრე რქატყუარა, რაც აიხსნება რიოლითების უფრო მაღალტემპერატურულ პირობებში კრისტალიზაციით, ვიდრე ნორმალური გრანიტისა და ლავიდან აქროლადების განდევნით, რომლებიც ხელს უწყობენ უწყლო პიროქსენის გამოყოფას. ძირითად მასაში და პორფირულ გამონაყოფებს შორის შეინიშნება პლაგიოკლაზი, ჩვეულებრივ ოლიგოკლაზის რიგისა. აქცესორებიდან გვხვდება მაგნეტიტი, ცირკონი, აპატიტი (ნახ. 88). რიოლითების ტექსტურა ფლუიდურია, ზოლიანი, რაც განპირობებულია კაემიწა ლავების სიბლანტით; სტრუქტურა ფელზიტური, სფეროლითური, მიკროპოიკლიტური, გრანოფირული, მიკროგრანიტული.

კვარციანი პანტელერიტი (კუნძულ პანტელერის მიხედვით, სიცილიის მახლობლად) შეესაბამება კაემიწით გამდიდრებულ ნატრიუმთან-კალიუმთან რიოლითებს. შეიცავს მაღალტემპერატურულ კვარცს და ანორთოკლაზს ( $Or_{50}, Ab_{50}$ ) და ამათ გარდა, რკინით გამდიდრე-





ნახ. 88. ლიპარტი ან რიოლითი (მარჯვენა მიკროფოტო).

ეზენბახი, უნგრეთი. სტრუქტურა პორფირულა, ძაროალი მასა მინისებრი. ალ-გელ-ადგილ მიკროფელზიტური. ახასიათებს ფლუიდური ტექსტურა. ჩანაწინწყლები — კვარცი. სანიდინი (მარჯვენა, ქვემოთ). პლაგოკლასი (მარჯვენა, ზემოთ) და ბიოტრის მცირე ფირფიტები. ა. ზავაროცის მიხედვით (1955).

ალბიტოფირი კვარციანი (მარჯვენა მიკროფოტო). ომსკის რკინიგზის რაიონი. და-საელეთი ციპზირი. სტრუქტურა მიკროპოლიტიური; პორფირული გამონაყოფები — ალბიტი (მარჯვენა), მაგნეტრის ცალკეული მარცვლები (ცენტრში). ნიკ. +. ი. პოლონ-კინას და სხვ. მიხედვით (1948).

ბულ ფემურ მინერალებს — ჰედენბერგიტსა და ფაიალიტს; აგრეთვე ნატრიუმთან-რკინიან ამფიბოლებს. ჩანაწინწყლებს შორის შეიძლება იყოს დიოპსიდი ან ეგიროინ-ავგიტი და კროსიტი. ძირითადი მასა მწვანე, მომ-წვანო-შავი, მკიდრო, მინისებრი ან ტრაქიტულია; მასში შეიძლება იყოს მინდერის შპატის მიკროლითები, კვარცისა და მუქი მინერალების მარ-ცვლები.

ნ ა ტ რ ი უ მ ი ა ნ ი რ ი ო ლ ი თ ი ხშირად შეიცავს პიროქსენ-სა (ჩვეულებრივ ეგიროინი) და ამფიბოლს (რიბეკიტი). ამათ გარდა გვხვდებ-ბა კვარცი და არსებითად ნატრიუმიანი მინდერის შპატი, ხშირად ანორთოკლასი. ეგიროინიან და რიბეკიტიან რიოლითებს, რომლებიც მსხვილ ტუტე ინტრუზივებთან გვხვდებიან (ჩრდილოეთი ნიგერია), ამ უკანასკნელთა მსგავსი მინერალური შედგენილობა აქვთ. რიოლითების ტექსტურა სფეროლითურია; სფეროლითები წარმოდგენილია, რიოლი-თის სახით, რომელშიც ჩართულია ნატრიუმთან-კალიუმიანი მინდერის შპა-

ტისა და კვარცის პორფირული გამონაყოფები. შემაკავშირებელი მასა გვხვდება ვანკრისტალეზული მინის სახით (დამახასიათებელია პალეოტიპური ვულკანიტებისათვის), რომელიც კვარცის ფელზიტური აგრეგატებისა და მინდვრის შპატებისაგან შედგება.

რიოლითური პორფირი პალეოტიპურ რიოლითს წარმოადგენს. საწყისმა მაგმურმა მინერალებმა და მინამ ამ ქანში პოსტმაგმური ხსნარების ზეგავლენით გარდაქმნილი პროცესების ზემოქმედება განიცადეს. ჩანაწინწყლები წარმოადგენილია კვარცის ან კვარცისა და მინდვრის შპატის სახით (ალბიტი, ორთოკლაზი, მიკროპერტიტი). მეორეული მინერალებიდან დამახასიათებელია სერიციტი, კაოლინიტი, ქლორიტი, კარბონატი და სხვ. სანიდინის ნაცვლად, რომელიც რიოლითებში აღინიშნება, პორფირში ვითარდება ორთოკლაზი, უფრო იშვიათად მიკროპერტიტი. ფეშური მინერალებიდან ვხვდებით რქაქცუყარას. ქანის სტრუქტურა პორფირული (ფელზიტური) ან პოიკლიტურია.

კვარციანი კერატოფირი (ბერძნ. „კერას“ — რქა) შეიცავს კვარცს, რომელიც შესაძლებელია ნაწილობრივ პოსტვულკანური. კვარციანი კერატოფირი, როგორც პალეოტიპური ვულკანიტი, რიოლითის ნატრიუმთან ანალოგს წარმოადგენს. კერატოფირების ძირითადი მასა ფელზიტური, სფეროლითური, პოიკლიტური, უფრო იშვიათად ტრაქიტულია. ჩანაწინწყლები გვხვდება ალბიტისა და კვარცის, იშვიათად კალიუმთან მინდვრის შპატის სახით. ფერადი მინერალები გაუასუღია ქლორიტში, აღინიშნება კალციტისა და მადნეული მინერალის მინარევი.

მწვანე ქვის ფორმაციებში კერატოფირი გვხვდება სპილიტებთან, დიაბაზებთან, პორფირიტებთან და მათ პიროკლასტოლითებთან, აგრეთვე ზღვის კაჟიან ნალექებთან ასოციაციაში და წარმოშობს შესაბამის კონკრეტულ ენდოგენურ ფორმაციას. კერატოფირებმა განიცადეს მნიშვნელოვანი გარდაქმნები (მეტამორფიზმი).

ყველა დასახელებული ვულკანიტის საწყისი ქანები წარმოიშვა ტექტონურ-მაგმატური ციკლის განვითარების საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში. მწვანე ქვის მეტამორფიზმი, უპირატესად ნატრიუმისა და შედარებით ნაკლები რაოდენობის კაჟისა და კალციუმის შემოტანით, ხორციელდება ვულკანიზმის სრული შეწყვეტის შემდეგ. კერატოფირების წარმოშობა შესაძლებელია აგრეთვე ტრაქიტების, ხოლო კვარციანი კერატოფირებისა — რიოლითების ხარჯზე.

დაციტი (რუმინეთისა და უნგრეთის ნაწილის ძველი რომაული სახელწოდების — დაციას მიხედვით) წარმოადგენს კირტუტე შედგენილობის კაინოტიპურ ვულკანურ, ძარღვეულ ან დაიკურ ქანს. ქიმიური შედგენილობის მიხედვით გრანოდიორიტს შეესაბამება. პორფირული გამონაყოფებია ზონალური პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი),

კვარცა, ბიოტატი, ნაკლებად რქატყუარა და პიროქსენი, დიოფსიდ-ავგიტისა და ჰიპერსტენის სახით. კალიუმიანი და კალიუმთან-ნატრიუმის მინდვრის შპატები დაციტებში ნაკლები რაოდენობითაა. ქანის სტრუქტურა ჰიალოპილიტური, პილოტაქსიტური, უფრო იშვიათად ვიტროფირულია.

დაციტები გვხვდება ანდეზიტებთან ასოციაციაში და გადადიან მათში  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობის შემცირებასთან ერთად. ამ ვულკანიტებს ერთმანეთისაგან კაემიწის შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ. დაციტებში  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობა 63-დან 68%-მდეა. ფერის ინდექსი ანდეზიტებზე დაბალაა. განსაზღვრისათვის არსებითია კვარცის რაოდენობა და ფორმა; დაციტებში ჩანაწინწყლების სახით იგი გამოიყოფა უფრო ადრე და უფრო დიდი რაოდენობით ნორმატიულ შედგენილობაში მისი სიკვარბის გამო.

კაემიწის შემცველობით დაციტები რიოლიტებს რამდენადმე ჩამორჩებიან, რაც გამოწვეულია რიოლიტებში ტუტე მინდვრის შპატებისა და პლაგიოკლასების შეფარდების უფრო მაღალი მაჩვენებლით.

დაციტები ფართოდაა გავრცელებული ოროგენულ სარტყლებში. მაგრამ მათი მნიშვნელობის შეფასება ამა თუ იმ რაიონის აგებულებაში ყოველთვის არ არის შესაძლებელი, რადგან ხშირ შემთხვევებში დაციტებს მიიჩნევენ ანდეზიტებად ან კვარციან ანდეზიტებად.

დაციტური პორფირიტი დაციტის პალეოტიპური ანალოგია. ამ ქანის, ისევე როგორც სხვა პალეოტიპური ქანების დამახასიათებელი თაყიებურებაა საწყისი მინერალებისა და ნინია ამა თუ იმ ხარისხით დაშლა და მათ ხარჯზე მეორეული მინერალების წარმოშობა. ძირითადი მასის მინა ჩვეულებრივ განკრისტალებულია და შედგება კვარცის, პლაგიოკლასის (ჩვეულებრივ ოლიგოკლას-ანდეზინი), რქატყუარას, ბიოტიტის, ქლორიტის, მაგნეტიტისა და აქცესორებისაგან. ფენოკრისტალები გვხვდება მყავე პლაგიოკლასის, კვარცის, რქატყუარას სახით. ტუტე მინდვრის შპატი ამ ქანებისათვის დამახასიათებელი არ არის. სტრუქტურა პორფირულია.

კვარციანი ალბიტოფირი (იხ. ნახ. 88) კაემყავა კვარცის შემცველი პალეოტიპური ქანია; შეიცავს კვარცს როგორც ძირითად მასაში, ასევე ფენოკრისტალებს შორის. მინარევების სახით შესაძლოა იყოს: სხვა მინერალებიც. ალბიტოფირები, როგორც ჩანს, მეორეული. ე. ი. მეტამორფული (მეტასომატური) ქანებია; ისინი წარმოიშვნენ არსებითად პლაგიოკლასიანი ვულკანიტების ხარჯზე ნატრიუმისანი და კაემიანი პოსტმავგური ხსნარების ზემოქმედების შედეგად.

ფელზიტი (ინგლ. „ფელსპატ“ — მინდვრის შპატი) კაემყავა ფარულკრისტალური ვულკანური ქანია, ალაგ-ალაგ გადადის მიკროკრისტალურ ძირითად მასაში. იგი პირველად განსაზღვრა რ. გერგარცმა (R. Gergarz) 1814—1815 წლებში. ა. ზავარიცის აზრით, ეს

ქანი აფანიტური ეფუზური ნორმალური რიოლითია (აფანიტი — წვრილმარცვლოვანი ქანი, რომელშიც ცალკეული მინერალები არ განირჩევიან შეუიარაღებელი თვალით). მიკროსკოპით ჩანს, რომ აფანიტების სტრუქტურა შეიძლება იყოს მიკროკრისტალური, კრიპტოკრისტალური და მინისებრიც. ამრიგად, ქანს აფანიტი შეიძლება ეწოდოს ვიზუალური დაკვირვებისას სავსე პირობებში. ფელზიტი გამოირჩევა ფენოკრისტალების სრული ან თითქმის სრული არარსებობით. თუმცა ზოგჯერ შეიძლება შეიცავდეს მიკროპორფირულ გამონაყოფებს, რაც მიკროსკოპით ვლინდება. პალეოტიპურ ვულკანიტებს შორის ფელზიტები არ შეიმჩნევა, ისინი განკრისტალებას განიცდიან.

კაემჟავა ლავეები მაღალი სიბლანტის გამო, რასაც ისინი იძენენ ზედაპირთან ახლოს აქროლადების დაკარგვის შედეგად, მყარდებიან მინის სახით. შეფერილობის, სტრუქტურისა და მონატეხის ხასიათის, ე. ი. ფიზიკური თვისებების და არა ქიმიური შედგენილობის მიხედვით კაემჟავა ვულკანურ მინებში არჩევენ: ობსიდიანს, პეხშტინს, პერლიტს და პეშას. ობსიდიანი და პეშა ძირითადად მინისაგან შედგებიან, ზოგჯერ შეიცავენ კრისტალითებს, მიკროლითებსა და სფეროლითებს. ობსიდიანი შეიცავს აგრეთვე ლითოფიზებს. ვულკანურ მინებში სპორადულად ვხვდებით მიკროპორფირულ გამონაყოფებს, წარმოდგენილს იმავე მინერალებით, რომლებსაც შესაბამისი კანონტიპური ვულკანიტები შეიცავენ. მინდვრის შპატები, ჩვეულებრივ, მინისებრი ელვარებით ხასიათდებიან. პეხშტინებში ვხვდება ავგიტი და რომბული პიროქსენი, იშვიათად ოლივინი.

ობსიდიანი (რომაელი ობსიდუსის სახელის მიხედვით, რომელმაც ეს ქვა ეთიოპიიდან ჩამოიტანა) მუქი (შავი) ფერის, მინისებრი ელვარებისა და ნიჟარისებრი მონატეხის მქონე ვულკანური მინაა, რომელიც გამჟვრვალე კიდეებით ხასიათდება. ზოგჯერ ამჟღავნებს ლაქისებრ ან ნაკადისებრ შეფერვას, რაც გამოწვეულია ქანში გაბნეული ფერფლისებრი ჰემატიტით. თლილში უფერულია, იშვიათად რუხი ფერისაა. ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ობსიდიანები ძლიერ სხვადასხვაგვარია. თუმცა ჩვეულებრივ შეესაბამებიან კაემჟავა ქანებს — რიოლითებს და სხვ. მათში წყლის შემცველობა 1% არ აღემატება. მართალია ობსიდიანი ვულკანური მინის ჩვეულებრივი სახესხვაობაა, მაგრამ მაინცა და მაინც ფართოდ არაა გავრცელებული. სსრკ-ში ობსიდიანები გვხვდება კამჩატკაზე, სომხეთში, საქართველოსა და აზერბაიჯანში. ცნობილია აგრეთვე იელოუსტონის ნაციონალურ პარკში (აშშ), მთა გეკლაზე (ისლანდია) და ლიპარის კუნძულებზე. ობსიდიანები ხშირად შეიცავენ კრისტალებსა და სფეროლითებს. უწვრილესი კრისტალური წარმონაქმნები ლაგდებიან ან განცალკევებულად, ან ქმნიან უსწორმასწორო გროვებსა

და ძეწკვებს; ზოგჯერ უკავშირდებიან ცალკეულ ზოლებს. ქანის ტექსტურა პერლიტურია.

ფისის ქვა (კუპრის ქვა), ანუ პეტრტეინი (გერმ. „პეხ“ — ფისი, კუპრი, „შტეინ“ — ქვა) რუხი, თითქმის შავი ვულკანური მინაა ფისისებრი (ცვილისებრი) ელვარებით და ხიჭვისებრი მონატეხით; შეესაბამება კაემჟავა (რიოლითი, დაციტი) ვულკანობებს. გამოიყენება შემსუბუქებელი გათქვირებული აგურის, ბეტონის შემავსებლის, თბოსაიზოლაციო და ცეცხლგამძლე ცემენტის მისაღებად და როგორც ძირითადი მასა კედლის ბლოკებისათვის. ამ ქანში უფრო მეტია კრისტალური ნივთიერება, ვიდრე ობსიდიანში, რაც განაპირობებს მის უფრო მშრალ (ფისისებრ) ელვარებას. კრისტალური გამონაყოფები შეიძლება სანიდინის, ოლიგოკლასის, ღია მწვანე პიროქსენის (შეიძლება მიკროლითების სახითაც იყოს) და კვარცის ჩანაწინწყლების სახით შეგვხვდეს. რიოლითური პეტრტეინებისათვის დამახასიათებელია დინების (ფლუიდურ-ზოლიანი) ტექსტურები, ზოგჯერ პერლიტური ტექსტურაც აღინიშნება.

პერლიტი (გერმ. „პერლე“ — მარგალიტი) ნაცრისფერი, მოცისფრო ან მოყვითალო-ნაცრისფერი ქანია ცვილისებრი ან სადაფისებრი ელვარებით. ახასიათებს პერლიტური (კონცენტრულ-ნაკუქვისებრი) განწევრება, რის გამოც შთაბეჭდილება რჩება, თითქოს შედგება მცირე ზომის (მარცვლის ზომიდან თხილის ზომამდე) ნაკუქვისებრი (ბოლქვის მსგავსი) ბურთულებისაგან. რომლებიც იზოლირებულადაა განლაგებული მინისებრ მასაში, ზოგჯერ კი მთლიანად აგებენ ქანს და მაშინ, ეხებიან რა ერთმანეთს, ღებულობენ პოლიედრულ მოხაზულობას. კონსტიტუციური (დაბმული) წყლის შემცველობა პერლიტში 3—5%-ია.

დამსხვრეული და 1000—1200°C ტემპერატურაზე დამუშავებულ პერლიტი ძლიერ იჯირჭვება და წარმოქმნის მსუბუქ მასალას დაბნული ფორმით. გაჯირჭვებულა პერლიტი გამოიყენება მსუბუქ ბეტონ- და თბოსაიზოლაციო შემავსებლების სახით ბეტონში, ბათქაშში, თბოსაიზოლაციო და ცეცხლგამძლე ცემენტში, საღებავებში, პლასტმასებში, ასფალტის ვერმიკულატი-პერლიტურ და სხვა ნარევებში.

პემზა (ლათ. „პემექს“ — ქაფი), ანუ აქაფებული მინა თეთრი ან ნაცრისფერი ძლიერ ფორიანი ქანია; იგი მსხვილმარცვლოვანი ან თმისებრი გრძელბოქვოვანი კაემჟავა ვულკანური მინაა. მასში წყლის შემცველობა ხშირად მნიშვნელოვანია; ჩვეულებრივ, პემზა ჰიგროსკოპულია. წარმოიშობა წნევის დაწვევის შედეგად აირებით (გაზებით) გაჯერებული ბლანტი ლავის დედამიწის ზედაპირზე ამოფრქვევის დროს — აირები მკვეთრად ფართოვდებიან და ლავა გადაიქცევა გაცივებულ მყარ ღრუბლისებურ მასად — ქანად.

ი გ ნ ი მ ბ რ ი ტ ი („იგნის“ — ცეცხლი, „იმბერ“ — წვიმა (კო-  
ქისპირული)) რიოლითური შედგენილობის ვულკანიტი, რომელიც პირ-  
ველად გამოყო ა. მარშალმა (1935) ახალ ზელანდიაში. მისი აზრით იგ-  
ნიმბრიტები წარმოიშობიან ვულკანური ღრუბლებიდან ვულკანიტების  
გავარვარებული უწვრილესი ნატეხების წვიმის სახით გამოყოფით.

მაღალი სიბლანტისა და აირების შემცველობის გამო კაემქავა ლავე-  
ბი ამოიფრქვევა აფეთქების სახით, რასაც ხშირად კატასტროფული მოქ-  
მედება აქვს; აფეთქებები განსაკუთრებით ძლიერია მაშინ, როდესაც  
ლავის ამომყვანი არხების ზომა მცირეა, მათ ქვეშ თავმოყრილ გავარვა-  
რებულ მასალასთან შედარებით, რომელსაც გიგანტური ენერგია აქვს.  
რიოლითური შედგენილობის ამგვარი ლავეების ამოფრქვევა, რომლის  
ტემპერატურა 900°C-ია, უზარმაზარი ძალით ხდება. მასალის ნაწილი  
ჰაერში ძალიან მაღლა აიტყორცნება, გაიფანტება ქარის მოქმედებით, იწ-  
როთობა და დედამიწის ზედაპირზე ფერფლის სახით ეშვება. ლავის მე-  
ორე, შედარებით მოზრდილი ნაწილი გადმოედინება ვულკანის ყე-  
ლიდან. რომელიც ამოვსებულია სხვადასხვა ზომის გავარვარებული ვულ-  
კანური ნატეხებით. ამგვარი ნაკადები სწრაფად მოედინებიან და  
დიდ ფართობებს ფარავენ. მაგალითად, კუნძულ მარტინიკაზე ვულკან  
მონ-პელეს კატასტროფული ამოფრქვევისას ლავის („მწველი ღრუბ-  
ლის“) მოძრაობის სიჩქარე აღწევდა 118 კმ/სთ, ხოლო ვულკან  
ლამინგტონის (ცენტრალური ამერიკა) ამოფრქვევისას — 160 კმ/სთ.  
ლავამ მოასწორა რელიეფი და წარმოშვა ვრცელი ბრტყელი განფენე-  
ბი. ამგვარ ლავეებს ფერფლის ნაკადებს, ტუფოლავეებს ან იგნიმბრიტებს  
უწოდებენ. ამრიგად, იგნიმბრიტები ამოფრქვევიან გაფართოე-  
ბული აირებისა და აირების გამომყოფი ლავის ნატეხების ტურბულენ-  
ტური (ლათ. „ტურბულენტუს“ — გრიგალური) ნარევის სახით. (F.  
Hatch, A. Wells, M. Wells, 1972).

იგნიმბრიტული ნაკადების ჭრილში საგებიდან სახურავისაკენ შეი-  
მჩნევა ზოგიერთი განსხვავება. ბაზალური ფენა გაქუქვიანებულია ლავის  
მიერ ზედაპირზე მოძრაობის დროს შეტაცებული მასალით. შედღეობა აქ  
თითქმის არ შეიმჩნევა. ნაკადის შუა ნაწილი ჩვეულებრივ შედარებით მკვრი-  
ვია ინტენსიური შედღეობის გამო. ზედა ნაწილი შეუდღეობელი და ნაკლე-  
ბად მკვრივია; შედგება ფორიანი, სუსტად შემჭიდროებული მასალისაგან.

იგნიმბრიტები ნამდვილი პიროკლასტური ქანებისაგან (პიროკლასტო-  
ლითებისაგან) განსხვავდება იმით, რომ მათში არ შეიმჩნევა სედიმენ-  
ტაციისა (შრეებრივობის) და მასალის დახარისხების ნიშნები; ნატეხე-  
ბი, ლოდები და ბლოკები ნაკადის მთელ სისქეზე განლაგებულია უწე-  
სრივად.

იგნიმბრიტების ცალკეული ნაკადების საშუალო სისქე დაახლოე-  
ბით 10 მ-ია, ზოგჯერ კი 100 მ აღწევს. ნაკადების საერთო მოცულობა

ზოგჯერ უზარმაზარია. ამგვარია სუმატრის სამხრეთი ნაწილის ნაკადები, რომელთა მოცულობა 2000 კმ<sup>3</sup>, ხოლო მათ მიერ დაკავებული ფართობი 30 000 კმ<sup>2</sup> უდრის. კუნძულ ნორდაილენდზე (ახალი ზელანდია) იგნიმბრიტებს უკავია 1500 კმ<sup>2</sup> ფართობი.



გრანიტოიდებთან დაკავშირებულ ლამპროფირებს შორის უმთავრესია ორი ტიპი — მინეტა და ვოგეზიტი.

**მ ი ნ ე ტ ა** (ელზასის მალაროელების ტერმინი) კირ-ტუტე ლამპროფირია, რომლის შედგენილობაში შედის კალიუმის მინდვრის შპატი და ბიოტიტი; ზოგიერთ სახესხვაობაში გვხვდება ავგიტი და (ან) ოლივინი. პორფირული გამონაყოფებიდან შესაძლოა იყოს მექად შეფერილი ზონალური ბიოტიტი, უფრო იშვიათად მცირე რაოდენობის კოროდირებული ამფიბოლები, რომლებიც ალბათ ქსენოკრისტალებს წარმოადგენენ.

დიდ ბრიტანეთში აღწერილია მრავალრიცხოვანი მინდვრის შპატიანი ლამპროფირები (მინეტები, კერსანტიტები); ისინი გენეტიკურად არიან დაკავშირებული შეპის გრანიტოიდულ: მასივთან, რომლის მიმართაც რადიალურად განლაგებულ მცირე სიმძლავრის დაიკებს ქმნიან. კუნძულ ჯერსიზე (შოტლანდია) ლამპროფირების უმრავლესობა მინეტების მცირე სიმძლავრის ვერტიკალური დაიკების სახით გვხვდება; ნაკლებადაა კამპტონიტები და მონჩიკიტები.

**ვოგეზიტი** (ვოგეზის ქედის მიხედვით) გრანიტოიდებთან დაკავშირებული კირ-ტუტე ლამპროფირია; უმთავრესად შედგება კალიუმის მინდვრის შპატისაგან, ზოგჯერ პლაგიოკლაზისა და ამფიბოლის, უფრო იშვიათად პიროქსენისაგან. პორფირულ გამონაყოფებს ფემური მინერალები გვაძლევენ.

სამხრეთ შოტლანდიის კალედონურ კომპლექსში შემჩნეულია რქატყუარიანი ლამპროფირები (ვოგეზიტი, სპისარტიტი), რომლებიც კერსანტიტებთან ასოციაციაში გვხვდებიან.

**ბ ე ტ რ ო ქ ი მ ი ა.** გრანიტოიდები პლუტონიტების დიდ ჯგუფს წარმოადგენენ. მათი საშუალო ტიპების (I — გრანიტი ტუტემიწა, II — გრანოდიორიტი, III — კვარციანი დიორიტი, IV — ტუტე გრანიტი) ქიმიურ შედგენილობას (ყანგეულებში), დელის მიხედვით შემდეგი სახე აქვს (%-ობით):

ტიპი	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
I	69,21	0,41	14,41	1,98	1,67	0,12
II	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07
III	61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10
IV	73,30	0,11	12,33	2,58	1,28	0,02

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	1,15	2,19	3,48	4,23	0,85	0,30
II	1,91	4,42	3,70	2,75	1,04	0,20
III	2,80	5,38	3,37	2,10	1,22	0,26
IV	0,26	0,46	4,55	4,40	0,86	0,05

ა. ზავარიცის მიხედვით, ჩამოთვლილი ქანების შესაბამისი რიცხვითი მახასიათებლებია:

ტიპი	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
I	13,7	2,6	5,5	78,2	2,5	61,7	25,8	—	55,4
II	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7
III	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1
IV	15,6	0,1	4,1	80,2	—	79,4	11,1	9,5	62,2

გრანიტები და გრანიტოიდები ბუნებრივ პირობებში ერთად გვხვდება; ხშირად ერთსა და იმავე ინტრუზივში ისინი ერთმანეთს ენაცვლებიან და გასაკვირი არ არის, რომ ეს ქანები ქიმიური შედგენილობის მიხედვით უახლოვდებიან ერთმანეთს.

გრანიტები სხვა გრანიტოიდებთან შედარებით s პარამეტრის ყველაზე მაღალი მნიშვნელობით გამოირჩევა, ხოლო a პარამეტრის სიდიდით მხოლოდ ტუტე გრანიტს ჩამოუვარდება. ტუტემიწა გრანიტოიდებში c და b პარამეტრები მცირე მნიშვნელობისაა. ტუტე გრანიტებში c თითქმის ნულის ტოლია, ხოლო რაც შეეხება a და s მახასიათებლებს, ისინი ოდნავ მაღალია, ვიდრე ტუტემიწა გრანიტოიდებში.

დელის აზრით, მყავე ვულკანიტების უმთავრესი ტიპების (I — რიოლითი, II — კვარციანი კერატოფირი, III — დაციტი) საშუალო ქიმიური შედგენილობა მიგვითითებს მათ მსგავსებაზე შესაბამის პლუტონიტებთან. ქვემოთ მოყვანილია აღნიშნული ვულკანიტების ძირითადი ენგების შედგენილობა

ტიპი	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
I	72,85	0,33	13,49	1,45	0,88	0,08
II	75,45	0,17	13,11	1,14	0,66	0,29
III	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	0,06

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	0,38	1,20	3,38	4,46	1,47	0,08
II	0,34	0,83	5,88	1,26	0,69	0,18
III	1,41	3,46	3,97	2,67	1,50	0,15

ამ ქანებისათვის გამოთვლილი რიცხვითი მახასიათებლებია:

ტიპი	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
I	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4
II	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	61,4	20,4	—	87,1
III	12,8	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9



მთავარი უნაგების მნიშვნელობა და რიცხვითი მახასიათებლები მიგვითითებს, რომ რიოლითში რამდენადმე ჭარბადაა თიხამიწა. კვარციან კერატოფირებში  $C$ -ს მნიშვნელობა ნაკლებია. რიცხვითი მახასიათებლებიდან გამომდინარეობს, რომ დაციტები შედგენილობით გრანიტოიდებს შეესაბამება და ნაკლებად ჰგავს კვარციან დიორიტებს.

შედგენილობის მიხედვით ერთი ტიპის სხვა პლუტონური და ვულკანური ქანების ანალოგიურად, მოცემულ შემთხვევაშიც ვულკანიტებს აქვს რამდენადმე უფრო მაღალი  $a$  და შედარებით დაბალი  $c$ , ზოგჯერ  $b$  პარამეტრები. ამრიგად, საერთო ჯამში ვულკანიტები შესაბამის პლუტონურ ქანებთან შედარებით მდიდარია ტუტეებითა და კაჟმიწით.

### სიენიტები და ტრაჰიტები

სიენიტი თანაბარმარცვლოვანი, ნათელკრისტალური, ზოგჯერ პორფირული იერის ქანია: კვარცს სრულებით არ შეიცავს ან შეიცავს ძალიან მცირე რაოდენობით (5%-ზე ნაკლებს). სიენიტის არსებითი კომპონენტი ტუტე მინდვრის შპატია. ფერადი მინერალები ნაკლები რაოდენობით გვხვდება. ამრიგად, სიენიტი ლეიკოკრატულ, უკვარცო ინტრუზიულ ქანებს მიეკუთვნება. თუ სიენიტში კვარცის რაოდენობა 5% აღემატება, ქანს კვარციანი სიენიტი ეწოდება. ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება მონცონიტი და დიორიტი. ყველა ჩამოთვლილი ქანი საშუალო კაჟმიწა ქანია. დასახელებული ქანების განმასხვავებელი ნიშნებია:

სიენიტებში ტუტე მინდვრის შპატი გაბატონებული მინერალია და მინდვრის შპატების საერთო რაოდენობის 65% შეადგენს. მონცონიტებში (სიენიტ-დიორიტებში) ტუტე მინდვრის შპატი და პლაგიოკლაზი დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა. დიორიტებში პლაგიოკლაზის (An<sub>50</sub>) რაოდენობა მინდვრის შპატების ჯამური რაოდენობის 65% და მეტსაც აღწევს.

კაჟმიწით გაჯერების მიხედვით არჩევენ სიენიტების შემდეგ ჯგუფებს:

1) კაჟმიწით გადაშენებული კვარციანი სიენიტები; 2) კაჟმიწით გაჯერებული სიენიტები, რომლებიც არ შეიცავენ არც კვარცს, არც ფელდშპატიოიდებს; 3) კაჟმიწით გაუჯერებელი სიენიტები, რომლებიც შეიცავენ ნებისმიერი რაოდენობის ნეფელინსა და სხვა ფელდშპატიოიდებს. მაგალითად, ნეფელინიან სიენიტებს მიეკუთვნება სიენიტური იერის ისეთი ქანებიც, რომლებიც ნეფელინს ძალიან მცირე რაოდენობით შეიცავენ.

სიენიტების ჩამოთვლილი სამი ჯგუფის შემდგომი დანაწილება წარმოებს ამა თუ იმ მინდვრის შპატის — კალიუმიანის (ორთოკლაზი ან მიკროკლინი), კალიუმიან-ნატრიუმიანის (პერტიტი ან ანორთოკლაზი), ან ნატრიუმიანის (ალბიტი) შემცველობის მიხედვით.

ვულკანიტებს შორის ქიმიური შედგენილობის მიხედვით სიენიტის ანალოგი ტრაქიტია.

ქაემიწის ჰარბად შემცველ სიენიტებს მიეკუთვნება უკვე ხსენებული კვარციანი სიენიტი, ალბიტიტი, ნორდმარკიტი, პულასკიტი (პრეტოზიტი), ლარვიკიტი; ქაემიწით გაჯერებული სიენიტები საკუთრივ სიენიტის სახით გვხვდება.

ალბიტიტი ქაემიწით გაჯერებული ნატრიუმის სიენიტების შესაბამისი მონომინერალური, ჩვეულებრივ მეტასომატური ქანია. კვარცი ქანში არ არის, მიუხედავად იმისა, რომ  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობა ქიმიურ შედგენილობაში 68% აღწევს. ალბიტიტები გვხვდებიან სერპენტინიტებთან ასოციაციაში, სადაც მათი ლინზისმაგვარი სხეულები გარშემორტყმულია ქადეიტით.

ალბიტიტები პირველად შენიშნეს პლემას რაიონში კალიფორნიაში. მოგვიანებით ისინი აღმოაჩინეს უილოუზის კონცხზე! სამხრეთ ავსტრალიაში, შეტლანდის კუნძულებზე, შოტლანდია და კოტაკიში (იაპონია). გადამეტნაჯერი ალბიტიტები (კვარციანი ალბიტიტები) განვითარებულია იაპონიის ოროგენულ რაიონებში, სადაც ისინი სერპენტიტებთან დაკავშირებული ძარღვეული სერიის შედგენილობაში შედიან.

ნორდმარკიტი (ადგილ ნორდმარკენის მიხედვით ნორვეგიაში) მეტნაჯერი კალუმიანი-ნატრიუმის სიენიტების ტიპური წარმომადგენელია. იგი პირველად აღწერა ბრეგერმა 1890 წელს. ნორდმარკიტის მინერალური შედგენილობაა: მიკროპერტიტი (ჰარბობს), კვარცი (ძალია შემცველობა), ფემური მინერალები (ეგირინი, რიბეკიტი. არფედსონიტი), რომლებიც ან ერთად, ან ცალ-ცალკე გვხვდებიან და სამუალებას გვაძლევენ გამოვყოთ ქვეტიპები—ეგირინიანი, რიბეკიტიანი, არფედსონიტიანი და სხვ. ნორდმარკიტები. ბენ-ლოიალის (შოტლანდია) ნორდმარკიტი შეიცავს 77% მინდვრის შპატს (47% ალბიტი და 30% ორთოქლაზი ანტიპერტიტის სახით), 12% კვარცს, 3% ამფიბოლსა და აქცესორებს — სუენსა და მაგნეტიტს.

პულასკიტი (პულასკის ოლქის მიხედვით არკანზასში, აშშ; უილიამსი, 1890 წ.) კალიუმ-ნატრიუმის ლეიკოკრატული სიენიტი (ლეიკოსიენიტი). პულასკიტი, ისევე როგორც მისი სრული ანალოგი — პრეტოზიტი — შედგება პერტიტულა; მინდვრის შპატისა (სჰარბობს) და ფემური და აქცესორული მინერალებისაგან. ქანში კვარცი არ არის მიუხედავად იმისა, რომ  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობა 65%-ს აღწევს. პულასკიტი და პრეტოზიტი უხვადაა ბენლოიალის კომპლექსში სატერლენდში (შოტლანდია).

ლარვიკიტი (ლაურვიკიტი) (ადგილ ლაურვიკის მიხედვით ნორვეგიაში) დეკორატიული მსხვილმარცვლოვანი ქანია, რომელიც მოსა-

პირვეთებელ მასალად გამოიყენება. იგი ლამაზი ცისფერი ირიზაციით ხასიათდება. მინდვრის შპატები წარმოდგენილია ოლიგოკლაზის და ტუტე მინდვრის შპატის სახით. ოლიგოკლაზი ანტიპერტიტულია, რთულად დამრჩობლილი ალბიტური კანონის მიხედვით; საკმაოდ თხელი, ძნელად გასარჩევი მრჩობლების ფირფიტები ართულებენ გაზომებს დიაგნოსტიკა გაძნელებულია აგრეთვე იმით, რომ დამრჩობლვა კრისტალებს მონოკლინურ ოპტიკურ ორიენტაციას ანიჭებს.

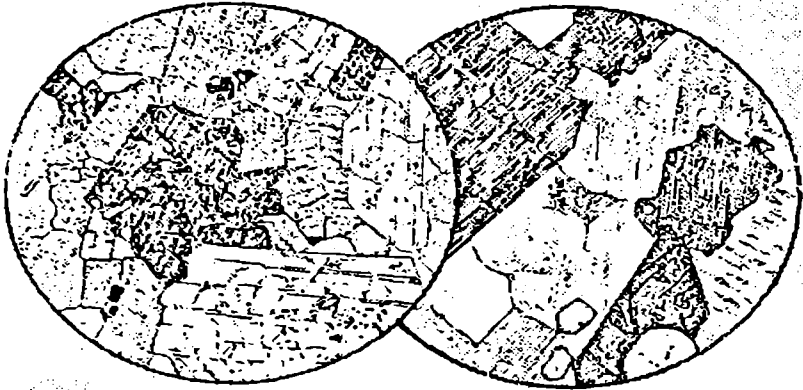
ჩვეულებრივ, ლარეიკიტებს აღწერენ როგორც სიენიტებს. თუმცა შედგენილობის მიხედვით ისინი მონცონიტებთან უფრო ახლო დგანან. დიდი რაოდენობით შეიცავენ ოლიგოკლაზს, რომელიც შეზრდილია ტუტე მინდვრის შპატში ან ცალკეული მარცვლების სახით გვხვდება. მუქი მინერალები ქმნიან შენაზარდებს, რომლებიც უფრო გაბროსთვისაა დამახასიათებელი, ვიდრე სიენიტისათვის. ამ შენაზარდებში გვხვდება ტიტანავიტი, რკინიანი ოლივინი, აპატიტის მსხვილი იდომორფული კრისტალები (დიდი რაოდენობით) და მაგნეტიტის უსწორმასწორო გამოწყობები. შედარებით გვიან გამოყოფილი სეციტისებური პიროქსენი მინდვრის შპატშია შეზრდილი.

ს ი ე ნ ი ტ ი (საკუთრივ სიენიტი) (ქ. ასუანის ძველი სახელწოდების — სიენას მიხედვით, ეგვიპტე) შეიძლება განისაზღვროს როგორც მსხვილმარცვლოვანი (ინტრუზიული) ქანი, რომელიც მინდვრის შპატს, ფემურ მინერალებსა და აქცესორებს შეიცავს. აღნიშნულის გარდა, სიენიტებში შეიძლება იყოს კვარცისა და პლაგიოკლაზის (ნახ. 89.) გარკვეული რაოდენობა.

ა. ვერნერმა აღწერა პლაუენის რაიონის სიენიტი ქ. დრეზდენის (გდრ) მახლობლად, რომელიც შედგენილობით მონცონიტს უახლოვდება. შემდგომში ეს სიენიტი დეტალურად აღწერა დ. ბელიანკინმა.

თეორიულ სიენიტთან უფრო ახლოს მდგომი ქანი შპიტბერგენიდან აღწერა გ. ტირელმა 1922 წელს. მისი მინერალური შედგენილობა ასეთია: კვარცი 3,3%, მიკროკლინი 62%-მდე, ოლიგოკლაზი 4%, ბიოტიტი და ავგიტი თანაბარი რაოდენობით.

მონცონიტი (მთა მონცონის მიხედვით ტიროლში, ბ. ბრეგერი, 1895 წ.) კირ-ტუტე კრისტალურმარცვლოვანი ქანია. რომელიც შედგენილობით გაბრო-სიენიტს შეესაბამება. ტიპური მონცონიტის (ტიროლი, ალპები) მინერალური შედგენილობაა: კვარცი 2,5%, ნატრიუმის იორთოკლაზი 30%, იდომორფული პლაგიოკლაზი  $Al_{10-30}Si_{32}$ , ბიოტიტი და რჩატყუარა 15%, იდომორფული ავგიტი 15%, მადნეული და სხვა აქცესორული მინერალები 6%-მდე. ფერადი მინერალების საერთო რაოდენობა 35%-ს აღწევს. ამრიგად, მონცონიტები სიენიტებთან შედარებით უფრო ფუძე პლაგიოკლაზს შეიცავენ და უფრო მელანოკრატული ქანებია; ფერის ინდექსია 75. მონცონიტის დამახასია-



ნახ. 89. რქატყუარიანი სიენიტა (მარცხენა მიკროფოტო).

შლა ეერობა. სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანია. ქანი შედგება კალიემიანი მინდვრის შპატის. პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზი). მწვანე რქატყუარას, მცირე რაოდენობით კვარცისა და აქცესორული მინერალების — სფენის (ყენტრში), აპატიტის და მაგნეტიტისაგან. რ. რეინიშის მიხედვით, 1920 წ.

სიენიტი რქატყუარიანი (მარჯვენა მიკროფოტო). პლაუენის დაბლობი, დრეზდენი (გდრ). სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანია. ქანის შედგენილობაში მონაწილეობენ: კალიემიან-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი, მწვანე რქატყუარა, მცირე რაოდენობით კვარცი და აქცესორული მინერალების (სფენი და აპატიტი) მსხვილი კრისტალები. ა. ხარკერის მიხედვით, 1935 წ.

თებელი თავისებურებაა პლაგიოკლაზის მკვეთრი იდიომორფიზმი ორ-თოკლაზის მიმართ (მონცონიტური ან პოიკილიტური სტრუქტურა); შეიძლება შეიცავდეს პიროქსენსაც.

მონცონიტების დიაგნოსტიკური თვისებაა ტუტე მინდვრის შპატისა და პლაგიოკლაზის ( $P = An_{50}$ ) დაახლოებით თანაბარი შემცველობა (მინდვრის შპატების საერთო რაოდენობის 35-დან 65%-მდე). ტიპურ მონცონიტებში კვარცის რაოდენობა 5% არ უნდა აღემატებოდეს; თუ ეს რაოდენობა 5—20%-ის ფარგლებშია, ამგვარ ქანს კვარციან მონცონიტს უწოდებენ: იგი კვარციან გაბრო-სიენიტს შეესაბამება.

ტიროლის მონცონიტები განლაგებულია მცირე ინტრუზივებად, მათ მიერ კონტაქტურად შეცვლილ ტრიასულ და ცარცულ ნალექებს შორის.

მონცონიტების წვრილმარცვლოვან სახესხვაობებს მიკრომონცონიტებს უწოდებენ, ხოლო ძალიან წვრილმარცვლოვანებს, რომლებიც ვულკანიტებს ჰგვანან, ლატიტებს (ტრაქიანდუზიტებს). ქანში ოლივინის შემ-

ცველობის შემთხვევაში, მას ოლივინიან მონცონიტს უწოდებენ. ამგვარი მონცონიტი ოსლოში გვხვდება. იგი ოლიგოკლაზსა და ტუტე მინდვრის შპატს დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით შეიცავს. ფემური მინერალებიდან გვხვდება ოლივინი (სქარბობს), კლინოპიროქსენი და ბიოტიტი. ფერის ინდექსია 25. მოცემული ქანი თვისობრივი მინერალური შედგენილობით ლარვიციტის მსგავსია.

საქართველოში აღწერილია მონცონიტის მრავალი სახესხვაობა: ისინი ბაიოსური ევგენოზინკლის მაფიტური ვულკანიტების მიმართ კონტამინაციისა და მეტასომატოზის გზით წარმოშობილ მცირე ზომის ბათურ ინტრუზივებში კიდურა უბნებს აგებენ.

**მ ა ნ გ ე რ ი ტ ი** (სოფ. მანგერის მიხედვით, ნორვეგია) სრულკრისტალური ქანია: შედგება მიკროპერტიტისა (ოლიგოკლაზის ჩანაზარდებით) და პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი), კლინო-და ორთოპიროქსენის. რქატყუარასა და ბიოტიტის ერთეული მარცვლებისაგან. ფერადი მინერალები შეინიშნება როგორც ერთობლივად, ისე ცალე-ცალკე. კვარცის არსებობისას ქანს კვარციან მანგერიტს უწოდებენ. მანგერიტები სამხრეთ-დასავლეთ ნორვეგიის ჩარნოკიტულ-ანორთოზიტულ ფორმაციის შედგენილობაში შედიან.

როგორც ზემოთ აღნიშნეთ, კაჟმიწით უჯერ სიენიტებს (ტუტე სიენიტებს) მიკუთვნებენ ქანებს, რომლებიც ფელდშპატიოდებლ და (ან) ტუტე პიროქსენებსა და ამფიბოლებს შეიცავენ. ქანის სრული დიაგნოსტიკისას აუცილებელია გავითვალისწინოთ ფელდშპატიოდებისა და ფემური მინერალების ხასიათი და ფერის ინდექსის სიდიდე, აგრეთვე სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებანი.

არსებობს ტუტე ქანების (ტუტე სიენიტების) მრავალი სხვადასხვა კლასიფიკაცია, რომლებიც ხშირად არსებითად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ქვემოთ მოგვყავს კლასიფიკაციის ერთ-ერთი ვარიანტი ფ. ხეტჩისა და სხვათა მიხედვით (F. Hatch, A. Wells, M. Wells. 1972) მცირედი დამატებებით.

ვინაიდან ტუტე სიენიტების მთავარი მინერალები ფელდშპატიოდებია, ისინი იყოფიან 1) ფსევდოლოეციტის შემცველ (ძალიან იშვიათია) და 2) ნეფელინიან სიენიტებად.

შემდეგ ამ ქანებში კონკრეტული ტიპების გამოყოფა ხდება შესაბამისი მინერალური ასოციაციების მიხედვით. ფსევდოლოეციტის შემცველ ქანებს შორის გამოყოფენ შემდეგ ძირითად ჯგუფებს:

— ბოროლანიტს — ფსევდოლოეციტი ორთოკლაზით:

— ფერგუსიტს და მისურიტს — „უმინდვრისშპატო“ ქანები ფსევდოლოეციტით (ბრჭყალები აღნიშნავს, რომ ფსევდოლოეციტი ძირითადად ორთოკლაზისაგან შედგება, თუმცა ქანი ცალკე მინდვრის შპატს არ შეიცავს).

ნეფელინიანი სიენიტების მთავარი მინერალებია:

— მალინიტი — ნეფელინი კალიუმის მინდვრის შპატი; ფოიიტი, ხიბინიტი — ნეფელინი პერტიტული მინდვრის შპატი; ლიჩვილდიტი, მისკიტი — ნეფელინი კალიუმის მინდვრის შპატი და ალბიტი; მარუპოლიტი, მონმუტიტი — ნეფელინი ალბიტით;

— ურთიტი, იიოლიტი და მელტეიგიტი (იიოლიტის რიგი) — უმინდვრის შპატო სიენიტოიდები.

სიღრმული კრისტალიზაციის პირობებში ლეიციტის არამდგრადობის გამო, იგი მეტწილად ლავეებშია გავრცელებული. ამიტომ ნეფელინიან და ლეიციტიან ლავეებს შორის უფრო მეტი მსგავსებაა, ვიდრე შესაბამის ინტრუზიულ ქანებს შორის.

**ბოროლანიტი** (ტბა ლოხ-ბოროლანის მიხედვით, შოტლანდია) შედგება ორთოკლაზის თეთრი, მომრგვალო აგრეგატებისა და ჩვეულებრივ, დაშლილი ნეფელინებისაგან. ფემური მინერალები — ტიტან-შემცველი გრანატი (მელანიტი) 25%-მდე, სფენი, პიროქსენი, მწვანე ბიოტიტი და აქცესორული ფლუორიტი. შეინიშნება აგრეთვე პოლიგონური უბნები სოდალიტის ხარჯზე გაჩენილი ცეოლითით. ს. შენდი, რომელმაც აღნიშნული ქანი აღწერა, მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ მასში თავიდან გამოყოფილი ფსევდოლეიციტები სინამდვილეში ორთოკლაზებია, რომელთაც ოვალური მოხაზულობა მიიღეს ტექტონიკური მოძრაობის შედეგად.

**ფერგუსიტი** (მკვლევარ ფერგუსის მიხედვით; პირსონი, 1905 წ.) საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ლეიკოკრატული ქანია. იგი არსებითად ფსევდოლეიციტისაგან შედგება (65%-მდე), რომელიც ნეფელინისა და ორთოკლაზის ერთობლიობას წარმოადგენს. უფრო იშვიათად სხვა ფელდშპატიოიდებიც გვხვდება. ფემური მინერალებიდან ქანი შეიცავს ეგირინ-ავიგის, აქცესორებიდან — უმთავრესად მაგნეტიტს. სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანს უახლოვდება.

ფერგუსიტის შტოკი ცნობილია უზბეკეთში. ტაშკენტის რაიონში, აგრეთვე რუმინეთში. რუმინეთში სალი ლეიციტის შემცველი ფერგუსიტის დიდი ნატეხები გვხვდება იტალიტთან დაკავშირებულ ვულკანურ ბრექჩიებში. იმის გამო, რომ აქ ფერგუსიტი ჰიპაბისურ პირობებში წარმოიშვა, ლეიციტი ფსევდოლეიციტად არ გარდაიქმნა. ფერგუსიტისათვის დამახასიათებელია  $\text{SiO}_2$ -ის დაბალი (48%-მდე) და  $\text{K}_2\text{O}$ -ს მაღალი (9.5%) შემცველობა.

**მისურიტი** (მდ. მისურის მიხედვით; უიდი და პირსონი, 1896 წ.) ან ოლივინიანი მელანოფერგუსიტი ვულკანის გადარეცხილ ყელს აგებს მონტანას შტატში (აშშ); მინერალური შედგენილობის მიხედვით ფერგუსიტის მსგავსია, მაგრამ უფრო მელანოკრატულია,

შეიცავს ოლივის და შედარებით ნაკლები რაოდენობით ფსევდოლიციტს (15%).

**მ ა ლ ი ნ ი ტ ი** (მდ. მალინის მიხედვით; ონტარიოს შტატი, კანადა-ლაუსონი, 1896 წ.) შეიცავს ნეფელის და ორთოკლაზს დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით, აგრეთვე კლინოპიროქსენს; უკანასკნელი ქანის მოცულობის თითქმის ნახევარს შეადგენს. დასახელებული მინერალების გარდა გვხვდება ბიოტიტი, აპატიტი, სფენი.

ტიპური მალინიტი შეიცავს საღ ნეფელის, ჰაიუინ-ნოზეანის რიგის იდიომორფულ მინერალებს და პოიკილიტურ ორთოკლაზს ინტერსტიციებში. შედარებით მუქი ნატრიუმიანი პერიფერიის მქონე ზონალური ეგირინ-ავგიტის იდიომორფული კრისტალები გვხვდება გასერპენტინებულ ოლივის იშვიათ და წვრილ მარცვლებთან ასოციაციაში. აქცესორებიდან ჭარბობს მაგნეტიტის და აპატიტის მარცვლები.

**ფ ო ი ა ი ტ ი** (პიკ ფოიას მიხედვით სერა-დი-მონოშიკის მთებში, პორტუგალია) ყველაზე გავრცელებული ქანია ფელდშპატოიდიან სიენიტებს შორის.

ფოიაიტი შეიცავს მინერალების 1/4 შეადგენს. კალიუმიანი მინდერის შპატის (ორთოკლაზის) რაოდენობა 55—60%, ალბიტი ცოტაა, მცირე რაოდენობითაა (7%-მდე) ეგირინი, ავგიტი, ჩქატყუარა, ხანდახან ბიოტიტი მინარევის სახით. აქცესორული მინერალებია: სფენი, ცირკონი, მადნეული მინერალები, აპატიტი და, ძალიან იშვიათად, ჰაიუინი. ორთოკლაზის თეთრი ბრტყელი ფირფიტები კარგად გამოირჩევა ნეფელისის ქოწითალო, შეცვლილ ქსენომორფულ ან იდიომორფულ მარცვლებსა და შავი ეგირინის მარცვლებს შორის. ფოიაიტების სტრუქტურა პიპიდომორფულმარცვლოვანია, ტექსტურა ტრაქიტოიდული.

ფოიაიტი გვხვდება ტუტე კომპლექსების განვითარების მრავალ ადგილას. კერძოდ, სამხრეთ აფრიკაში, სსრ კავშირში (ხიბინები, უკრაინა და სხვ.).

**ხ ი ბ ი ნ ი ტ ი** (ხიბინის ქედის მიხედვით; რამზაი, 1894 წ.) ნეფელიანი სიენიტის უხეშმარცვლოვანი, ჩვეულებრივ თანაბარმარცვლოვანი სახესხვაობაა; ქანის შემადგენელი მინერალებია მიკროკლინ-პერტიტი (40—45%) და ნეფელინი (35—45%), ტუტე ფერადი მინერალებიდან — არფვედსონიტი, შავი პრიზმული ეგირინი და სხვ. (20% -მდე) ალუბლისფერ-წითელი ევდიალიტისა და სხვათა მცირე მინარევით.

**ლიჩფილდიტი** (ბ. ბეილი, 1892 წ.) ნეფელიანი სიენიტისაგან ალბიტისა (სჭარბობს) და მიკროკლინის შემცველობით განსხვავდება. შეიცავს ზაგრეთვე ლეპიდომელანის გაბნეულ შავ ჩანაწინწყლებს, კანკრინიტს და სოდალიტს. შედგენილობის მიხედვით ლიჩფილდიტს შეიძლება კანკრინიტ-სოდალიტიანი ლეიკოფოიაიტი ეწოდოს.

**მიასკიტი** (მდ. მიასის მიხედვით ურალზე; როზე, 1842 წ.) ცნო-

ბილი გახდა ყველა სხვა ნეფელინიან სიენიტებზე ადრე. მისი მინერალური შედგენილობაა: კალიუმიანი მინდვრის შპატი (მიკროკლინი ან ორთოკლაზი) 30—40%. ალბიტი დაახლოებით იმავე რაოდენობით, ჩვეულებრივ, ორთოკლაზთან მიკროპერტიტული შენაზარდების სახით, უფრო იშვიათად, როგორც დამოუკიდებელი ინდივიდები, ნეფელინი დაახლოებით 20% და ფერადი მინერალი — რუხი, პლეოქროული ლეპიდომელანი, რომელიც მიასკიტისათვის ტიპომორფული მინერალია — 5—10%. აქცესორული მინერალებია აპატიტი, ილმენიტი, ცირკონი, სფენი, ზოგჯერ კანკრიტინი, კალციტი, სოდალითი; იშვიათად შეიმჩნევა იშვიათმიწა მინერალები — პიროქლორი და სხვ. აგვაიტობის კოეფიციენტი  $< 1$ , ტექსტურა ზოლიანი, გენისისებრი. დამახასიათებელია პანალოტრიომორფულმარცვლოვანი სტრუქტურა, რითაც მიასკიტი სხვა ტიპის ნეფელინიანი სიენიტებისაგან განირჩევა.

მ ა რ ი უ პ ო ლ ი ტ ი (ქ. მარიუპოლის (ახლა ჯდანოვი) მიხედვით. უკრაინაში: მოროზვეიჩი, 1902 წ.) და მ ო ნ მ უ ტ ი ტ ი (მონმუტის რაიონი ონტარ იოს პროვინციაში, კანადა: ადამსი, 1904 წ.) შეიცავს 75% ალბიტს, 15% ნეფელინს, 7.5% ეგირინს და 4% ლეპიდომელანს. მთავარი მუქი მინერალია ეგირინი (ეგირინიანი მარიუპოლიტი), თუმცა გვხვდება რიბეკიტინიანი მარიუპოლიტიც. ალბიტისა და ნეფელინის თან:ფარდობა ამ ქანის ნომენკლატურული თავისებურებაა.

მონმუტიტში იგივე ასოციაცია შეინიშნება, თუმცა რაოდენობის მიხედვით წამყვანია ნეფელინი, რომელიც ხშირად სოდალითით არის ჩანაცვლებული და ქანის მოცულობის 3/4 შეადგენს. ჩვეულებრივ, ფერადი მინერალი ამფიბოლია (ამფიბოლიანი მონმუტიტი), თუმცა ეგირინიანი მონმუტიტებიცაა ცნობილი.

უ რ თ ი ტ ი (მთა ლუიავერ-ურთის მიხედვით კოლის ნახევარკუნძულზე: რამზაი, 1894 წ.) ძირითადად ნეფელინისაგან შედგება (ქანის მოცულობის 85%): შეიცავს აგრეთვე ფემურ მინერალებს, ჩვეულებრივ ეგირინს, თუმცა გამორიცხული არ არის ნატრიუმიანრკინიანი ამფიბოლებისა და პიროქსენების არსებობა. ფერის ინდექსია 15.  $\text{SiO}_2$ -ის შემცველობა დაბალია (45%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —30%, ტუტეები — 20%.

ცნობილია ურთიტები, რომლებიც თითქმის მთლიანად ნეფელინისაგან შედგებიან (ამგვარ ქანებს სახეებით შეეფერება სახელწოდება „ნეფელინიტი“, რასაც გაუმართლებლად უწოდებენ ნეფელინიან ვულკანიტებს).

ი ი ო ლ ი თ ი (ადგილი იოლას მიხედვით, ფინეთი; რამზაი და ბერგელი, 1891 წ.) ქანია, რომლის შედგენილობის ნახევარი ნეფელინზე მოდის. შეიცავს აგრეთვე მუქ და აქცესორულ მინერალებს. მუქი მინერალები გვხვდება ეგირინის ან დიოპსიდ-ჰედენბერგიტის (სიერა-ლეონეს იოლითი აფრიკაში) სახით. ფემური მინერალების რაოდენობის კლების



შემთხვევაში იოლითი გადადის ურთიტში, ხოლო გაზრდის შემთხვევაში — მელტეიგიტში.

იოლითი გავრცელებული ქანია და გვხვდება ნეფელაზიან სიენიტებთან (უფრო ხშირად ფოიადიტთან) ასოციაციაში, მაგალითად, შპიცკოლას და სეკტუქუნილენდის რაიონის კომპლექსებში. ხიბინებსა და შუა აზიაში (სსრკ) და სხვ.

ლამპროფირებს შორის, რომლებიც ჩვეულებრივ ტუტე სიენიტებს უკავშირდებიან, უმთავრესია მონჩიკიტი, კამპტონიტი და აღნეიტი.

მონჩიკიტი (კალდას-დემონჩიკის რაიონის მიხედვით პორტუგალიაში) შავი ფერის კომპაქტური ქანია, ჰგავს ბაზალტს და ჩვეულებრივ მისგან განსხვავდება ბიოტიტის მსხვილი გამონაყოფებით, რომლებიც ფენო-ან ქსენოკრისტალებს წარმოადგენენ და ბრინჯაოსფერი თხსიათდებიან.

მონჩიკიტის ძირითადი მასა (ბაზისი) შედგება ანალციმისაგან, რაც ქანის სადიაგნოსტიკო ნიშანია; თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგ შემთხვევაში მონჩიკიტის ძირითადი მასა წარმოდგენილია მინის სახით, რომელსაც მელილითის შედგენილობა აქვს.

მინდვრის შპატი მონჩიკიტში არ არის; მასში სხვა ლამპროფირებთან შედარებით მეტია ფემური მინერალების რაოდენობა, კერძოდ, გვხვდება ოლივინი, ავგიტი (ხშირად ტიტანიანი), ამფიბოლი, ბიოტიტი.

ქიმიური შედგენილობის მიხედვით მონჩიკიტი განსხვავდება სხვა ლამპროფირებისაგან. მაგალითად, კაემიწის შემცველობა მონჩიკიტში (გ. როზენბუმი მონაკემების მიხედვით) საკმაოდ დაბალია ( $\text{SiO}_2$  45,17%); ამ მხრივ იგი მხოლოდ აღნეიტს ჩამოუვარდება ( $\text{SiO}_2$  21,30%); იგივე შეიძლება ითქვას კირის რაოდენობის შესახებ ( $\text{Ca}$  11,06%). ტუტეების შემცველობა მონჩიკიტში საკმაოდ მაღალია. ამავე დროს ნატრიუმში სჭარბობს კალაუმს ( $\text{Na}_2\text{O} = 3.69\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 2.73\%$ ), რაც საერთო ჯამში მონჩიკიტის მინერალურ შედგენილობას შეესაბამება.

კამპტონიტი (საფ. კამპტონ-ფოლსის მიხედვით, ნიუ-კემპშირის შტატი, აშშ; როზენბუმი, 1887 წ.) ბაზალტური იერის ძარღვული. მკიდრო, მუქი, თითქმის შავი ქანია. ძირითადი მასა შედგება ზონალური პლაგიოკლასის (ანდეზინი, ზოგჯერ ლაბრადორი) პატარა პრიზმების (50%). რუხი ამფიბოლის — ბარკევიკიტის (10%), მონოკლინური პიროქსენის — ტიტანავიგიტის (30%) და უმნიშვნელო რაოდენობით ბიოტიტის, აპატიტისა და მადნეული მინერალებისაგან. ჩანაწინწკლები წარმოდგენილია ბარკევიკიტის, ტიტანავიგიტის, ოლივინისა და ბიოტიტის სახით. სტრუქტურა პორფირულია.

ქიმიური შედგენილობით კამპტონიტი (აღმოსავლეთ გრენლანდიდან) საკმაოდ ჰგავს მონჩიკიტს. ამ ქანებს შორის მნიშვნელოვანი განსხვავება მდგომარეობს შემდეგში: კამპტონიტში უფრო მაღალია რკინის შემ-

ცვლობა ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3.79%,  $\text{FeO}$  9.87%); მონჩიკტში შესაბამისად გვხვდება: 5.10% და 5.05% და საკმოდ დაბალი  $\text{CaO}$  (7.48%).  $\text{Na}_2\text{O}$  კამპტონიტში 4.29%, ხოლო  $\text{K}_2\text{O}$  მხოლოდ 1,96%.

ა ლ ნ ე ი ტ ი (ცუნძულ ალნეს მიხედვით შვეცციის ნაპირებთან; ხეგბომი, 1895 წ.) მონჩიკტის მონათესავე ბიოტიტისანი ლამპროფირია. მისთვის დამახასიათებელია მელილიტისა და ბიოტიტის შემცველობა (თითოეული ქანის ზოცულობის დაახლოებით 1/3 ნაწილი). შეინიშნება ავგიტი, ჩვეულებრივ დაშლილი, კალციტი და აგრეთვე ოლივინი. აქცესორული მინერალებია პეროვსკიტი, ზოგჯერ გრანატი, მცირეწილი მინერალები — კალციტი, აგრეთვე ქლორიტი მცირე რაოდენობით.

მთა სერა-დი-მონშიკის მონჩიკტები პორტუგალიაში ნეფელინთან სიენიტებს (ფოიაიტებს) უკავშირდებიან; ცნობილია ჩეხოსლოვაკიის სრედნეგორიეში, უკრაინაში, ხიბინებში და სხვაგან.

კამპტონიტის ძარღვები გავრცელებულია ნიუ-ჰემპშირის შტატში და აშშ-ის სხვა რაიონებში, ტუტე სიენიტების განვითარების ადგილებში; ტუტე ქანებთან ასოციაციაში კამპტონიტები აღწერილია ჰრაზილიაში, პორტუგალიაში, ნორვეგიასა (ოსლოს რაიონი) და სსრ კავშირში — კანდალაკის არქიპელაგის კუნძულებზე, უკრაინაში (ტუტე გრანიტებში მცირე ზომის ძარღვების სახით), ურალზე (ბერდიაუშის პლუტონი), საქართველოსა (ახალციხის რაიონი) და სხვა ადგილებში.

ალნეიტი, კუნძულ ალნეს გარდა, გვხვდება კუნძულ კარკზე კანადის პროვინცია კვებეკში, მონტანის შტატში (აშშ), ტურის ნახევარკუნძულზე სსრ კავშირში. ალნეიტების ზოგი სახესხვაობა დიდი რაოდენობით გრანატს შეიცავს.

მ ი კ რ ო ს ი ე ნ ი ტ ი საშუალომარცვლოვანი, ჩვეულებრივ ჰიპაბისური სიენიტია, რომელიც უმნიშვნელოდაა გავრცელებული. სტრუქტურა უმეტესწილად პორფირულია, რაც, როგორც ჩანს, ამ ქანების ერთერთი არსებითი განმასხვავებელი ნიშანია მსხვილმარცვლოვანი სიენიტებისაგან. პორფირული გამონაყოფები, ჩვეულებრივ, წარმოდგენილია ორთოქლაზის სახით, რის გამოც ამ ქანების გავრცელებული საერთო სახელწოდებაა „პორფირი“.

სიენიტური პეგმატიტი (სიენიტ-პეგმატიტი) და სიენიტური აპლიტი (სიენიტ-აპლიტი) იშვიათად გვხვდება, ვინაიდან მათი დედა ქანი — სიენიტი, გრანიტოიდებთან შედარებით, ნაკლებადაა გავრცელებული.

ს ი ე ნ ი ტ - პ ე გ მ ა ტ ი ტ ს სიენიტის შედგენილობა აქვს, მხოლოდ რამდენადმე გადაარბებულია მუქი მინერალებით. ნეფელინთან სიენიტებთან დაკავშირებული პეგმატიტური წარმონაქმნები საინტერესოა აქცესორული მინერალების თვალსაზრისით; ჩვეულებრივ ეს ტიტანის და ცირკონიუმის სილიკატებია, მაგალითად, ევდიალიტი, რომელიც შეუიარაღებელი თვალითაც ჩანს. ზოგ შემთხვევაში ამ მინერალის რაოდენობა

იმდენად დიდია, რომ იგი მთავარ ქანმაშენ მინერალად იქცევა. სიენიტ-პეგმატიტები ცნობილია ნორვეგიის სამხრეთ ნაწილში, ილმენისა და ვიშნევის მთებში ურალზე და სხვ.

სიენიტ-აპლიტები სიენიტებში და მათ შემცველ ქანებში ძარღვებს (დაიკებს) და განცალკევებულ უბნებს ქმნიან. მათი სიენიტ-აპლიტებისადმი მიკუთვნება, ჩვეულებრივ, დედა სიენიტურ ინტრუზივთან დამოკიდებულებით ვლინდება. თუ ისინი კვეთენ ამ უკანასკნელს და უფრო წვრილმარცვლოვანია, საკითხი გადაწყვეტილია. სხვა შემთხვევაში ამის დადგენა ძნელია, ვინაიდან სიენიტ-აპლიტები, ისევე როგორც სიენიტები, ლეიკოკრატული ქანებია; განსაკუთრებით ძნელია საკითხის გადაწყვეტა, როდესაც სიენიტი წვრილმარცვლოვანია.

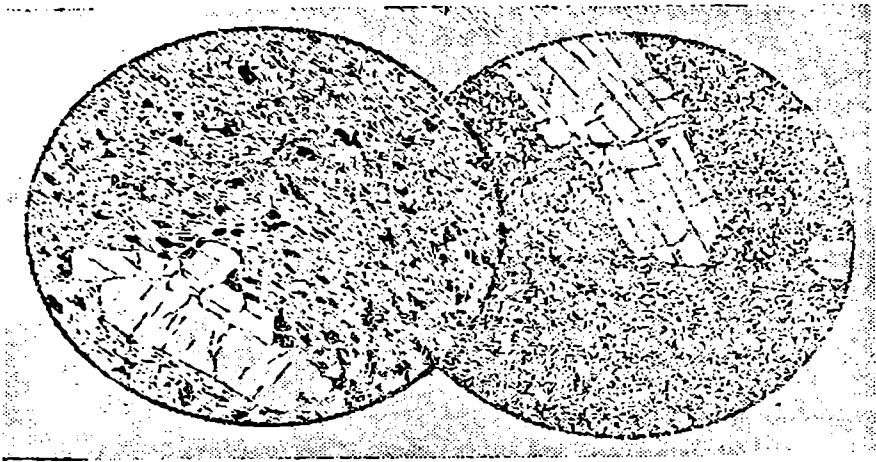
ბოსტონიტი (ქ. ბოსტონის მიხედვით, აშშ) სიენიტური მინერალური შედგენილობის წვრილმარცვლოვანი ლეიკოკრატული დაიკური ქანია. გარდამავალია სიენიტებსა და ტრაქიტებს შორის: შედგენილობით ლეიკოკრატულ სიენიტებს ან ჰიპაბისურ ტრაქიტებს შეესაბამება.

\* \* \*

ტრაქიტი (ბერძ. „ტრაქუს“ — ბორკლიანი, უსწორმასწორო) კაიხობიპური წვრილმარცვლოვანი ვულკანიტია, რომელიც შედგენილობით სიენიტს ჰგავს (ნახ. 90). ლავის მალალი სიბლანტის გამო ტრაქიტები წარმოშობენ მცირე ზომის ნაკადებს, გუმბათებს, ფარისებრ ვულკანებს, პატარა ჰიპაბისურ ინტრუზივებსა და დაიკებს. კენიის რიფტულ დეპრესიაში განვითარებულია ტრაქიტული პიროკლასტოლითები და ნაკადები, რომელთა გენეზისი იგნიმბრიტების მსგავსია. ცნობილია ტრაქიტული შედგენილობის ობსიდიანი და პემზა.

$\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობის მიხედვით ტრაქიტები, სიენიტების მსგავსად, სამ ჯგუფად იყოფა: 1) კვარციანი ტრაქიტები — თავისუფალი კვარციით; 2) საკუთრივ ტრაქიტები — ნაჯერი  $\text{SiO}_2$ -ით, არ შეიცავენ არც კვარცს, არც ფელდშპატოიდებს; 3) ტრაქიტები,  $\text{SiO}_2$ -ით გაუჯერებელი ფელზიტური მინერალებით (ნეფელინი, ლეიციტი და სხვა ფელდშპატოიდები).

კვარციანი ტრაქიტი და საკუთრივ ტრაქიტი, როგორც სახელწოდებიდან გამომდინარეობს, ერთმანეთისაგან კვარცის არსებობა-არარსებობით განსხვავდებიან. კვარცის რაოდენობა, ისევე როგორც სიენიტებში, შეიძლება ფელზიტური მინერალების მთლიანი რაოდენობის 20%-ს შეადგენდეს. კვარცი შედის მხოლოდ ძირითად მასის შედგენილობაში და არ გვხვდება ჩანაწინწკლებს შორის. ძირითად მასაში იგი ან ცალკეულ მარცვლებს, ან პიკროპოკილიტური სტრუქტურის უბნებს წარმოქმნის. ამრიგად, მინერალური შედგენილობის მიხედვით კვარციანი ტრაქიტები და რიოლითები იდენტურნი არიან და ერთმანეთ-



ნახ. 90. ტრაქიტი (მარცხენა მიკროფოტო).

კატელო. ენძელი ისხია. იტალია. სტრუქტურა ტრაქიტულია. ძირითადი მასა შედგება სანიდინის ფირფიტებისა და მცირე რაოდენობით ეგირინისაგან. პორფირული გამონაყოფები — სანიდინი (ქვემოთ). ი. პოლოენკინას და სხვ. მიხედვით (1948).

პლაგოკლაზიანი ტრაქიტი (მარჯვენა მიკროფოტო). პიუი-დე-დომი, ოვერნო, საფრანგეთი. სტრუქტურა ცუდად გამოხატული ტრაქიტული. ძირითადი მასა შედგება კალიუმური მინდვრის შპატისა და დამორჩილებული რაოდენობით პლაგოკლაზისაგან. ჩანაწინწყლები — პლაგოკლაზი (ოლიგოკლაზ-ანდუზინი), აეგეტი, ბიოტიტი. ა. ზავარიკის მიხედვით (1955).

საგან განსხვავდებიან კვარცის შემცველობითა და სტრუქტურული თავისებურებებით. რიოლითებში კვარცი მეტია, ვიდრე ტრაქიტებში; უკანასკნელის ძირითად მასაში მინა შეინიშნება მჭიდროდ განლაგებულ სანიდინის პრიზმულ მიკროლითებს შორის, ან იგი აგებს მინისებური ტრაქიტების მთელ ძირითად მასას. ჩანაწინწყლები გვხვდება მინდვრის შპატის სახით, რომელიც იშვიათად გვაძლევს მსხვილ კრისტალებს. ტრაქიტები ღარიბია მუქი მინერალებით. მათი ტექსტურა ფლუიდურია, სტრუქტურა — ტრაქიტული.

აჩვენებს კალიუმური და ნატრიუმური ტრაქიტებს. პირველში მინდვრის შპატი ბიოტიტთან, რქატყუარასა ან კლინოპიროქსენთან ასოციაციაში მყოფი სანიდინის სახითაა. ალბიტური ტრაქიტებში მინდვრის შპატი შესაძლოა ალბიტი იყოს, ჩვეულებრივ კი იგი კალიუმური-ნატრიუმური; ფემური მინერალებია რკინა-ნატრიუმური ამფიბოლი და პიროქსენი (ეგირინი, რიბეკიტი, ენიგმატიტი). ზოგიერთ ტრაქიტში, რომელიც უპირატესად კალიუმური მინდვრის შპატისაგან შედგება, შეიძლება იყოს არ-

სებითად ნატრიუმთან ფემური მინერალები. ამა თუ იმ მუქი მინერალის სი-  
კარბის მიხედვით გამოყოფენ: ბიოტიტთან, რკატიყუართან, ავგიტთან, რი-  
ბეკიტთან ტრაქიტებს და ა. შ.

ალბიტანის ტრაქიტები ქიმიური შედგენილობით კერატოფირებს  
შეესაბამება. ისინი გვხვდებიან სპილიტებთან ასოციაციაში.

პ ა ნ ტ ე ლ ე რ ი ტ ი პირველად აღწერეს კენძულ პანტელერია-  
ზე, სიცილიის მახლობლად. იგი შედგება ანორთოკლაზის, მსხვილი ჩანა-  
ჩინწყლებისა, რომლებშიც ალბიტური კომპონენტი ოღნავ სკარბობს  
ორთოკლაზს, და მცირე რაოდენობის ამფიბოლისაგან (ენიგმატიტი).  
აფრიკის რიფტის ტრაქიტ-ფონოლითურ კომპლექსში პანტელერიტები  
შეიცავენ შემდეგ ფემურ მინერალებს: ოლივინს, ჰედენბერგიტს, ნატრიუ-  
მიან-რკინიან ამფიბოლებს (რიბეკიტს, არფედსონიტს, (ატოფორიტს) და  
აგრეთვე პიროქსენს. აღნიშნული მინერალები გვხვდება როგორც ძი-  
რითად მასაში, ასევე ჩანაწინწყლების სახით. ტრაქიტულ პანტელერიტებ-  
ში ნორმატული კვარცი ნაკლებია, ვიდრე რიოლითებში. უკანასკნელში  
კვარცი შეინიშნება როგორც ძირითად მასაში, ასევე ჩანაწინწყლების სა-  
ხითაც, რაც საფუძველს გვაძლევს ამ ქანს კვარციანი პანტელერიტი ვუ-  
წოდოთ (იხ. თავი „გრანიტოიდები, რიოლითები და დაციტები“).

პ ო რ ფ ი რ ი ტ რ ა ქ ი ტ უ ლ ი (ორთოკლაზიანი პორფირი) პა-  
ლეოტიპური ტრაქიტია. ძირითადი მასა წარმოდგენილია ტუტე მინ-  
დვრის შპატის იზომეტრიული სვეტებისა და ფირფიტების სახით. მი-  
ნას არ შეიცავს, ან უმნიშვნელო რაოდენობითაა. პორფირული გა-  
მონაყოფებია: კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი, მიკროკლი-  
ნი, ალბიტა), ხშირად დაშლილი პლაგიოკლაზი (ჩვეულებრივ მქავე,  
გამოიყოფა მისი დაშლის პროდუქტებიც), ბიოტიტი, ამფიბოლი, პირო-  
ქსენი და სხვ.

კაემიწით უჯერ ფელდშპატოიდურ მინერალებთან ტრაქიტებს ფელდ-  
შპატიოიდური ვულკანიტები მიეკუთვნება: სახელდობრ, ფონოლითები,  
ლეიციტოფირები და სხვა მათთან ახლოს მდგომი ქანები.

ფელდშპატიოიდური ვულკანიტებისათვის შემუშავებულია კლასიფი-  
კაცია (F. Hatch, A. Wells, M. Wells, 1972), რომლის თანახმად ისინი,  
ორ ძირითად ჯგუფად იყოფიან:

1) ფონოლითი = სანიდინი + ფემური მინერალები + ნეფელინი:  
ლეიციტიანი ფონოლითი = ფონოლითის მინერალები + ლეიციტი ნა-  
ლები რაოდენობით.

2) ლეიციტოფირი = სანიდინი + ფემური მინერალები + ლეიციტი:  
ნოზეანიანი ლეიციტოფირი = ლეიციტოფირის მინერალები + ნოზეანი  
ნაკლები რაოდენობით.

ფ ო ნ ო ლ ი თ ი (ბერძ. „ფონო“ — ხმა, „ლითოს“ — ქვა) კანო-  
ტიპური ვულკანიტია: ქიმიური შედგენილობით ნეფელინიან სიენი-

ტებს შეესაბამება და ფელზიტურ ქანს წარმოადგენს — მინდვრის შპატები ფელდშპატოიდებთან ერთად სჭარბობენ ფემურ მინერალებს. დამახასიათებელია ტუტე მინდვრის შპატის, ჩვეულებრივ სანიდინის ასოციაცია ნატრიუმთან ფელდშპატოიდთან — ნეფელინთან. ფონოლითები ნაკლები რაოდენობით შეიცავენ რკინა-ნატრიუმთან ამფიბოლებს ან პიროქსენებს (ეგიონის, რიბეკიტს, ძალიან იშვიათად ენიგმატიტს): სტრუქტურა პორფირულია.

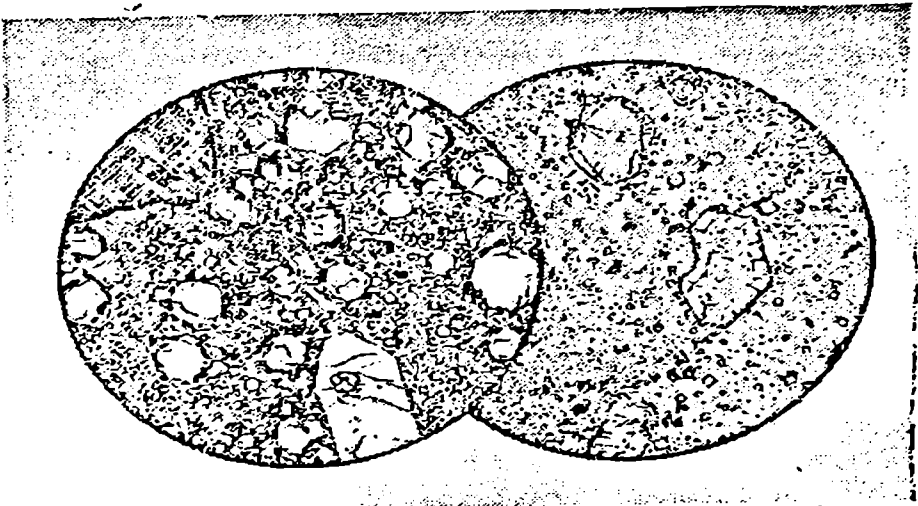
ნეფელინის შემცველობა ქანში მნიშვნელოვნად მერყეობს. ფონოლითები, რომლებშიც ნეფელინი მკვეთრად ნაკლებია, მინერალური შედგენილობით ტრაქიტს (დამატებითი ნეფელინით) შეესაბამება. ამგვარ შუალედურ ქანს ფონოლითთან ტრაქიტს უწოდებენ. მისი მსგავსი ქანები აღწერილია ტრეპლინ-ლოუს (შოტლანდია) ლაკოლითში. ისინი შეიცავენ 4% ნეფელინს, 20%-მდე ანალციმს და სოდალითის<sup>2</sup> ერთეულ მარცვლებს (სოდალით-ანალციმიანი ფონოლითი). ცნობილია აგრეთვე ნოზეანიანი (ნახ. 91) და სოდალითიანი ფონოლითები (ველკანური რაიონი ტურკანი კენიაში).

ლ ე ი ც ი თ ი ა ნ ი ფ ო ნ ო ლ ი თ ი გავრცელებულია რომის ვულკანურ რაიონში. მისი ძირითადი მასა შედგება ნატრიუმისანი ორთოკლასის, ნეფელინის, ეგიონ-აეგიტის, ზოგჯერ ცისფერი ჰაიუინისაგან. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ლეიციტის და ეგიონ-აეგიტის სახით. ლეიციტის რაოდენობის ზრდასთან და ნეფელინის რაოდენობის კლებასთან ან სრულ გაქრობასთან ერთად ლეიციტიანი ფონოლითები ლეიციტოფირებში გადაიან (ნახ. 91).

ტ ი ნ გ უ ა ი ტ ი (მთა ტინჯუას მიხედვით რიო-დე-ჟანეიროს მახლობლად ბრაზილიაში; როზენბუში, 1887 წ.) ფონოლითების ჭკუფეს მიეკუთვნება; აგებს დაიკებსა და შედარებით მსხვილი ნეფელინიანი სინიტის სხეულების პერიფერიებს. იგი შედგება სანიდინისა და ნეფელინისაგან, რიბეკიტისაგან, რომელიც ხავსისებრ მიკროპოიკლინურ ინდივიდებს ქმნის, ან ეგიონისაგან ძირითადი მასის მიკროლითების სახით. სტრუქტურა პორფირულია.

ლ ე ი ც ი ტ ო ფ ი რ ი ძირითადად ორი მინერალით არის აგებული — კალიუმ-ნატრიუმისანი მინდვრის შპატით და ლეიციტით, რომლებიც პორფირულ გამონაყოფებს ქმნიან. ქანი შეიცავს ნატრიუმის ან ფემურ მინერალებს. ლეიციტის გარდა შესაძლოა სხვა ფელდშპატოიდების — ნეფელინის და ნოზეანის არსებობაც.

ნოზეან-ნეფელინიანი ლეიციტოფირის დაიკის შტუფში (ეიფელი, გვრ) შეინიშნება მონაცრისფრო ძირითად მასაში ჩაძირული ლეიციტისა და ნოზეანის წვრილი ჩანაწინწყლები. ძირითადი მასა შეიცავს შავი პიროქსენის პრიზმული ფორმის პატარა კრისტალებს. თლილში ლეიციტის ჩანაწინწყლებს წაგრძელებული ფორმა აქვთ; ნოზეანი კოროლირებულია



ნახ. 91. ლეიციტოანი ფონოლითი (მარცხენა მიკროფოტო).

ოლბრეკი. ლაახერის ტბა, ცენტრალური ევროპა. სტრუქტურა პორფირულია. ძირითადი მასა შედგება ნეფელინის, ლეიციტისა და სანიდინისაგან. პორფირული გამონაყოფები — ლეიციტი, სანიდინი (ქვემოთ) და პაიენი (ზემოთ მარცხნივ). მცირე რაოდენობითაა ევირინის ნემსები, რომლებიც ლეიციტის ჩანართებზეა დაზრდილი. რ. რენი-შის მიხედვით, 1920 წ.

ნოზენიანი ფონოლითი (მარჯვენა მიკროფოტო).

ლაახერის ტბის რაიონი. ცენტრალური ევროპა. სტრუქტურა პორფირულია; ძირითადი მასა ფარულკრისტალური; შეიმჩნევა მხოლოდ ნეფელინის მარცვლები და ევირინის ნემსები. ა. ზაუარაიკის მიხედვით (1955).

და სპეციფიკური — შავი და მკვეთრი საზღვრებით ხასიათდება. ნეფელინი, ძირითად მასაში მცირე მარცვლების სახით, სანიდინის ფირფიტებთან ასოციაციაში გვხვდება. ბევრია ევირინ-ავგიტი. აქცესორული მინერალები წარმოდგენილია სფენის, აპატიტის, მაგნეტიტის, უფრო იშვიათად მელანიტური გრანატის სახით.

ფლოგოპიტიანი ლეიციტოფირი ლეიციტ-პილსში (ვიომინგის შტატი, აშშ) შედგება სანიდინის, ლეიციტის და ფემური მინერალების დაახლოებით თანაბარი რაოდენობისაგან. ფემური მინერალებს შორის ქარბოზს ფლოგოპიტი — მაგმური ქანების იშვიათი მინერალი, რომელიც წვრილ ჩანაწინწყლებს გვაძლევს. ფლოგოპიტთან ასოციაციაში ვითარდება დიოპსიდის უწვრილესი ნემსები და კატოფორიტისებრი ამფიბოლი.

ტრაქიტები გვხვდება როგორც კონტინენტებიდან დაშორებულ ოკეანურ კუნძულებზე (აზორის, ამალღების, წმინდა ელენეს, ჰავაის), ასევე კონტინენტებზე, რიფტული ტექტონიკის რაიონებში.

ოკეანურ კუნძულებზე განვითარებული ტრაქიტები (უმთავრესად ნატრიუმის) აქ გავრცელებულ ბაზალტებთან შედარებით უმნიშვნელო რაოდენობითაა. ეს კარგად ჩანს ამოღების კუნძულზე, სადაც გვიან ამოფრქვეული ტრაქიტები (ღია ფერის გამოფიტული ქანები), შედარებით ადრე ამოფრქვეული ბაზალტის ლავეებზე ე. წ. „ქედებს“ ქმნიან. უფრო მკვეთრად ეს გარემოება ვლინდება აზორის კუნძულებზე, თუმცა მათ ზოგიერთ უბანზე ტრაქიტები და ბაზალტები დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა განვითარებული.

ზორივე აღნიშნული რეგიონის ტრაქიტები კაემიწით უჯერობის ტენდენციას ამჟღავნებენ. ცნობილია ტრაქიტის თანდათანობითი გადასვლები ფონოლითში, ფონოლითიანი ტრაქიტების მეშვეობით (აფრიკის რიფტი). შეიმჩნევა აგრეთვე ქიმიური შედგენილობის მერყეობა მაღალი ტუტიანობის შენარჩუნებით კაემიწიანობის ზრდისა და პანტელერიტების (უკვარცო და კვარციანი) წარმოშობის მიმართულებით. უკანასკნელნი გამდიდრებულია არა მარტო კაემიწით, არამედ რკინითაც.

კონტინენტებზე ტრაქიტების რაოდენობა ბევრად მნიშვნელოვანია ვიდრე ოკეანურ კუნძულებზე, მაგრამ იქაც კი, სხვა ლავეებთან (ბაზალტი, ანდეზიტი, ლიპარიტი) შედარებით, ტრაქიტების კუთრი წონა საკმაოდ მცირეა.

**პეტროქიმიკა.** ქიმიური შედგენილობის განსხვავება კირ-ტუტე და ტუტე სიენიტებს შორის უფრო მკვეთრია, ვიდრე გრანიტების იმავე სახესხვაობებს შორის. გრანიტებთან შედარებით სიენიტებში s პარამეტრი მეტად დაბალია, რაც განპირობებულია, a, c და განსაკუთრებით s პარამეტრების ზრდით. გრანიტებისაგან განსხვავებით კირ-ტუტე სიენიტები არაა გადამეტნაჟერი თიხამიწით. ეს კარგად ჩანს შემდეგი სიენიტური ქანების საშუალო ტიპების ქიმიური ანალიზების (%-ობით) მონაცემებიდან: I — კირ-ტუტე სიენიტი (საერთოდ), II — ნორდმარკიტი, III — პულასკიტი, IV — ლარვიკიტი, V — მონკონიტი, VI — ტუტე სიენიტი (საერთოდ):

ტიპი	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
I	58,65	0,86	16,38	3,65	3,09	0,15
II	64,36	0,45	16,81	1,08	2,71	0,15
III	61,58	0,33	18,37	2,28	1,71	0,11
IV	57,45	—	21,11	2,89	2,39	—
V	56,12	1,10	16,96	2,93	4,01	0,16
VI	62,00	0,57	17,44	2,06	2,68	0,12

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	3,06	4,45	3,48	4,79	1,13	0,31
II	0,72	1,55	5,76	5,62	0,70	0,09
III	0,69	1,77	6,45	5,70	0,80	0,21
IV	1,06	4,10	5,89	3,87	0,70	0,54
V	3,27	6,50	3,67	3,76	1,05	0,47
VI	0,91	2,26	5,86	5,17	0,76	0,17



### რიცხვითი მახასიათებლები

ტიპი	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	a:c
I	14,8	3,7	13,3	68,2	47,1	39,4	13,5	52,3	+3,1	4,0
II	20,6	0,8	5,9	72,7	61,4	20,4	18,2	60,8	+3,4	25,3
III	22,6	1,0	5,9	70,5	61,6	19,8	18,6	63,0	-5,2	22,6
IV	19,5	5,0	7,0	68,5	71,1	26,8	2,1	70,1	-7,0	3,9
V	13,8	4,7	15,6	65,9	42,0	36,6	21,4	59,6	-1,5	3,0
VI	20,4	1,4	7,3	70,9	60,7	21,5	17,8	63,3	-0,4	14,7

როგორც რიცხვითი მახასიათებლებიდან ჩანს, განსხვავება, ერთი მხრივ, ნორდმარკიტსა და პულასკიტს და, მეორე მხრივ, ლავრიკიტს შორის, მეღავენდება c და ნაწილობრივ a პარამეტრებში. კირ-ტუტე სიენიტებისაგან ლავრიკიტი განსხვავდება a-ს მაღალი და b-ს დაბალი მნიშვნელობებით.

საერთოდ, შეიძლება ითქვას, რომ სიენიტებში s სიდიდე მერყეობს 70-ის ფარგლებში, გრანიტებში იგი აღწევს 80, ხოლო მონციტებში 65—60-მდე ეშვება. a სიდიდე სიენიტებს შეიძლება ჰქონდეს ისეთივე, როგორიც გრანიტებს და იზრდება 23-მდე ტუტე სიენიტებში. c-ს მნიშვნელობა ნორდმარკიტების, პულასკიტების და მათი მონათესავე ქანებისათვის უმცირესია სხვა სიენიტურ ქანებთან შედარებით (0.8—1,0); საერთოდ ამ ქანებში ეს სიდიდე იცვლება 0-დან 1,5-მდე, მათ მოჰყვება ტუტე და კირ-ტუტე სიენიტები და შემდგომ მონციონიტები. გრანიტებში c-ს მაქსიმალური მნიშვნელობა აღწევს 2.6. b სიდიდე ნორდმარკიტებსა და პულასკიტებში იცვლება 6-დან 10-მდე, ლავრიკიტში — 7-დან 10-მდე, კირ-ტუტე სიენიტებში 10-დან 15-მდე, მონციონიტებში 15-დან 20-მდე.

ტრაქიტები და მათი მონათესავე ქანები პეტროქიმიურ თავისებურებათა მიხედვით სიენიტების ჯგუფის პლუტონიტების მსგავსია, მაგრამ ტრაქიტებში s და a პარამეტრები რამდენადმე უფრო მაღალია, a, c და b კი დაბალი. მხოლოდ ტუტე ტრაქიტებში პარამეტრ b-ს მიხედვით ეს განსხვავება არასაკმარისად მკვეთრად გამოსახული.

ქვემოთ მოგვყავს ტრაქიტული ქანების ტიპური წარმომადგენლების ქიმიური შედგენილობა: I — კირ-ტუტე ტრაქიტი, II — კერატოფირი, III — დაციტი, IV — ტრაქიანდუზიტი, V — ტრაქიტი ტუტე:

ტიპი	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
I	63,91	0,59	15,88	3,22	2,23	0,01
II	61,51	0,45	17,37	1,92	3,35	0,01
III	57,65	1,00	16,68	2,29	4,07	0,10
IV	57,84	1,11	17,24	3,97	3,18	0,05
V	62,63	0,62	17,06	3,01	1,98	0,13
ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	1,44	2,81	3,68	5,80	1,28	0,05
II	1,26	1,08	5,23	5,29	2,45	0,08
III	3,22	5,74	3,59	4,39	0,91	0,36
IV	1,25	4,20	5,67	3,62	1,30	0,57
V	0,63	1,51	6,26	5,37	0,71	0,09

## რიცხვითი მახასიათებლები

ტიპი	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
I	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6
II	19,2	1,4	8,5	70,9	17,9	56,9	25,2	—	60,0
III	14,4	4,1	14,5	67,0	—	40,8	38,4	20,8	55,2
IV	18,0	2,8	11,2	68,0	—	59,0	19,3	21,7	70,6
V	21,4	0,7	6,8	71,1	—	67,3	15,9	16,8	63,9

რიცხვითი მახასიათებლების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ტუტე ტრაქიტებს აქვს a-ს უდიდესი მნიშვნელობა (ისინი მდიდარია ტუტეებით) და უმცირესი c (ე. ი. ღარიბია მინდვრის შპატის კირით). a-ს სიდიდის მიხედვით მათ მოჰყვება კერატოფირები და ტრაქიანდეზიტები, რომელთაც ოდნავ მაღალი აქვთ c პარამეტრი. დაციტები და ტრაქიანდეზიტები რიცხვითი მახასიათებლებით მონტონიტებს შეესაბამებიან.

### ფელდშპათოიდური მაფიტური და ულტრამაფიტური ქანები

ფელდშპათოიდური მაფიტური ქანები გარდამავალია სიენიტებსა და გაბროებს შორის სრულკრისტალური ქანებისათვის და ტრაქიტებსა და ბაზალტებს შორის — წვრილმარცვლოვანი ქანებისათვის. განსახილველი ქანების მთავარი ნიშნებია: ფერის მაღალი ინდექსი, აგრეთვე ტუტე და კირ-ტუტე მინდვრის შპატების არსებობა, ზოგჯერ თითქმის თანაბარი რაოდენობით. გაბროიდული ან ბაზალტოიდური შემადგენელი გაბროსიენიტებში ან ტრაქიბაზალტებში წარმოდგენილია პლაგიოკლასის (An<sub>50</sub>) და ფემური მინერალების, ჩვეულებრივ, პიროქსენის სახით, ხოლო სიენიტური და ტრაქიტული შემადგენელი — ტუტე მინდვრის შპატების ან მისი კაჟიწიფით უჯერი ანალოგების (ფელდშპათოიდების) — ჯლეიციტის, ნეფელინის და ანალციმის სახით.

ქალნისნული ჯგუფის ქანთა ნაჯერ მსხვილმარცვლოვან სახესხვაობას მიეკუთვნება კენტალენიტი.

**ქ ე ნ ტ ა ლ ე ნ ი ტ ი** (დასავლეთ შოტლანდიის ერთ-ერთი რაიონის მიხედვით) მუქი ფერის ქანია ქარსის ბრინჯაოსფერი ლაქებით. ფემური მინერალები ქანის თითქმის 60% შეადგენენ, აქედან 10% ბიოტიტია და 20—25% ავგიტი და ოლივინი, თითოეული ცალ-ცალკე. ფელზიტური მინერალები (40%-მდე) ანდეზინისა და ორთოკლასის სახით დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა. ისინი, ისევე, როგორც მონტონიტში, პოიკილიტურ ურთიერთდამოკიდებულებაში არიან (გამოხატულია ნაკლებად მკვეთრად). ოლივინი თლილში მომწვანო ან მონაცრისფროა, რაც გამოწვეულია მასში მდნეული მინერალების მტვრისებრი ან დენდრიტისებრი მარცვლების არსებობით. ფემური მინერალების ფორმა და მათი ურთიერთობის ხასიათი ძალიან სპეციფიკურია. ოლივინი ჩვეულებრივ მომრგვალოა, ზოგჯერ კი სწორი კრისტალოგრაფიული მოხაზულობა აქვს; ავგიტი მუდამ

იდიომორფულია; ქარსი, რომელიც დიდი რაოდენობით მსხვილი ფირფიტების სახითაა, ყოველთვის ოლივინთანაა ასოციაციაში და ხშირად მას ნაწილობრივ ან მთლიანად ერტყმის გარს. ასეთ შემთხვევაში ოლივინი უსწორმასწორო მოხაზულობას იღებს და პოიკილიტური ჩანაზარდების სახითაა, რაც, შესაძლებელია, მათი ერთდროული კრისტალიზაციის ან მეტასომატური ჩანაცვლების შედეგია.

კაემჟაუათი უჯერ გაბრო-სიენიტებს (სიენოგაბრო) მიაკუთვნებენ: ესექსიტს, ტემენიტს, კრინანიტს, ტერალიტს და ლუგარიტს.

ესექსიტო (ესექსის საგრაფოს მიხედვით, დიდი ბრიტანეთი) თანაბარმარცვლოვანი ან პორფირული სრუქტურის ტუტე გაბროიდული ქანია. შედგება ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზის, ცვლადი, მაგრამ მუდამ მცირე რაოდენობის კალიუმის მინდვრის შპატის, ფელდშპატოიდების (ნეფელინი, ანალციმი), ავგიტის ან მისი ტიტანიანი სახესხვაობის (ტიტანავგიტი) და რუხი-წითელი ბიოტიტისაგან. ნეფელინი და ანალციმი განლაგებულია ინტერსტიციებში ლაბრადორის ფირფიტისებრ კრისტალებს შორის (რონგმეტოკი, ჩეხოსლოვაკია). ჩვეულებრივი აქცესორული მინერალებია აპატიტი, ილმენიტი, უფრო იშვიათად სფენი. ნეფელინის რაოდენობის ზრდასთან ერთად ესექსიტო გადადის ტერალიტში.

ტემენიტო (მთა ტემენის სახელწოდების მიხედვით ჩეხოსლოვაკიაში, ხონეგერი, 1861 წ.) ჰიპაბისური მსხვილ- ან საშუალომარცვლოვანი ქანია, მინერალური შედგენილობით ახლოს დგას გაბროსთან, მაგრამ შეიცავს ანალციმს, რომელიც ხანდახან პლაგიოკლაზის ხარჯზეა გაჩენილი. ძირითადი კომპონენტებია: პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი), კლინოპიროქსენი, ჩვეულებრივ ტიტანავგიტი, ხშირად ბარკევიკიტთან ასოციაციაში, მცირე რაოდენობით ბიოტიტი და გაბროიდული აქცესორები. ზოგიერთი სახესხვაობა დამატებით ოლივინს შეიცავს (ოლივინიანი ტემენიტო). სტრუქტურა გაბროიდული ან დიაბაზურია, უხეშმარცვლოვან სახესხვაობებს მიაკუთვნებენ ტემენიტ-პეგმატიტებს.

შოტლანდიის ტემენიტები აგებენ დიდი ზომის სილს კუნძულ ინჩკოლმზე, ფარტ-ოფ-ფორტში დაქსელსბერის კლდეების მახლობლად ედინბურგში. ფართოდაა გავრცელებული კაინოზოური ტემენიტის დაიკები საქართველოში, სადაც ისინი სხვადასხვა, ტემენიტისათვის დამახასიათებელ მინერალებთან ერთად შეიცავენ ბარკევიკიტს და გვიან (მეორეულ) ანალციმს.

ა. ზავარიცის მიხედვით, აღნიშნული ქანები თანდათანობით გადასვლებით დაკავშირებულია ტუტემიწა დიაბაზებთან, რაც გამოიხატება ფუძე პლაგიოკლაზის შეცვლაში ნაკლებად კირიანი — უფრო ტუტე (ნატრიუმის) პლაგიოკლაზით. კალიუმის ან ნატრიუმის რაოდენობის მიხედვით ეს გადასვლები სხვადასხვანაირად ხორციელდება. კალიუმის რაოდენობის ზრდას მიყვავართ დიაბაზში კალიუმის მინდვრის შპატის

(ორთოკლაზის ან მიკროკლინის) და ბიოტიტის გაჩენამდე. ნატრიუმის შემცველობის ზრდა იწვევს პლაგიოკლაზის მეკვიანობის ზრდას, რის შედეგადაც ფელდშპათოიდი (ანალციმი) ჩნდება; ავგიტის ნაცვლად წარმოიშობა ბარკევიკიტი და ტიტანავგიტი, ზოგჯერ ეგირინავგიტი.

**კ რ ი ნ ა ნ ი ტ ი** (ადგილ კრინანის მიხედვით შოტლანდიაში; ფლეტი, 1911 წ.) წვრილმარცვლოვანი დაიკური ქანია, ძალიან ახლოს დგას ტემენიტთან. მათი მინერალური შედგენილობა თვისობრივად ერთნაირია. განსხვავება მხოლოდ ძირითადი კომპონენტების როდენობრივ თანაფარდობაშია. კრინანიტში მინდვრის შპატის კრისტალებს შორის განლაგებული ანალციმი ტემენიტთან შედარებით, უმნიშვნელო რაოდენობითაა (2%). ქანის სტრუქტურა მკვეთრად ოფიტურია.

ვინაიდან კრინანიტში მცირეა სიენიტური შემადგენელი, მას უფრო შეეფერება სახელწოდება ანალციმის შემცველი ოლივიანი დოლორიტი.

**ტ ე რ ა ლ ი ტ ი** (ბერძნ. „ტერაო“ — ბეჭითად შევისწავლი) მუქი მინერალებით მდიდარი მუქი-ნაცრისფერი, თითქმის შავი ფერის ქანია; არსებითად შედგება იდიომორფული ავგიტის, ზოგჯერ მისი ტიტანიანი სახესხვაობის (35 %-მდე), იდიომორფული ფუძე პლაგიოკლაზის (ლაბრადორი). ქსენომორფული ნეფელინისა და აქცესორებისაგან. ტუტე მინდვრის შპატი ან სრულეებით არ არის, ან უმნიშვნელო რაოდენობითაა; ზოგიერთი სახესხვაობა (შოტლანდია) ბარკევიკიტს შეიცავს. ტერალიტებში თითქმის ყოველთვის არის მოწითალო-რუხი, უფრო იშვიათად მომწვანო ბიოტიტი, ტიტანმაგნეტიტი და ოლივინი. ფემური მინერალები ქანის მოცულობის 1/2 შეადგენენ. ნეფელინისა და მინდვრის შპატების რაოდენობრივი თანაფარდობა ცვალებადია, თუმცა ნეფელინი ყოველთვის ნაკლებია (10—15%). ქანის სტრუქტურა ჰიპიდომორფულმარცვლოვანია. კრინანიტისაგან ნეფელინის ნაცვლად ანალციმის შემცველობით განსხვავდება.

**ლ უ გ ა რ ი ტ ი** (სოფ. ლუგარის მიხედვით შოტლანდიაში; ტირელი, 1912 წ.) შედგება ნეფელინის, კლინოპიროქსენის (ტიტანავგიტის) და ლაბრადორისაგან; ტერალიტისაგან განსხვავებით შეიცავს ბარკევიკიტს, ე. ი. ბარკევიკიტთან ტერალიტია. ბარკევიკიტს კრისტალებს გრძელი პრიზმის ფორმა აქვს, ტიტანავგიტის მარცვლები ჩაძირულია მომწვანო-ნაცრისფერ ძირითად მასაში. მთავარი ფელზიტური მინერალი ამ ქანებში ნეფელინია. აქცესორებიდან უხვად არის ლეიკოქსენში გარდამავალი აპატიტისა და ილმენიტის მარცვლები. ლუგარიტები ტემენიტისა და ტერალიტის ინტრუზივების გამკვეთი ძარღვებისა და სილების სახით გვხვდებიან.

ფელდშპათოიდურ მაფიტურ და ულტრამაფიტურ ვულკანიტებს მიეკუთვნება მუქი ფერის წვრალმარცვლოვანი ვულკანური ქანები, რომლე-

ბიჯ ლაგურ ნაკადებს და დაიკებს (ამომყვანი ყელები) ქმნიან. ქანის შტუფში ჩანს პორფირული სტრუქტურა ოლიგინისა და ავგიტის ჩანაწინწყლებით. ქანი ბაზალტს მოგვაგონებს. ზოგიერთი სახესხვაობის შტუფებში შეიმჩნევა ლეიციტის გამონაყოფები.

აღნიშნულ ვულკანიტებს შორის გამოიყოფა პლაგიოკლაზიანი და უპლაგიოკლაზო სახესხვაობანი; პირველს მიეკუთვნება ტეფრიტები და ბაზანიტები (კაქმიწით გაუქვრებელი ვულკანიტები). ბაზანიტები არსებითად ბაზალტებია, რომლებიც ამა თუ იმ რაოდენობით შეიცავენ სხვადასხვა ფელღშპატოიდებს.

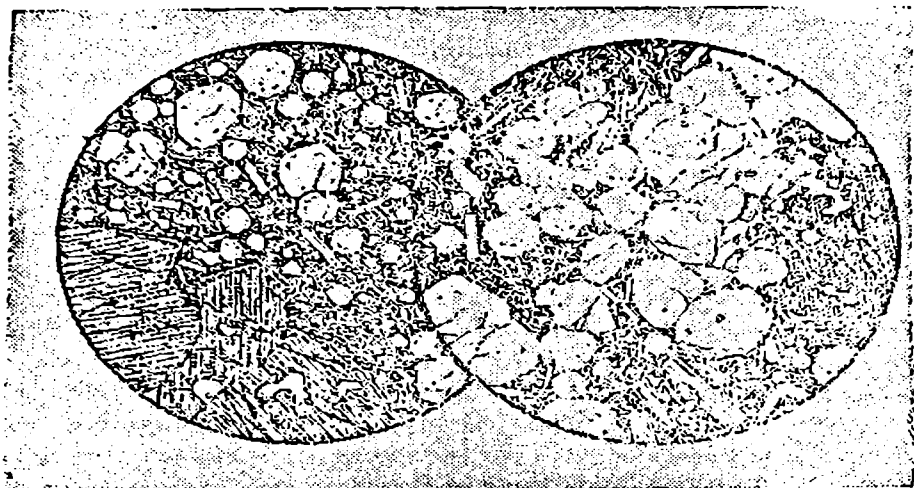
ფელღშპატოიდიანი ვულკანიტების რამდენიმე კლასიფიკაცია არსებობს. ერთ-ერთი მათგანის თანახმად ვულკანიტები იყოფიან ლეიციტიან, კალსილიტ-, ნეფელინ- და მელილითშემკველ ვულკანიტებად.

ტ რ ა ქ ი ბ ა ზ ა ლ ტ ი მიეკუთვნება იმ ვულკანიტების რიცხვს, რომელთა შედგენილობა შეესაბამება როგორც ტრაქიტს. ასევე ბაზალტს. ქიმიური შედგენილობით ტრაქიბაზალტი გაბრო-სიენიტის (სიენოგაბროს) მსგავსია. იგი შედგება პიროქსენის (ტიტანავგიტი, უფრო იშვიათად დიოპსიდი, ზოგჯერ ეგირენ-ავგიტის არშიით) და ფუქე პლაგიოკლაზის (ანდეზინიდან ანორთიტამდე), აგრეთვე ოლიგინის და ტუტე მინდვრის შპატისაგან (უფრო ხშირად სანიდინი, ორთოკლაზი ან ანორთოკლაზი, ზოგჯერ ალბიტი). შესაძლოა უმნიშვნელო რაოდენობით ფელღშპატოიდების არსებობაც. ზოგიერთ შემთხვევაში ტიტანავგიტი ნაწილობრივ ჩაინაცვლება რუხი რქატყუარით. ქანი შეიცავს აგრეთვე მაგნეტიტს.

ტრაქიბაზალტის ძირითადი მასა მკვდრია: მის შედგენილობაში შესაძლოა ყველა ზემოაღნიშნული მინერალი შედიოდეს. ფენოკრისტალები კლინოპიროქსენისა და პლაგიოკლაზის სახითაა. ზოგჯერ შეიმჩნევა ბაზალტური რქატყუარას, იშვიათად ენიგმატიტის, კოსირიტის ან რენიტის, აგრეთვე ოლიგინის და სფენის გამონაყოფები. ტრაქიბაზალტების ძირითადი მასის სტრუქტურა პილოტაქსიტურს ან პიალოპიალტურს, ზოგჯერ ტრაქიტულს უახლოვდება. ბაზალტებისათვის დამახასიათებელი ინტერსერტული და ვიტროფირული სტრუქტურები ტრაქიტებში იშვიათია.

ტრაქიბაზალტების ჯგუფის ერთ-ერთ დამახასიათებელ ვულკანიტს წარმოადგენს ჩ ი მ ი ნ ი ტ ი (მთა ჩიმიინის მიხედვით იტალიაში; ვაშინგტონი, 1896.), რომელიც რომის ვულკანურ პროვინციაშია აღწერილი. ეს ქანი შეიცავს კალიუმთან კინდვრის შპატს (51%), ნაკლები რაოდენობით ლაბრადორს, კლინოპიროქსენს (23%), ოლიგინს (11%) და აქცესორებს. ტუტე მინდვრის შპატი უნდა განვიხილოთ როგორც ტრაქიტული შემადგენელი, დანარჩენი მინერალები კი ბაზალტურ შემადგენელს მიეკუთვნებიან.

ვ უ ლ ზ ი ნ ი ტ ი (რაიონის მიხედვით იტალიაში) ჩიმიინიტთან ერთად



ნახ. 92. ლეიციტოანი ტეფრიტი (მარცხენა მიკროფოტო).  
 ვეზუვი. არნო-დე-კავალო, იტალია. სტრუქტურა პორფირულია; ძირითადი მასა  
 შედგება ავგიტის, თუქე პლაგიოკლაზის და აქცესორული მინერალებისაგან. ფენოკრისტ-  
 ტალეები—ლეიციტი, ავგითი.

ლეიციტოანი ტეფრიტი (მარჯვენა მიკროფოტო).  
 ვეზუვი; ლავა ამოფრქვეულია 1813 წ. სტრუქტურა პორფირულია. ძირითადი მასა  
 პიპოკრისტალური, მინის უმნიშვნელო რაოდენობით. ფენოკრისტალეები—მსხვილი ავ-  
 გიტი და წვრილი ლეიციტი და ლაბრადორი. ა. ხარკერის მიხედვით, 1935 წ.

ტრაქიბაზალტების ჯგუფს მიეკუთვნება. მის შედგენილობაში შედის  
 70%-ზე მეტი ნატრიუმისანი ორთოკლაზი (ტრაქიტული შემადგენე-  
 ლი), ანორთიტი ჩანაწინწკლების სახით — 6%, 12% ლაბრადორი ძი-  
 რითად მასაში. ამრიგად, ვულზინიტის შედგენილობაში ქარბობს ტრა-  
 ქიტული შემადგენელი (ქანის მოცულობის 3/4), ხოლო ბაზალტურზე  
 ქანის მოცულობის მხოლოდ 1/4 მოდის.

უჯერი ტრაქიბაზალტები ბაზალტების მსგავსი მუქი ფერის წვრილ-  
 მარცვლოვანი ქანებია. გვხვდებიან ლავური ნაკადებისა და დაიკების სა-  
 ხით. ფელდშპათიდი ამ ქანში ნეფელინის ან ქიმიურად მისი მსგავსი  
 ანალციმის სახით გვხვდება. იმის გარდა აღინიშნება ლეიციტი, რომე-  
 ლიც ტუტე მინდვრის შპატს ანაცვლებს; ქანის სხვადასხვა ტიპები გამო-  
 იყოფა მათში ფელდშპათოიდების არსებობის და ოლივინის არსებობა —  
 არარსებობის მიხედვით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ბაზალტურ სა-  
 ხესხვაობებს ტეფრიტები (ნეფელინიანი, ლეიციტოანი, ანალციმიანი),  
 მიეკუთვნება, ოლივინიანს — ბაზანიტები (ნეფელინიანი, ლეიციტოანი  
 ანალციმიანი). თუ ფელდშპათოიდები უმნიშვნელო რაოდენობითაა,

ამგვარ ვულკანიტებს ბაზალტები (ნეფელინიანი, ლეიციტიანი, ანალციმიანი) უნდა ეწოდოს (აუცილებლად უნდა შეიცავდეს პლაგოკლასსა). ყველა ამ ქანის სტრუქტურა პორფირულია (ნახ. 92).

ლეიციტიანი ვულკანიტები ცნობილია ყველა კონტინენტზე და არა მხოლოდ რომის ვულკანურ პროვინციაში, როგორც ადრე ეგონათ: ლეიციტ-ჰილსის (ვაიომინგის შტატი, აშშ) და კიმბერლის (ავსტრალია) რაიონებში, კუნძულ სულავესიზე, ანტარქტიდაში, დასავლეთ აფრიკის რიფტთან მიმდებარე აფრიკის ზოგიერთ რაიონში და ა. შ. ლეიციტიან ვულკანიტებს შორის გამოყოფენ ლეიციტიან ტეფრიტებს, ლეიციტიან ბაზანიტებს, ლეიციტოფირებსა და ფონოლიტებს, აგრეთვე უპლაგოკლასო ლეიციტიტებს (ლეიმაფიტებს). აღნიშნული ვულკანიტები ზოგჯერ გვხვდება კალიუმსილიტუმცველ ქანებთან ასოციაციაში, რომლებშიც თანდათანობით გადადიან.

ვეზუვის (რომის ვულკანური პროვინცია) ლეიციტიანი ლავების შტუფებში ჩანს ლეიციტის იდიომორფული კრისტალები, რომელთა შორის მეტად მსხვილები მიეკუთვნებიან პირველ გენერაციას და თლილში ამჟღავნებენ პოლისინთეზურ დამრჩობლვას. ეს არ ითქმის მეორე გენერაციის წვრილ კრისტალებზე, რომლებიც მინის უწვრილეს მარცვლებს შეიცავენ და სამ-სამად ან ოთხ-ოთხად ჯგუფდებიან მესამე ან მეოთხე რიგის სიმეტრიის ლერქების პროექციის „წერტილების“ ირგვლივ. ამ უნიკალურ ლეიციტიან ვულკანიტს 1920 წელს ვაშინგტონმა იტალიაში აღმოაჩინა. აღბანეთის მთების აგლომერაციულ ლავებში იგი ლოდების სახით გვხვდება; ლოდები უმეტესწილად შედგება ლეიციტის მსხვილი იდიომორფული ჩანაწინწყლებისაგან, რომლებიც შეცვლილი მინით არიან შეცემენტებული.

კიმბერლის (ავსტრალია) იტალიტებში (ლეიმაფიტებში) დამატებით შეინიშნება ფლოგოპიტი, რომელიც ზოგჯერ ქანის 1/4 შეადგენს; ავსტრალიის იტალიტების სხვა სახესხვაობებში ფლოგოპიტთან ერთად არის იშვიათი მანგანუმიანი ამფიბოლი ან პრიზმული პიროქსენი და ოლივიონის ფსევდომორფოზები (ოლივინიანი ლეიციტი ან ოლივინიანი ლეიმაფიტი). ამგვარი ვულკანიტების მომცემი მაგმის თავისებურებაა ტიტანის მაღალი შემცველობა: უკანასკნელი შედის ქარსისა და რუთილის შედგენილობაში (რუთილი მას 6%-მდე შეიცავს).

კალიუმსილიტუმცველ ულტრამაფიტულ ვულკანიტებს ულტრამაფიტული შედგენილობა აქვს და გვხვდება მხოლოდ აფრიკის ორ რაიონში. ამ ქანებისათვის მათში შემავალი უჩვერი მინერალების მრავალფეროვნებაა დამახასიათებელი. ცნობილია მათი შემდეგი სახესხვაობანი:

მ ა ფ უ რ ი ტ ი (კალმაფიტი) (ხოლმსი, 1942 წ.) შედგება ოლივინისა და მწვანე ავგიტის პატარა ჩანაწინწყლებისაგან, რომლებიც ძირითად მასაშია ჩაძირული; უკანასკნელის შედგენილობაში ავგიტი და პერო-

სკიტისა და კალიუმსილიტის უამრავი მარცვალი მონაწილეობს. კ ა - ტ უ ნ გ ი ტ ი (ვულკან კატუნგას მიხედვით უგანდაში, აფრიკა) შედგება კალიუმსილიტის, მელილიტის, ოლივინის, პეროვსკიტის, ტიტანმაგნეტიტის და ინტერსტიციული მინისაგან. უ გ ა ნ დ ი ტ ი (უგანდას მიხედვით, აფრიკა) კატუნგიტია, რომლის შედგენილობაში ოდნავ მეტია კაჟმიწა; ლეიციტის ნაცვლად შეიცავს კალიუმსილიტს, მელილიტის ნაცვლად — ავგიტს.

ზაირში (აფრიკა) ცნობილია კატუნგიტის ანალოგიური კალიუმსილიტის შემცველი ვულკანიტები; კატუნგიტისაგან განსხვავებით, მათში გვხვდება ნეფელინისა და კალიუმსილიტის ასოციაცია, რომელიც ჩანაწინწყლების გლომეროპორფირულ გროვებს წარმოქმნის. ამ ვულკანიტებში უკუდამოკიდებულებაა ნეფელინში  $KAlSi_3O_8$  შემცველობასა და ლეიციტის რაოდენობას შორის; უკანასკნელის სიმცირისას ნეფელინი მდიდრდება კალიუმით და პირიქით.

ნეფელინის შემცველ ვულკანიტებს, გარჯა შედარებით ფართოდ გავრცელებული ნეფელინიანი ტეფრიტებისა და ბაზანიტებისა, მიეკუთვნებიან შედარებით იშვიათი ქანები — ოლივინიანი და უოლივინო ნეფელინიტები (ნემაფიტები).

ნ ე ფ ე ლ ი ნ ი ტ ი (ნემაფიტი) იდიომორფული ნეფელინის ორ გენერაციას შეიცავს. მეორე გენერაციის ნეფელინი ზოგჯერ გვაძლევს ძნელად დასადგენ არასწორ გამოწყობებს, რომლებიც მინერალთა შორის არსებულ სივრცეებს ავსებენ. ფემური მინერალებია ტიტანავგიტის მსხვილი კრისტალები ღია-მწვანე გარე ზონებით და მკვეთრად პოიკილიტური ფლოგოპიტი. აქცესორული მინერალებიდან წამყვანია გვიან გამოყოფილი სფენი, რომელიც წარმოშობს იდიომორფულ მარცვლებს და უსწორმასწორო გამოწყობებს, უმთავრესად ნეფელინის მიკროლითების პოიკილიტური ჩანართებით.

ბ ა ზ ა ნ ი ტ ო ი დ ი ნეფელინიანი ბაზანიტია, რომელშიც მინა ნეფელინური შედგენილობისაა.

მელილიტშემცველი ვულკანიტები ზოგჯერ ქანის მოცულობის 40%-მდე მელილიტს შეიცავენ. ფელდშპატიოდების მსგავსად მელილიტი მინდერის შპატის, ამ შემთხვევაში პლაგიოკლაზის შემცველი მინერალია.

ტ უ რ ი ა ი ტ ი (ტურის კონცხის მიხედვით კოლის ნახევარკუნძულზე) პორფირული ქანია, რომელიც მელილიტიან ძირითად მასაში ჩაძირული ტიტანიანი ბიოტიტის მიკროსკოპული კრისტალებისა და მნიშვნელოვანი რაოდენობის ნეფელინისაგან შედგება. მთავარი აქცესორული მინერალებია აპატიტი, მაგნეტიტი, პეროვსკიტი, ზოგჯერ ოლივინი და მელანიტი (გრანატი). ტურიანიტის ჩვეულებრივი მინერალია კალციტი, რომელსაც დიდი მნიშვნელობა აქვს ქანის გენეზისის დასადგენად.



ოკაიტი (მთა ოკას მიხედვით კვებეკში, კანადა; სტენსფილდი, 1923 წ.) პირველად ვულკანურ შტოკში შენიშნეს. მინერალური შედგენილობით ტურიაციტის მსგავსია და მისგან ბიოტიტის ნაკლები რაოდენობით და მელილიტის მაღალი შემცველობით განსხვავდება (ქანის მოცულობის 1/2); ფელდშპატოიდებიდან გვხვდება ჰაიუინი (ნეფელინის ნაცვლად ტურიაციტში). ჰიპაბისური განლაგების მიუხედავად ოკაიტის მარცვლოვნება ცვალებადია (წერილიდან მსხვილმარცვლოვნამდე). შეიმჩნევა გადასვლები ჰაიუინიანი ოკაიტებიდან ნეფელინიანი სახესხვაობებისაკენ, ე. ი. ტურიაციტისაკენ. გვხვდება მაგნეტიტი, პეროვსკიტი, კალციტი, აპატიტი.

ანალციმიანი ბაზანიტი ახლოა ნეფელინიანთან, ოღონდ მასში ნეფელინის ნაცვლად ანალციმი მონაწილეობს. იგი შედგება ოლივინის, პიროქსენის, ფუძე პლაგიოკლასის, ანალციმისა და აქცესორებისაგან. ანალოგიური მინერალური ასოციაცია აღინიშნება შოტლანდიის ესექსიტებშიც, რომლებიც ანალციმიანი ბაზალტების მსხვილმარცვლოვანი ანალოგებია.

მელილიტის შემცველი ქანების გენეზისის თვალსაზრისით საინტერესოა ის ფაქტი, რომ სკოტ-ჰილის რაიონში, ბელკასტის მახლობლად (ირლანდია) მესამეული დოლერიტები შეჭრილია საწერი ცარცის მძლავრ წყებაში და წარმოქმნის შტოკებს. ამ ქანების კონტაქტის ზოლში წარმოიშვა ნეფელინი და მელილიტი.

ბუნებაში შემჩნეული მოვლენები ექსპერიმენტული გამოკვლევებით მტკიცდება. აღმოჩნდა, რომ გამლღვალ ბაზალტში კალციტის დამატების შედეგად მელილიტი გამოკრისტალდება. გარდა ამისა, მაღალ ტემპერატურაზე ნეფელინისა და ავგიტის ურთიერთქმედების შედეგად, შუალედური მონტიჩელიტური სტადიის გავლით, წარმოიშობა ოლივინი და მელილიტი.

პეტროქიმიკა. ფელდშპატოიდიანი მაფიტური (ტუტე გაბროიდიული) ქანების პეტროქიმიური დახასიათებისათვის ქვემოთ მოგვყავს მათი სამი ტიპის საშუალო ქიმიური შედგენილობა და რიცხვითი მახასიათებლები შემდეგი თანამიმდევრობით: I — ესექსიტი; II — მონჩიკიტი; III — ტერალიტი.

ტიპი	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
I	48,64	1,86	17,96	4,31	5,58	0,19
II	48,66	0,97	12,36	3,08	5,86	0,13
III	45,61	1,96	14,35	6,17	4,03	0,19

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	4,00	8,89	4,30	2,28	1,34	0,65
II	8,09	10,46	2,71	5,15	1,46	1,07
III	6,05	9,49	5,12	3,69	2,60	0,74

### რიცხვითი მახასიათებლები

ტიპი	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
I	13,1	5,9	22,0	59,0	43,4	33,1	24,4	74,2
II	12,8	1,6	31,8	53,8	42,8	30,0	27,2	53,2
III	16,3	1,3	29,6	52,8	31,2	34,4	34,4	67,8

მოცემული რიცხვითი მახასიათებლებიდან ჩანს, რომ *a* სიდიდე ამ ქანებში ისეთივეა, როგორც გრანიტებში და სიენიტებში; რაც შეეხება *b* და *s* მახასიათებლებს, ისინი გაბროსა და უფრო ფუძე ქანებს შეესაბამებიან. დამატებითი რიცხვითი მახასიათებლებიდან შედარებით მაღალი მნიშვნელობა აქვს *c'*, ძირითადად *m'*-ის ხარჯზე და ნაწილობრივ *f'*. ტუტეების მიხედვით საკმაოდ მკვეთრად იმიჯნება ნატრიუმისა და კალციუმის რიგები. განხილული ქანების რიცხვითი მახასიათებლების პარამეტრების საკმაოდ მნიშვნელოვანი მერყეობა განპირობებულია მათი მინერალური შედგენილობის ცვალებადობით.

ზოგიერთი ძარღვული ქანის საშუალო ქიმიური შედგენილობა და რიცხვითი მახასიათებლებია (I — ესექსიტ-დიაბაზი, II — ტეშენიტი, III — კრინანიტი):

ტიპი	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
I	50,07	1,58	15,25	3,37	6,21	0,14
II	45,52	2,07	16,08	4,18	6,37	0,27
III	44,38	1,98	15,46	3,27	10,17	0,26

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	5,97	9,94	3,87	1,45	2,16	—
II	4,85	8,34	4,63	2,09	4,92	0,68
III	7,27	9,24	3,31	0,90	3,48	0,28

### რიცხვითი მახასიათებლები

ტიპი	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
I	10,7	4,9	26,3	58,1	34,0	38,0	28,0	80,0
II	13,9	4,4	25,4	56,3	40,9	34,2	24,9	77,3
III	8,8	6,3	31,2	53,7	42,0	40,9	17,1	84,1

ამ ქანებში *b* პარამეტრის კლებასთან ერთად იზრდება *a* და მცირდება *c*. კერძოდ, კრინანიტთან შედარებით ტეშენიტში და ესექსიტ-დიაბაზში *b* და *c* პარამეტრების სიდიდე ნაკლებია. ქიმიური შედგენილობით ტეშენიტი უფრო ახლოსაა ესექსიტთან.

ქვემოთ მოგვყავს ზოგიერთი ფელდშპატიოდიანი მაფიტური ვულკანიტის საშუალო ქიმიური შედგენილობა და რიცხვითი მახასიათებლები (I — ტრაქიბაზალტი, II — ბაზანიტი, III — ლეიციტიანი ბაზალტი, IV — ლეიციტიტი, V — ნეფელინიანი ბაზალტი, VI — ნეფელინიტი, VII — მელილიტიანი ბაზალტი).

ტიპი	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
I	49,20	1,68	16,65	4,76	5,36	0,55
II	44,64	1,95	15,35	4,51	6,33	0,46
III	46,18	2,13	12,74	5,27	5,06	0,19
IV	46,90	1,22	16,33	4,22	4,14	0,11
V	39,87	1,50	15,58	6,71	6,43	0,21
VI	41,17	1,35	16,83	7,61	6,64	0,16
VII	35,72	4,78	9,56	5,41	6,55	—

ტიპი	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
I	4,43	7,74	4,54	3,19	1,30	0,60
II	7,92	9,28	3,54	2,67	2,18	0,57
III	8,36	8,16	2,36	6,18	2,60	0,77
IV	5,03	9,72	2,75	7,58	1,50	0,50
V	10,46	12,36	3,85	1,87	2,22	0,94
VI	3,72	10,12	6,45	2,49	2,42	1,04
VII	15,46	14,20	3,35	1,67	2,67	0,63

რიცხვითი მახასიათებლები

ტიპი	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
I	14,8	3,9	23,2	58,1	42,4	33,1	24,5	66,2
II	11,6	4,6	31,4	52,4	33,0	43,0	24,0	67,0
III	13,8	1,5	31,5	53,2	29,7	44,0	26,3	37,0
IV	17,1	2,5	25,6	54,8	29,5	33,5	37,0	35,5
V	10,9	3,4	40,3	45,4	29,0	43,0	28,0	75,6
VI	18,5	2,4	29,4	49,7	42,4	22,4	35,2	79,4
VII	9,0	1,4	48,6	41,0	20,5	49,7	29,8	75,0

განხილული ქანებისა და ინტრუზიული ტუტე გაბროიდების რიცხვითი მახასიათებლების შედარება მათ შესაბამისობას გვიჩვენებს. აქაც მკლავდება აგრეთვე a და b-ს მაღალი და c და s-ის დაბალი მნიშვნელობანი.

თავი VIII

მეტამორფული და მეტასომატური ქანთწარმოქმნა

მეტამორფიზმის სახეები

მეტამორფიზმის შემსწავლელი მეცნიერების ერთ-ერთი ძირითადი მიზანია იმ წამყვანი პროცესების დადგენა, რომლებიც მეტამორფული მინერალებისა და, საერთოდ, მეტამორფული ქანების წარმოშობას განაპირობებენ. აღსანიშნავია, რომ მკვლევართა შეხედულებებმა ამ პროცესების არსის შესახებ, დაწყებული უ. გრუბენმანით, პ. ნიგლითა და ვ. გოლდშმიდტით, უმნიშვნელო ცვლილება განიცადეს.

კატაკლასტური, ანუ დინამიკური მეტამორფიზმი. ამ სახის მეტამორფიზმი მიმდინარეობს დედამიწის ქერქის ზედა ფენებში ტექტონიკური

პროცესების ზეგავლენით, რაც იწვევს ქანმაშენი მინერალების მსხვრევასა და კატაკლაზს და ქანის სტრუქტურის რღვევას. ამ დროს ხდება მინერალთა კრისტალური მესრის დამახინჯება და მთლიანობის რღვევა (წყვეტები, გარდატეხა), სსლეტვის მრჩობლებისა და კატაკლასტურ-მარცვლოვანი აგრეგატების წარმოქმნა.

კატაკლასტურ ქანებს (დინამომეტამორფიტებს) მიეკუთვნება კაკირიტი, ტექტონიკური ბრექჩია, კატაკლაზიტი, მილონიტი, ფილონიტი, ბლასტომილონიტი, რომელიც დინამოთერმული მეტამორფიზმის პროდუქტია.

მეტამორფიზმის განსილული ტიპის წარმომადგენლად არ ჩაითვლება ისეთი კატაკლაზირებული ქანები, რომელთაც სხვა ტიპის მეტამორფიზმის ზეგავლენა განიცადეს. ასეთ შემთხვევაში მეტამორფიზმი ორმაგი სახელწოდებით უნდა აღინიშნოს (მაგალითად, დინამოთერმული). მეტამორფიზმის უკანასკნელი სახე იწვევს ქანთა მძლავრი წყებების პლასტიკურ დეფორმაციას. პალეოზოურა კრისტალური ფიქლებისა და მიგმატიტების პლასტიკური დეფორმაცია კავკასიონზე ზოგჯერ მიმდინარეობდა მალალტემპერატურული და ქიმიურად უაქტიური აღმავალი ხსნარების ზეგავლენით (ალოქიმიური რევიონული მეტამორფიზმი), რომლებიც მიგრაციის პროცესში იწვევდნენ ქანმაშენი მინერალების გარდაქმნას და ქანების დარბილებას. ამ პროცესის შედეგად ქანები იქნდნენ გარკვეულ დენადობას, იკეცებოდნენ წვრილ, უცნაური ფორმის ნაოკებად, ზოგან კი იმსხვრეოდნენ.

ფიქლოვანი ქანების შემთხვევაში შეტანილი და გარდაქმნილი რელიქტური მასალის ნარევის დიფერენციული მოძრაობა უფრო ინტენსიურად ხდება ფიქლოვანების სიბრტყეების გასწვრივ. ეს მოვლენა იწვევს სხვადასხვაგვარი ტექტონიკური სტრუქტურების წარმოქმნას.

თერმული, ანუ ტემპერატურული მეტამორფიზმი. მეტამორფიზმის ეს სახე ყველაზე ტიპურად მქლავდება ლავებთან (კაუსტიკური მეტამორფიზმი) და ჰიპაბისურ ინტრუზივებთან (კონტაქტური მეტამორფიზმი) კონტაქტში. აღსანიშნავია, რომ ფუძე და ულტრაფუძე ინტრუზივების უშუალო კონტაქტური ზეგავლენა მათ შემცველ ქანებზე ზოგჯერ სუსტია ან საერთოდ არ ვლინდება, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ზედნადებ პოსტმაგმურ პროცესებს, რომლებიც შესაბამისად ვლინდებიან როგორც შემცველ, ასევე თვით ინტრუზიულ ქანებში.

კონტაქტური მეტამორფიტებიდან ყველაზე გავრცელებული ქანია რქაულა, ანუ რქაქვა, თუმცა ის შეიძლება წარმოიშვას ინტრუზივებისაგან დამოუკიდებლადაც, სხვადასხვაგვარ დანალექ ქანებზე პოსტმაგმური აღმავალი ხსნარების ზეგავლენისა და მასალის შეტანის შედეგად. ამ ქანების ჩამოყალიბების ტემპერატურული ზღვარი სხვადასხვა მინერალურ ფაციესებს შეესაბამება.

ალბიტ-ქლორიტიანი ქანები — ადინოლები და მათი სტრუქტურული სახესხვაობანი (სპილოზიტები და დესმოზიტები), რომლებიც არგლიტებში და თიხაფიქლებში გვხვდებიან დიაბაზებთან კონტაქტში, ჩვეულებრივ ნატრიუმით მდიდარი პოსტმაგმური ხსნარების ზეგავლენით წარმოიშობიან. ასეთ შემთხვევებში თვით დიაბაზებიც განიცდიან ალბიტოზაციას და ქლორიტიზაციას. ეს პროცესი, როგორც ჩანს, მსგავსია ვულკანოგენურ გეოსინკლინებში მიმდინარე სპლიტიზაციისა, რომელსაც ცალკეულ შემთხვევებში თახ სდევს გაკვარება და მაგმური ქანების მსგავსი კვარციანი გაბროს, კვარციანი დიაბაზის, კვარციანი დიორიტის, კვარციანი პორფირიტისა და კვარციანი ალბიტოფირის წარმოშობა (გ. ზარიძე, 1961).

ინტენსიური კონტაქტური მეტამორფიზმი. რომელიც ზოგჯერ მეტასომატურ ხასიათს ატარებს, დაკავშირებულია კაემჟავა, საშუალო კაემჟავა და ტუტე ინტრუზივებთან, რომლებიც ხშირად აგრეთვე მეტასომატური პროცესების შედეგად წარმოიშობიან. ასეთ შემთხვევებში „ეგზოკონტაქტური ქანები“ ანუ „კონტაქტური შარავანდელის (ორეოლის) ქანები“, „ინტრუზიულ“ ქანებთან შედარებით სუსტად შეცვლილი წარმონაქმნებია, ე. ი. „ინტრუზივი“ თითქოს მეტამორფიზმის ზურგის, ხოლო „კონტაქტური შარავანდელი“ (ორეოლი) — მეტამორფიზმის მოწინავე ზონაა (დ. კორეინსკი, 1955).

თუ მეტასომატური გრანიტოიდული მასივის გაშიშვლებულ ნაწილში გადასვლა შემცველი ქანებიდან გრანიტოიდებში თანდათანობითია, უნდა ვიფიქროთ, რომ შემცველი ქანების გრანიტოიდებად გარდაქმნა მიმდინარეობდა ყველა აუცილებელი სტადიის გავლით და პროცესი დამთავრდა ქანთა წინამორბედი გარდაქმნების ფრონტალური ნაწილის (ზონის) წინ; მაგრამ თუ საზღვარი „კონტაქტურ შარავანდელსა“ და გრანიტოიდების მასივს შორის მკვეთრია, მაშინ უნდა ვიფიქროთ, რომ გრანიტ-ან სიენიტწარმოქმნის შემდგომი სტადიები მთლიანად მოიცავენ ქანებს, რომლებიც მინერალური გარდაქმნების წინამორბედ, ანუ მოსამზადებელ სტადიებში გაჩნდნენ.

განხილულ მაგალითში „კონტაქტური შარავანდელი“ და „ინტრუზივი“ მეტასომატური ზონალობის სხვადასხვა სახეებია. პირველ შემთხვევაში საზღვარი ზონებს შორის თანდათანობითია. მეორეში — მკვეთრი.

მეტასომატური „ზონალობა“ შესაძლოა დაირღვეს შემდეგი მიზეზებით: 1) ნივთიერების შეტანის სტადიური ხასიათის გამო, როდესაც სხვადასხვა თანამიმდევრულ სტადიებში აღმავალი ხსნარების ინტენსივობა და შედგენილობა მკვეთრად იცვლება; 2) მეტასომატური პროცესის უზნობრივი განვითარების გამო, რაც გამოიხატება ხსნარების სვეტისებრ გავრცელებაში და იწვევს სხვადასხვა ელემენტური კერიდან გამოსული ტალღების (ფრონტების) გადახურვას,

თუ ისინი შემდგომში არ ნიველირდებიან მეტამორფიზმის სხვა უფრო მძალდერი ტალღით.

**ავტომეტამორფიზმი (ავტომეტასომატიზმი).** ყველა სახის მინერალოზაციური პროცესის (მეტასომატური მინერალ- და ქანწარმოქმნის, მადანმინერალიზაციური პროცესების და სხვ.) წინამორბედი, ჩვეულებრივ, მაგმური პროცესია (ეფუზური და მისი თანმხლები სინქრონული ინტრუზიული) (გ. ზარიძე, 1963, 1965). გამოხატულია ისეთი ზედნადები პროცესები, რომლებიც მაგმური პროცესისაგან დროის დიდი ინტერვალით არიან გათიშულნი.

ავტომეტამორფიზმს (ავტომეტასომატიზმს) მიაკუთვნებენ პერიდოტიტების სერპენტინიზაციას (სერპენტინიტები), პიროქსენიტების ამფიბოლიზაციას (პორნბლენდიტები), ბაზალტური პორფირიტებისა და დიაბაზების ალბიტიზაციას (სპილიტები), დიაბაზებისა და გაბროს ცეოლიტიზაციას და ანალციმიზაციას (ტეშენიტური ქანები), ამავე ქანების ქლორიტიზაციას და ამფიბოლიზაციას (ქლორიტული და ურალიტური დიაბაზები) და სხვ.

დ. კორჟინსკი (1955) აღნიშნავს, რომ ავტომეტასომატური მოვლენები, უთუოდ, პოსტმაგმურ პროცესებს მიეკუთვნება, ვინაიდან გვხვდება ყველაზე აქტიური მასივების ქანებში... მეტასომატური პოსტმაგმური მოვლენები მასივების კონტაქტურ „შარავანდედში“ (ორეოლში) საესებით ანალოგიურია ავტომეტასომატური პროცესებისა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ჩანაცვლებული ქანების საწყისი შედგენილობის შესაძლებელ განსხვავებებს“ (გვ. 381—382). „ფუძე ქანების ინტრუზივებსა და ეფუზივებში ძალიან ხშირად მკლავნდება ზედნადები მეტამორფული და მეტასომატური პროცესები, თუმცა მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი შედარებით გვიანი გრანიტოიდული მასივების ზემოქმედებასთანაა დაკავშირებული; საკუთრივ ავტომეტასომატური მოვლენების სრულიად სარწმუნო გამოყოფა, ჩვეულებრივ არ ხერხდება“ (იგივე, გვ. 334).

იგივე ავტორი ავტომეტამორფიზმს (ავტომეტასომატიზმს) მიაკუთვნებს მკავე პლაგიოკლაზის ჩანაცვლებას კალიუმშპატიტით, როდესაც თავისებური ანტიპერტიტები ჩნდება და, პირიქით, კალიუმშპატიტის მკავე პლაგიოკლაზით ჩანაცვლებას მირმეკიტების წარმოქმნით. ადრეული ავტომეტასომატური პროცესის მაგალითად იგი ასახელებს მაგნეზიურ მეტასომატოზს, რომელიც ბიოტიტიზაციისა და ამფიბოლიზაციის სახით ვლინდება; აგრეთვე გაბროიდეში კლინოპიროქსენის ურალიტიზაციას, რომელიც მისი აზრით ხორციელდება კლინოპიროქსენის პლაგიოკლაზთან და მაგნეტიტთან რეაქციის შედეგად მაგნიუმის შეტანით, და შემდგომ პლაგიოკლაზის სკაპოლიტიზაციას. გრადა ამისა, იგი ავტომეტასომატურად თვლის ჰიპერბაზიტების სერპენტინიზაციას, რასაც

ზოგი სხვა მკვლევარი გრანიტოიდების პოსტმაგმურ ხსნარებს უკავშირებს. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ დ. კორჟინსკი (1962) სპილიტიზაციის შესახებ, რომელიც ყველაზე უფრო ტიპურ ავტომეტასომატურ პროცესად ითვლებოდა, წერს, რომ იგი ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტურ ქანებში მიმდინარეობს „დანაოკების განვითარების საწყის სტადიებში“. ამგვარი აზრი უფრო ადრეც იყო გამოთქმული (გ. ზარიძე, 1961, გვ. 159—160, 196).

ავტომეტამორფული პროცესების რიცხვს შეიძლება მივაკუთვნოთ აგრეთვე რკინამაგნეზიური მინერალების ეპიდოტიზაცია და ქლორიტიზაცია, მადნეული მინერალის გამოყოფით და სხვ.

**რეგიონული და ლოკალური მეტამორფიზმი.** გავრცელებულია აზრი იმის შესახებ, რომ გეოსინკლინური აუზების (ტროგების) დაძირვისას ნალექდაგროვებისა და ინტენსიური ეულკანიზმის სტადიაში მიმდინარეობს მეტამორფიზაციის პროცესი, რომელიც გამოწვეულია მაღალი ტემპერატურისა და ლითოსტატური წნევის ერთდროული ზემოქმედებით. მეტამორფიზმის ამ სახეს, რომელიც ჯერ კიდევ მეტამორფიზმის შესახებ სწავლების განვითარების გარიჟრაჟზე გამოიყო. უწოდებენ „რეგიონულ მეტამორფიზმს“. „დატვირთვიან მეტამორფიზმს“. „გეოთერმულ მეტამორფიზმს“ და სხვ. მსგავსი მეტამორფიზმის უკიდურესი სახეა დაძირვის მეტამორფიზმი, ანუ ულტრამეტამორფიზმი (ანატექსისი).

თანამედროვე შეხედულებათა თანახმად, პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმი ხორციელდება ნაოქა დეფორმაციების დროს (ნ. სემენენკო, 1955: ა. მარაკუშევი, 1973: I. Sutton, 1965: I. Aubouin, 1965; A. Miyashiro, 1961: 1972 და სხვ.). აღნიშნავენ, რომ მეტამორფიზმი დაკავშირებულა არა გეოსინკლინის დაძირვასთან, როგორც ადრე ფიქრობდნენ, არამედ მის ოროგენულ დეფორმაციასთან და, რომ გეოსინკლინის ტექტონიკურისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის თეორია მოძველდა. თანამედროვე ტექტონიკური ჰიპოთეზები, კერძოდ, ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის ჰიპოთეზა გულისხმობს პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმის განხორციელებას გეოსინკლინის დეფორმაციის პერიოდში.

მაღალტემპერატურული რეგიონული მეტამორფიზმი მიმდინარეობს ოროგენულ სარტყლებში ლითოსფეროს ფილების კიდებებზე, რომლებიც კონვერგენციას განიცდიან და უკავშირდება არა საერთოდ დაძირვას, არამედ დაძირვის ისეთ უბნებს, რომლებიც შემდგომში დეფორმაციას (დანაოკებას) განიცდიან, ე. ი. მეტამორფიზმი აზვეებასთანაა დაკავშირებული. მაღალი წნევის რეგიონული მეტამორფიზმი მიმდინარეობს დაბალტემპერატურულ პირობებში და ოკეანური ქერქის გადაადგილების შედეგია ბენიოფის ზონის გასწვრივ (W.

Hamilton, 1969, A. Miyashiro, 1972). რაც შეეხება ოკეანეების ფსკერის მეტამორფიზმს, ის მხოლოდ ოკეანური ქედების ქვეშ განლაგებულ უბნებში ვლინდება (A. Miyashiro, 1961, 1972, 1973 და სხვ.). ოკეანურ ქერქში მეტამორფიტების არსებობა აიხსნება სპრედიტით, ე. ი. ქერქის გადაადგილებით ოკეანური ქედებისაგან ლატერალური მიმართულებით.

1953 წელს პირველად გამოითქვა აზრი, რომ კავკასიონზე მაღალი საფეხურის პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესები ხორციელდება გეოსინკლინების ნაოქა დეფორმაციების სტადიაზე (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1953<sub>1</sub>, 1953<sub>2</sub>). დაბალი წნევის მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმის ყველაზე ინტენსიური გამოვლენისას ფორმირდება კალიუმით ღარიბი გრანიტოიდები. გეოსინკლინების დაღმავალი მოძრაობის პერიოდში შესაძლებელია მეტამორფიზმი მწვანე ფიქლების ფაციესის ფარგლებში. კალიუმით მდიდარი (კალიუმშპატიანი), უფრო დაბალტემპერატურული გრანიტოიდები (გრანოდიორიტები, გრანიტები და სხვ.) წარმოიშობიან დეფორმაციის გვიან სტადიაზე, ჩვეულებრივ, მეტასომატური გზით. ერთდროულად მიმდინარეობს რეგრესული რეგიონული მეტამორფიზმი; ამ პროცესის განმაპირობებელმა აღმავალმა ხსნარებმა დატოვეს თავისი კვალი სხვადასხვა ზომისა და სიმძლავრის ინეცირებული წარმონაქმნების სახით, რომლებიც წარმოდგენილია კვარცის, მჟავე პლაგიოკლასისა და მაღალმოწესრიგებული კალიუმშპატის სახით.

კრისტალური ფიქლების (მონაცვლეობენ მიგმატიტებთან, ზოგჯერ მიკროგრანიტებთან) ფიქლონების სიბრტყეების ორიენტირების აზიმუტის მრავალრიცხოვანმა გაზომვებმა (სტრუქტურული ანალიზი) გამოავლინეს საწყისი გეოსინკლინების ნაოქა და რღვევითი სტრუქტურების მემკვიდრეობითობა, რაც იმის დამადასტურებელია, რომ რეგრესული რეგიონული მეტამორფიზმის დაწყებამდე რეგიონულად მეტამორფიზებული საწყისი ქანები ინტენსიურად იყო დეფორმირებული (ნახ. 72).

ამრიგად, რეგიონული და ლოკალური მეტამორფიზმი ხორციელდება არა ევგეოსინკლინების დაღმავალი მოძრაობისას, როდესაც ნალექდაგროვება და ფუქე მაგმის წყალქვეშა ამოფრქვევა მიმდინარეობს, არამედ დანაოქების პროცესების პერიოდში. მეტამორფიზმის ინტენსივობა დამოკიდებულია ტემპერატურაზე, ტექტონიკურ დაძაბულობასა და კვროვანი წარმოშობის პოსტვულკანური აღმავალი ხსნარების მასშტაბებზე.

ა. მარაკუშევისა და ლ. პერჩუკის მონაცემებით, მაგმის ლლობა და მანტიური სუბსტრატის მეტამორფული გარდაქმნები განპირობებულია სიღრმული ტექტოგენიზით, რომელიც იწვევს წნევის დაწვეას და აღდგენილი ფლუიდური ნაკადების ჩასახვას; უკანასკნელი



აღმავალი მოძრაობისას იქანგებიან და გამოყოფენ მაგმატიზმის, მეტამორფიზმისა და მეტასომატიზმის პროცესების განვითარებისათვის აუცილებელ ენერგიას. ფლუიდების გენერაცია დაკავშირებულია მეტალიზაციის რეაქციებთან, რომლებიც ღრმა გეოსფეროებში მიმდინარეობენ კარბიდებს, ჰიდრიდებს, სულფიდებსა და მეტალთა ქანებს შორის აირული ფაზის გამოთავისუფლებით. ამას ხელს უწყობს წნევის დაწევა მყარ ფაზებზე.

დანალექი და დანალექ-ვულკანოგენური წყებების ქანთა ხაზზე გაჩენილი მასიური გრანიტოიდების არსებობა გამოწვეულია ამ წყებების ინტენსიური მეტასომატური გარდაქმნით და არა ცალმხრივად მიმართული წნევის სუსტი გამოვლინებით ან სრული არარსებობით (ნ. ელისევი, 1959, გვ. 79). ტექტონიკურად აზევეზულ რაიონებში ფიქლოვნება შესაძლებელია თანდათანობით წაიშალოს ჰორიზონტალური მიმართულებითაც, რაც კარგად ჩანს ჩრდილოეთ კავკასიაში მდ. ბაქსანის მიგმატიტების, გენისებისა და გრანიტოიდების მაგალითზე; აქ მეტასომატური გრანიტოიდების ფიქლოვნება მეკვიდრეობითაა მიღებული საწყისი დანალექი ან ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებიდან (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959). კავკასიონზე მეტასომატური პროცესების საწყისი სტადიები პალეოზიურში ყველგან არ მიმდინარეობდა, შემდეგ კი მეტასომატიზმმა მოიცვა მთელი გეოსინკლინი.

მეტასომატური გრანიტიზაცია და გრანიტული მაგმის გენერაცია მიმდინარეობს რეგიონული მეტამორფიზმის მერე. შემდეგ, განსაზღვრულ მომდევნო სტადიაში ხდება პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული მეტამორფიზმი, რომელსაც ლოკალური ხასიათი აქვს.

ზოგ ადგილებში მეტამორფული ქანების შესამჩნევი ზონალური განლაგება განისაზღვრება იმ აღმავალი ფლუიდების რაოდენობით და ქიმიური აქტივობით, რომლებიც მათი ინტენსიური მოდენის წყაროდან ტალღისებურად ვრცელდებიან (მეტასომატური ზონალობა დ. კორჟინსკის მიხედვით, 1955). ხშირად ზონალობა მეტამორფულ კომპლექსებში ხორციელდება დიაფტორეზის სტადიაში.

დაბალტემპერატურული რეგიონული მეტამორფიზმის დამახასიათებელი პროცესი პროპილიტიზაცია და სპილიტიზაციაა.

დ. კორჟინსკი (1955, გვ. 436), ითვლისწინებს რა ფ. რიხტჰოფენისა (1968) და რ. კოტისის (1940) განსაზღვრას, პროპილიტიზაცია და სპილიტიზაცია განმარტავს როგორც სხვადასხვა ასაკის ვულკანოგენური წყებების მწვანე ქვის შეცვლას, რაც გამოწვეულია მოცემულ ვულკანიზმთან დაკავშირებული პოსტმაგმური ხსნარებით და არა ზედნადები, უფრო გვიანდელი მეტამორფიზმით. ეს შეცვლები მიმდინარეობენ მცირე სიღრმეებზე, საშუალო და მკავე შედგენილობის მაგმის კერების ვულკანური მოქმედების შეწყვეტისა და დანაოქების პერიოდში მცირე ინ-

ტრუზივების შექრის შემდეგ. აღმავალი ხსნარები იწვევენ როგორც ვულკანოგენური წყების, ასევე მცირე ინტრუზივების პროპილიტიზაციას. პროპილიტიზაციისათვის დამახასიათებელია ადულარიზაცია. რომელსაც თან ახლავს ცეოლითების, ანჰიდრიტის, ალუნიტისა და სხვ. წარმოშობა; იგი განსხვავდება ორთოკლაზიზაციისაგან, რომელიც დიდ სიღრმეებზე ხორციელდება. პროპილიტიზაცია უფრო მეტადაა დამახასიათებელი ჰიპაბისური და სუბველკანური სხეულებისათვის, ვიდრე თვით ვულკანურისათვის.

კავკასიონზე ჩატარებულმა კვლევებმა (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959; გ. ზარიძე, 1961) დადასტურეს განხილული პროცესის პოსტმაგმური მეტასომატური ხასიათი და მისი განვითარება გეოსინკლინებში (ხშირად ვულკანოგენურში). კავკასიონზე ეს პროცესი ჩვეულებრივ განვითარებულია მეზოკაინოზოურ, უფრო იშვიათად პალეოზოურ ვულკანოგენურ გეოსინკლინებში, იმ შემთხვევებში, როდესაც მათში მსხვილი ბათოლითური მეტასომატური გრანიტოიდების ნაცვლად განლაგებულია შედარებით მცირე ზომის გრანიტოიდული შედგენილობის სხეულები.

ვულკანოგენური გეოსინკლინების დაძირვა, რომელთაც შემდგომში განხილული ტიპის მეტამორფიზმი განუტლიათ, მნიშვნელოვანი არ იყო. დ. კორჟინსკის აზრით, პროპილიტიზაცია მიმდინარეობდა აღმავალი მოძრაობების (დანაოქების) პერიოდში, ე. ი. უფრო ნაკლები სიღრმეების პირობებში, ვიდრე დაძირვის სტადიას შეესაბამება.

ა დ უ ლ ა რ ი ზ ა ც ი ა, რომელიც ლოკალურ მეტამორფიზმს მიეკუთვნება, მიმდინარეობს აღმავალი ხსნარების მიერ უპირატესად კალიუმის შეტანის შედეგად პროცესის გარკვეულ სტადიაში. როგორც ჩანს, არ არსებობს საფუძველი ეს ხსნარები დავეუკავშიროთ ცალკეულ ინტრუზივებს (დ. კორჟინსკი, 1955, გვ. 497) და სიღრმეში წარმოშობილ გრანიტოიდულ სხეულებს, ვინაიდან, როგორც უამრავი მაგალითი გვიჩვენებს, ადრეოროგენული ინტრუზივების უმეტესი ნაწილი განლაგებულია იმ წყებებში. რომელთა განვითარებასაც უკავშირდებიან ისინი გეოლოგიურად და ამ წყებათა სუბსტრატში.

დ. კორჟინსკის აზრი (1955, გვ. 440) იმის შესახებ, რომ „პროპილიტიზაციის გამოწვევით ხსნარებს გამოყოფენ არა გრანიტები, როგორც მეორეული კვარციტების წარმოშობისას, არამედ გრანოლიტოიტის ტიპის უპირატესად უფრო ფუძე მაგმები“, მოითხოვს დაზუსტებას იმ შემთხვევებისათვის, როდესაც გრანოლიტოიტები თვით წარმოადგენენ გაბროიდებზე ხსნარების მეტასომატური ზემოქმედების პროდუქტს.

ლოკალური მეტამორფიზმის სხვა სახეების პროდუქტებიდან აღსანიშნავია კვარც-სერიციტიანი ქანები, ე. წ. მეორეული კვარციტები,

ან სხვაგვარად, გაკვარცებული ქანები. დ. კორჟინსკის მიხედვით, ისინი ვითარდებიან გრანიტოიდების სუბველკანური ინტრუზივებისა და მათი პორფირული სახესხვაობების კონტაქტების გასწვრივ. გამოიტუტებიან როგორც ამ ინტრუზივების კიდურა ნაწილები, ასევე შემცველი ქანები, უპირატესად ტუფები და ნაწილობრივ მყავე და იშვიათად საშუალო შედგენილობის ეფუზური სხეულები. თიხიანი მინერალებიდან აქ წარმოიშობა დიკიტი, კაოლინიტი, ბეიდელიტ-მონტმორილონიტის ჯგუფის მინერალები და სხვ. დ. კორჟინსკის მიხედვით, ეს პროცესი მცირე სიღრმეებზე ვითარდება და სულფატარულ სტადიას მიეკუთვნება.

კავკასიაში მსგავსი პროცესები ჰიდროთერმულ მოქმედებას უკავშირდებიან და აქტივიზაციას განიცდიან ვულკანური პროცესის სრული შეწყვეტის შემდეგ; ეს მოვლენა კარგად ჩანს სამხრეთ საქართველოს ზედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებაში. ზედნადებ გაკვარცებასა და გატუტიანებას, რაც კოლჩედანურ მადანგამოლექვას უსწრებს, განიცდის როგორც ხსენებული წყება, ასევე სუბველკანური სხეულებიც, რის გამოც ფუძე და საშუალო შედგენილობის ვულკანური ქანები გარდაიქმნებიან კვარციან პორფირიტებად (იხ. ნახ. 34, 35) რომელთაც პირველადი ეფუზური სახე აქვთ (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959).

გაკვარცება, პლაგიოკლაზის ალბიტიზაცია, სერიციტიზაცია, ქლორიტიზაცია და სხვა პროცესები მიმდინარეობენ მეტასომატური გზით. ახლადწარმოქმნილ მინერალთა მრავალფეროვნება განპირობებულია შემცველი ქანების შედგენილობით, ჰიდროთერმული ხსნარების ხასიათით და აგრეთვე ტემპერატურული პირობებით.

სამხრეთ საქართველოს ზედაცარცული ვულკანოგენების შედგენილობის თავისებურების გამო თიხიანი მინერალები იქ არ გამოიყოფოდა. წვრილ ძარღვებში გამოილექა ვულკანური ქანების მინერალთა დაშლის პროდუქტები — ქლორიტი, კალციტი, ეპიდოტი, პირიტი, მაგნეტიტი, პემატიტი და სხვ. შემჩნეულია შეტანილი კვარცის უამრავი ძარღვაკი.

ხსნარების უშუალო კავშირი სუბველკანურ ინტრუზივებთან არც ერთ შემთხვევაში არ გლინდება. ისინი მოემართებოდნენ სიღრმიდან და ზემოქმედებას ახდენდნენ როგორც ინტრუზიულ სხეულებზე, ასევე მათ შემცველ ქანებზეც. ეს განსაკუთრებით ნათლად ჩანს, როდესაც სუბველკანური ინტრუზივები ფუძე შედგენილობისაა და შემცველ ქანებთან ერთად განუცლიათ კაიან-ტუტე ხსნარების ზემოქმედება. საკმაოდ დამახასიათებელია ხსნარების მეტად ინტენსიური გაჟონვა სუბველკანურ ინტრუზიულ სხეულებში და მათ კონტაქტურ ზედაპირებზე, რაც მათ შემცველ ქანებზე უშუალო კონტაქტური ზემოქმედების შთაბეჭდილებას ქმნის. აღნიშნული დაკვირვება ეთანხმება ვ. ლოგინოვის მოსაზრებას (1951 წ.) იმის შესახებ, რომ სერიციტიანი კვარციტების ზონები და კოლჩედანური ბუდობები უკავშირდებიან ალბიტოფირების მეტამორფიზებული დაიკების კონტაქ-

ტებს. დაიკები მადნიანი ხსნარების გამტარების როლს თამაშობენ. მოცემულ შემთხვევაში ალბიტოფირები, როგორც ჩანს, თვით ამ ხსნარების ადრეული ზემოქმედების პროდუქტებია.

ქმსგავსი პროცესების ზედნადები ხასიათი კარგად ჩანს აშშ-ის დასავლეთ შტატების სამთამადნო რაიონში სულფატარული არგილიტიზაციის მაგალითზე. აქ შემცველი ქანების შეცვლა და შესაბამისი მეტასომატური ზონალობა ვლინდება კვარციანი ძარღვების მიმართ, რომლებიც უკავშირდებიან მონკონიტებს; როგორც ჩანს, ამ უქანასკნელთ პიბრიდული ან უფრო მეტად, მეტასომატური გენეზისი აქვთ.

სამხრეთ საქართველოს ზედაცარტულ ვულკანოგენურ ქანებზე ჰიდროთერმული, უპირატესად კაჟმეჟვა ხსნარების ზემოქმედების შედეგად თავისუფლდება აგრეთვე მაგნიუმი, რომელიც იხარჯება ქლორიტის, ქლორ-სერპენტინის და სერპენტინის წარმოსაქმნელად. გამოთავისუფლებული რკინა დასაბამს აძლევს მადნეულ მინერალებს — მაგნეტიტს. ჰემატიტს და სხვ., რომლებიც ზოგჯერ საკმაოდ დიდი რაოდენობითაა: ისინი ქანებში გვხვდებიან ცალკეული მარცვლების, გროვებისა (კვარცთან ერთად) და ძარღვაკების სახით. არის შემთხვევები, როდესაც ქანი გაკვარცებასთან ერთად ძლიერ ჰემატიტიზებულია. ჰემატიტის გადალექვისა და კონცენტრაციის შედეგად სოფ. ფოლადაურის მიდამოებში ჰემატიტის საბადო წარმოიშვა. ყოველივე ეს ეთანხმება დ. კორჟინსკის აზრს (1955, გვ. 426), რომ რკინით მდიდარი ქანების წარმოქმნა განხილული უნდა იქნეს როგორც გადაადგილებული ინერტული კომპონენტებით გამდიდრების შემთხვევა ხსნარის მკავიანობის შემცირებისას.

დაბალტემპერატურული მეტამორფული (მეტასომატური) პროცესებიდან ერთ-ერთი მნიშვნელოვანია სპილიტიზაცია, რომლის შედეგადაც სპილიტები წარმოიშობა. აზრი ამ ქანების და ხშირად მათთან ასოციაციაში მყოფი კერატოფირების წარმოშობის შესახებ უშუალოდ შესაბამისი შედგენილობის ამოფრქვეული მაგმიდან გამართლებული არაა, ვინაიდან ზოგიერთი სპილიტის ძირითადი მასის მინა ფუძე შედგენილობისაა; სპილიტებთან ასოციაციაში, მათი გავრცელების ბევრ რაიონში, ხშირად ერთსა და იმავე ლავურ სხეულში გვხვდება ნორმალური კირ-ტუტე ქანები — დიაბაზები, პორფირიტები, ტოლიტ-ბაზალტები და სხვ; სპილიტის ერთსა და იმავე თლილში მთლიანად გაალბიტებული პლაგიოკლაზის (ალბიტის) გვერდით საწყისი ქანის სხვადასხვა ხარისხით გაალბიტებული პლაგიოკლაზიც შეინიშნება და ა. შ.

წარმოდგენა უწყვეტად მიმდინარე რეაქციების შესახებ ამოფრქვეული მაგმიდან გამოკრისტალბულ პლაგიოკლაზსა და მდნარს შორის, თავისუფალი დიფუზიის პირობებში ანორთიტული შემადგენლის

შემცირების მიმართულებით, ნაკლებად სარწმუნოა ზღვის ფსკერზე ამოფრქვეული მაგმის სწრაფი გაცივების გამო, რაც გამოირიცხავს ქიმიური რეაქციების შესაძლებლობას გამოყოფილ კრისტალებსა და მდნარს შორის. გარდა ამისა, ამა თუ იმ მინერალის ინტრატელურული კრისტალიზაციისას დელამიწის ზედაპირისაკენ მდნარის სწრაფი მოძრაობის პირობებში, ძნელი წარმოსადგენია ქიმიური რეაქციების დაშვება მინერალსა და იმავე მდნარს შორის; ამგვარი ქიმიური რეაქციებისათვის, როგორც ჩანს, აუცილებელია მდნარის შედგენილობის არსებითი შეცვლა.

ტრანსვაპორიზაციის ჰიპოთეზა არ ხსნის ფაქტს იმის შესახებ, რომ საწყისი ვულკანიტები განიცდიან არა მარტო მათ შედგენილობაში მონაწილე ფუძე პლაგიოკლასის ალბიტიზაციას, არამედ ხშირად გაკვარცხას, კალიშპატიზაციასა და სხვა სტადიურად მიმდინარე ზედნადები პროცესების ზემოქმედებასაც. ტრანსვაპორიზაციის საწინააღმდეგოდ მეტყველებს აგრეთვე სუბველკანური (დაიკური) სპილიტების არსებობა და მათი განვითარება ჩვეულებრივ ვულკანოგენური წყებების ქვედა, იშვიათად ზედა ჰორიზონტებში. ტრანსვაპორიზაციას გამოირიცხავს აგრეთვე სპილიტების არარსებობა თანამედროვე ოკეანეების ფსკერზე.

სპილიტების შემცველი მწვანე ქვის ფორმაციის დამახასიათებელი თავისებურებაა ალბიტიზაცია — ნატრიუმისანი მეტასომატიზმი. ეს პროცესი მეტად ინტენსიურია ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების ქვედა ჰორიზონტებში; ზედა ჰორიზონტებსა და განფენებში იშვიათად შემჩნევა.

ერთსა და იმავე განფენში, პიროკლასტოლითების დასტაში, თლილ-შიაც კი, მთლიანად გაალბიტებული საწყისი პლაგიოკლასის (ალბიტის) გვერდით გვხვდება სხვადასხვა ხარისხით გაალბიტებული ან სრულიად შეუცვლელი ფუძე პლაგიოკლასი. ეს მოვლენა მიგვითითებს ნატრიუმისანი მეტასომატიზმის, რომელსაც მკაცრად შერჩევითი ხასიათი აქვს, არათანაბარ განვითარებაზე. ქანის მინისებრი ბაზისი თითქმის ყოველთვის გაქლორობებულია და მასში მადნეული მინერალია გამოყოფილი. კაჟიანი მეტასომატიზმის განვითარებისას გაქლორობებული ძირითადი მასა სუსტად გაკვარცდება. ამ ფორმაციის ქანების მონოკლინური პიროქსენი, რომელიც უფრო ხშირად ავგიტის სახით გვხვდება, უმეტეს შემთხვევაში საღი რჩება; იშვიათად იგი განიცდის დისოციაციას და გადადის ამფიბოლში, ან უშუალოდ ქლორიტში. ცნობილია ბიოტიტის წარმოშობის შემთხვევები რქატყუარას ხარჯზე.

სპილიტებისაგან განსხვავებით, კერატოფირები, რომლებიც განხილულ ფორმაციას პირველად უელსმა მიაკუთვნა 1923 წ., ჩვეულებრივ,

განვითარებულია ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების ზედა პორიზონტებში. ისინი ხშირად განლაგებულია გეოსინკლინების აწეულ და ტრანსგრესიით გადაფარულ პერიფერიულ ნაწილებში სპილიტებისაგან განსხვავებით, რომელთაც ყოველთვის ყველაზე დაძირული უბნები უჭირავთ; მაგალითად, კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდზე.

ზოგი კერატოფირის მეტასომატური გზით წარმოშობის შესაძლებლობაზე მიგვითითებს მათში მეორეული კვარცის, ქაღარაკული ალბიტის, კალიუმშპატის შემცველობა; უქანასკნელი ალბიტის კრისტალებსა და მიკროლიტებს და აგრეთვე ძირითადი მასის სფეროლიტებს ანაცვლებს.

სიღრმიდან ამოსულ ხსნარებთან დაკავშირებული გარდაქმნის პროცესები მიმდინარეობდნენ მხოლოდ ვულკანიზმის სრული შეწყვეტის შემდეგ. ამაზე მიუთითებს ერთი და იმავე პროცესების კვალი ლავებში და პიროკლასტოლიტებში, ვულკანოგენურ-დანალექი წყების ყველა პორიზონტზე. ჩვეულებრივ, ეს პროცესები დგინდება ნატრიუმისანი, კაჟიანი, ზოგჯერ კალიუმისანი მეტასომატოზის ერთი, ნათლად გამოხატული სტადიის მიხედვით. პიროკლასტოლიტების შემაცემენტებელი ნივთიერება იმავე გარდაქმნებს განიცდის, რასაც ლავური სხეულებისა და ვულკანიტების ნატეხების ძირითადი მასა.

ამრიგად, ანდეზიტური და ბაზალტური ლავური სხეულებისა და მათი პიროკლასტოლიტების სპილიტიზაცია ხდება ერთდროულად და მკვეთრი შერჩევით, მეტასომატური კოლჩედანური მადანგამოლექვისა და პიროკლასტოლიტების ნატეხების კოლჩედანიზაციის ანალოგიურად. უქანასკნელი პროცესი ხდება ოდნავ გვიან, ვიდრე სპილიტიზაცია. საერთოდ, ყველა აღნიშნული პროცესი ვულკანოგენური გეოანტიკლინის ფორმირების ემბრიონულ სტადიას უკავშირდება. ზოგიერთი კოლჩედანური საბადოს კავშირი დანაოკუბასთან დასტურდება მათი განლაგებით ანტიკლინურ სტრუქტურებში და მათში გამადნებისწინა და მადნისშიდა ტექტონიკური ბრეჭილების არსებობით.

ჩრდილოეთ კავკასიის ქვედა- და შუაიურული ვულკანოგენურ-ქვიშიან-თიხაფიქლიანი (ასპიდური ფიქლების) ფორმაციის ქანების კვლევაჰ გვიჩვენა, რომ მათში შედის დაბალტემპერატურული მოწესრიგებული ალბიტი. დასაშვებია, რომ მდნარის სწრაფი გაცივების შედეგად განფენებში, განსაკუთრებით მათ კიდურა ნაწილებში, უნდა გამოკრისტალებულიყო მოუწესრიგებელი მაღალტემპერატურული ალბიტი. გადახრები ზედნადები მეტამორფული პროცესებით აიხსნება. ამ შემთხვევებში ნატრიუმისშემცველი ხსნარები უფრო თავისუფლად მოძრაობდნენ განფენების კონტაქტის ზედაპირების გასწვრივ და ახდენდნენ საწყისი მოუწესრიგებელი პლაგიოკლაზის მეტასომატურ გარდაქმნას მოწესრიგებულ ალბიტად. მსგავს გარდაქმნებს საკმაოდ მნიშვნელოვანი დრო სჭირდება

და ამიტომ ვერ ჩავთვლით ავტომეტასომატურ პროცესებად, როგორც ამას ფიქრობს ზოგიერთი მკვლევარი.

განხილული ფორმაციებისათვის დამახასიათებელი და მწვანე ფიქლებისა და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესების პირობებში მიმდინარე მეტამორფული პროცესები, ბუნებრივია, მოიცავენ არა მარტო ეულკანიტებს, არამედ ტერიგენულ წარმონაქმნებსაც.

გრეიზენიზაციის პნევმატოლიტურ-ჰიდროთერმული გზით მიმდინარე ლოკალური მეტამორფიზმია (მეტასომატიზმი). ამ პროცესის შედეგად, როგორც ცნობილია, ხდება მინდვრის შპატის ჩანაცვლება კვარცით და ლითიუმიანი ქარსით ან მუსკოვიტით. ამ დროს წარმოიშობა ტოპაზი, ბიოტიტი, ტურმალინი, ბიგრილი (ბერილი) და მადნეული მინერალები — კასიტერიტი, ვოლფრამიტი, მოლიბდენიტი. პროცესის ტემპერატურული პირობები ჩვეულებრივ 400—250°C, ცალკეულ შემთხვევებში 700°C-მდე, სიღრმე 2—5 კმ.

გრეიზენიზაცია ხშირად შეიმჩნევა კალის საბადოებში, რომლებიც კვარც-კასიტერიტიან მადნიან ფორმაციას მიეკუთვნებიან. გრეიზენებისა და მადნიანი სხეულების მინერალურ შედგენილობათა მსგავსება მადანწარმოქმნისა და გრეიზენიზაციის კავშირზე მიუთითებს.

გრეიზენიზაციას განიცდიან არა მარტო გრანიტები, არამედ ზოგჯერ თიხაფიქლები და ქვიშაქვებიც. დ. კორჟინსკის აზრით (1955, გვ. 428—429), „ყველაზე მკაფიე გრანიტული მასივების კონტაქტების გამოტუტვის ტიპურ მაგალითს საშუალო სიღრმეების პირობებში გრეიზენიზაცია წარმოადგენს. იგი ვლინდება გრანიტული მასივების სახურავებში, განსაკუთრებით გუმბათების ზედა ნაწილებში და მოიცავს როგორც თვით გრანიტებს, გრანიტ-პორფირებსა და აპლიტებს, ასევე სახურავის მიმდებარე ქანებს, თუ ისინი საკმაოდ მდიდარია კაჟმიწითა და თიხამიწით“. ზღვისპირეთში გრეიზენიზაცია დაკავშირებულია ერთ-ერთი ინტრუზივის მეორე და განსაკუთრებით შესამე ფაზის გრანიტებთან. იგი განსაკუთრებით ინტენსიურად გამოიხატება შტოკების ეროზიით გაუხსნელ აპიკურ ნაწილებში, გუმბათებსა და ენდოკონტაქტურ ზონებში (მ. რუბი, 1960). კავკასიაში დაბალტემპერატურული გრეიზენიზაცია (მუსკოვიტიზაცია) და მისი თანმხლები მინერალიზაცია მიმდინარეობს მეტასომატური გრანიტიზაციის დამამთავრებელ სტადიებში, ე. ი. დიაფტორეზის დროს. ამ პროცესს განიცდიან როგორც გრანიტები, ასევე მათი შემცველი ქანებიც, რომლებიც ნაწილობრივ შეცვლილი არიან გარდაქმნების ადრეულ ეტაპებზე. საფიქრებელია, რომ გრეიზენიზაცია ხშირად ერთ-ერთი გვიანი სტადიაა ერთიანი უწყვეტ-წყვეტილი მეტასომატური პროცესის ჩაკეში და მიმდინარეობს ტემპერატურის თანდათანობითი დაწევისა და აღმავალი ხსნარების შედგენილობის შესაბამისი ცვალებადობის პირობებში იმ ტერიტორიის ზედა ნაწილებში, რომელიც გრანიტებითა და მეტასო-

მატური გრანიტიზაციის კონტაქტური ქანებით არის აგებული და განუც-  
დია გარდაქმნილი პროცესების ზემოქმედება.

1961 წელს ვ. ბარაბანოვის მიერ იმიერბაიკალის მხარეში ჩატარე-  
ბულმა ვოლფრამიანი ძარღვების შემცველი ძარღვთმომიჭნავე შეცვლილი  
ქანების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ გრეიზენიზაცია შეიძლება დაივყანოთ  
ხსნარების ზეგავლენის შედეგად მთავარი ქანმანქანი მინერალების თანა-  
მიმდევრული გარდაქმნების სერიაში, კერძოდ, ამფიბოლისა ბიო-  
ტიტად, ამ უქანასკნელისა ქლორიტად და სერიციტად. შედარებით ფუძე  
პლაგიოკლასისა სერიციტად და ალბიტად და ა. შ. ამ პროცესის შედეგად  
გამოთავისუფლებული ელემენტები — კალციუმი, მაგნიუმი, მანგანუ-  
მი და რკინა უკავშირდებიან ხსნარში მყოფ შესაბამის ანიონებს და გამოი-  
ყოფიან აპატიტის, შეელითის, კასიტერიტის, ფლუორიტის, კალციტის,  
ანკერიტის, როდოზროზიტის, ვოლფრამიტის, პირიტის და სხვათა ძნელად  
ხსნადი ნაერთების სახით, რომლებიც სერიციტთან, კალიუმშპატთან და  
ალბიტთან ერთად ნაწილობრივ გამოიიტანებიან ძარღვთა მომიჯნე შეც-  
ვლის ზონიდან ძარღვეულ სიციარიელებში, სადაც გარკვეული თანამიმ-  
დევრობით კრისტალდებიან. გრეიზენიზაციის დროს არსებული ტუტე  
გარემო, როგორც ჩანს, ხელს უწყობს გვერდითი ქანებიდან კაჟმიწის  
გამოტანას ძარღვეულ სიციარიელებში და მის კრისტალიზაციას ძარღვებში  
კვარცხანს ან ქალცედონის სახით, რაც კრისტალიზაციის პირობებზეა და-  
მოკლებული.

6. ნაკოვნიკის მონაცემებით (1954), გრეიზენები და მათთან დაკავშირე-  
ბული მადნიანი ძარღვები, ჩვეულებრივ, გვხვდებიან ბიოტიტიანი გრანი-  
ტების ( $\text{SiO}_2$ -ის საშ. შემცველობა 75%), უფრო იშვიათად პლაგიოგრანი-  
ტების, გრანოდიორიტებისა და კვარციანი დიორიტების კონტაქტურ ზონებ-  
ში. ისინი გვხვდება როგორც ინტრუზიულ ქანებში, ასევე სახურავის დანა-  
ლექ და ვულკანურ ან მეტამორფულ კვარც-მინდვრისშპატიან-ქარსიან ქა-  
ნებში.

აღნიშნული ავტორი გრეიზენულ საბადოებს ჰყოფს ორ, რაოდენობ-  
რივად არატოლფასოვან ჯგუფად: პირველი, დიდი ჯგუფი, რომელშიც  
ქარბობს არასულფიდური ტიპის მინერალიზაცია, დაკავშირებული  
კაჟმეჟავა გრანიტებთან და მეორე, მცირე ჯგუფი, რომელშიც სქა-  
რბობს სულფიდური მინერალიზაცია, დაკავშირებული გრანოდიორი-  
ტებთან. პირველი ჯგუფისათვის დამახასიათებელია პეგმატიტების მნიშ-  
ვნელოვანი გამოვლენა და გრეიზენების, ტოპაზისა და ლითიუმიანი ქარ-  
სის განვითარება, მეორისათვის — პეგმატიტებისა და გრეიზენების სუს-  
ტი და ტურმალინის მნიშვნელოვანი განვითარება.

დიდი ბრიტანეთის, ჩეხოსლოვაკიის, ჩინეთის, ბირმის, მალაიზიის,  
ბოლივიისა და საბჭოთა კავშირის კალამადნიანი რაიონების ანალიზით  
დასტურდება, რომ გრეიზენები და მათთან დაკავშირებული მადნიანი  
ძარღვები უფრო ფართოდ და ხშირად ვითარდებიან მცირე ზომის გრა-  
ნიტოიდული სხეულების გამოვლინების რაიონებში.



ბოლივიაში, სუბეულკანურ ინტრუზივებთან დაკავშირებულ კალის საბადოებში, გრეიზენისმაგვარი გატურმალინებული შემცველი ქანები გადადიან გაკვარცებულ, ქლორიტით, სერიციტით, კაოლინიტითა და ალუნიტით გამდიდრებულ წარმონაქმნებში, ე. ი. ქანებში, რომლებიც უახლოვდებიან ან პროპილიტებს, ან მეორეულ კვარციტებს. გრეიზენი-ზაციის დაუმთავრებელი პროცესი ჩვეულებრივ შეინიშნება ულტრამაფევე კვარც-მინდვრისშპატთან-მუსკოვიტიან ქანებში — ლეიკოკრატულ გრანიტებში ან ალიასკიტებში.

ინტრუზიული სხეულების ან ძარღვების კონტაქტებიდან შემცველი ქანების მიმართულებით ზონალურად განლაგებული მინერალური ასოციაციებია:

1) კვარციანი (განვითარებულია ყველაზე შიდა ზონაში): კვარცი კასიტერიტის, ვოლფრამიტის, შეელიტისა და სულფიდების მინარევით;

2) კვარც-ტურმალინიანი: კვარცი—ტურამალინი (რუთილი) მუსკოვიტის, ქლორიტის, ტოპაზის, კასიტერიტის, პირიტის და არსენოპირიტის მინარევით;

3) კვარც-ტოპაზიანი: კვარცი—ტოპაზი (რუთილი) მუსკოვიტის (ხშირად ლითიუმისანი ქარსის), ფლუორიტის, ტურმალინის, კასიტერიტის, ვოლფრამიტის, პირიტისა და არსენოპირიტის მინარევით;

4) კვარც—ფლუორიტისანი: კვარცი—ფლუორიტი (რუთილი—პირიტი) მუსკოვიტის, ბერილის, ვოლფრამიტის, შეელიტისა და სულფიდების მინარევით;

5) კვარც-მუსკოვიტიანი (განვითარებულია ყველაზე გარე ზონაში): კვარცი—მუსკოვიტი (რუთილი—პირიტი) ფლუორიტის და სულფიდების (Mo, Cu, Zn, Pb) მინარევით.

კვარცის შემცველობა კვარციან ასოციაციაში 90%-ია, კვარციან-მუსკოვიტიანში — 50%. ტურმალინის, ტოპაზის და ფლუორიტის საშუალო შემცველობა ყველა ასოციაციისათვის 20%, მუსკოვიტის — 40%. მადნეული მინერალების რაოდენობა მერყეობს უმნიშვნელოდან 10%-მდე და ზევით.

მეორეული კვარციტების ანალოგიურად, ფსევდომორფოზების კონტურები გრეიზენებშიც კარგავენ მოხაზულობის სიმკვეთრეს ძარღვებთან მიახლოებისას: ეს ძარღვები ხსნარების ცირკულაციის მთავარი ზონებია.

გარე ზონებში გრეიზენები გადადიან გრეიზენიზებულ ქანებში, რომლებიც შედგებიან რელიქტური კვარცის, დაუშლელი კალიუმშპატის ნარჩენებისა და მეორეული მინერალების—ალბიტის, სერიციტის, ეპიდოტის (პლაგიოკლაზის მიმართ გაჩენილი), მუსკოვიტის, კვარცის, ქლორიტის (ბიოტიტის ხარჯზე გაჩენილი), რუთილის, ზოგჯერ ფლუორიტის, პირიტის, ტურმალინისა და ტოპაზისაგან.

პრიხანკაისკის რაიონში მ. რუბი (1960, გვ. 346—347) გამოყოფს გრეიზენიზაციის ორ ეტაპს, რომლებსაც უკავშირებს მეორე და მესამე ფაზების გროდეკოვსკის გრანიტოიდებს. მათ შორის პირველი უფრო ფართოდაა გავრცელებული და გამოიხატება ბიოტიტის მუსკოვიტიზაციაში, მინდვრის შპატების შეცვლაში კვარცის აგრეგატითა და წვრილქერტლოვანი ქარსით, მცირე რაოდენობის ტურმალინის, ფლუორიტის, ტოპაზის და კასიტერიტის წარმოშობაში. მეორე ეტაპზე გრეიზენიზაცია უფრო ნაკლებლოკალური ხასიათი აქვს, მაგრამ გამოირჩევა მნიშვნელოვნად მეტი ინტენსივობით. იგი დგინდება გრანიტებისა და მადნიანი სხეულების კონტაქტებზე ან ძლიერი ნაპრალოვნების ზონების გასწვრივ.

ხსენებული ავტორის მონაცემებით, იმავე რაიონში ვოზნესენსკის გრანიტების კონტაქტში განვითარებულია ქარსიან-ფლუორიტული მადნები. რომლებიც თავისებურ გრეიზენებს წარმოადგენენ. ეს მადნები გაჩნდნენ კირქვების მეტასომატოზის შედეგად გრანიტების ხარჯზე, კვარც-ტოპაზიანი გრეიზენების გაჩენასთან თანადროულად. გრანიტების გრეიზენიზაციის დროს ხდებოდა დიდი რაოდენობით ფთორის, ბორის და წყლის და ნაკლები რაოდენობით ლითიუმის, ბერილიუმის, ნიობიუმის, ტანტალის და მეტალოგენური ელემენტების — კალის, ვოლფრამისა და სხვ. შეტანა. ერთდროულად ადგილი ჰქონდა ტუტეების, ძირითადად ნატრიუმისა და კალციუმის გამოტანას. კალიუმის მინდვრის შპატების დაშლის შედეგად განთავისუფლებული კალიუმის ზოგ შემთხვევებში უკავშირდებოდა გრეიზენების ქარსს. ქვიშიან-ფიქლოვანი ქანების გრეიზენიზაცია განპირობებულია დიდი რაოდენობით ფთორის, ბორისა და წყლის, ნაკლები რაოდენობით ლითიუმის, ბერილიუმის, ნიობიუმის, ტანტალისა და მეტალოგენური ელემენტების — კალის, ვოლფრამისა და სხვ. შემოტანით. ტუტეების ქცევა ანალოგიურია გრანიტების გრეიზენიზაციის დროს მათი ქცევისა. კაემიწა ჩვეულებრივ შეიტანება. კირქვების მიმართ ქარსიან-ფლუორიტის ქანები წარმოიშობა ძალიან დიდი რაოდენობით ფთორისა და, გარდა ამისა, ბორის, წყლის, ბერილიუმისა და კალის შემოტანის შედეგად. შეინიშნება აგრეთვე ტუტეების, კაემიწასა და თიხამიწის შეტანა.

დ. კორჟინსკი (1955, გვ. 431) პეგმატიტების მუსკოვიტიზაციას და გაკვარცებას თვლის მინერალოგიურად მსგავსად გრეიზენიზაციის პროცესთან. იგი აღნიშნავს, რომ „... აპოგრადიკული (ქერ კიდევ შენარჩუნებული აქვთ გადაკრისტალეზებული გრაფიკული შენარჩუნების რელიქტური ნიშნები) და პეგმატიტიური სტრუქტურების წარმოქმნას თან ახლავს მინდვრის შპატების მეტასომატური პიდროლიზი, უკანასკნელთა ნაწილობრივი ჩანაცვლებით მუსკოვიტითა და კვარცით. ხსნარების მეტად ინტენსიური ზემოქმედებით ზონებში ხდება პეგმატიტების სრული გაკვარცება, ამასთან კვარციანი

ზონების მახლობლად ლაგდებიან უხეშმარცვლოვანი პეგმატიტური ზონები მუსკოვიტის განსაკუთრებით მსხვილი კრისტალებით“.

კავკასიის გრანიტოიდული პეგმატიტები, როგორც წესი, გვხვდებიან ინტენსიური მიკროკლინიზაციის განვითარების რაიონებში. ჩვეულებრივ, ისინი განლაგებულია უშუალოდ მეტასომატურ გრანიტოიდებში ან მათ მეზობლად სხვა ქანებში. ადგილებში პეგმატიტებსა და გრანიტოიდებს შორის კონტაქტი თანდათანობითია, რაც მიკროკლინიზაციის პროცესის ერთობლიობით არის განპირობებული. გაკვარცება და მუსკოვიტიზაცია, ჩვეულებრივ, წინ უსწრებს მიკროკლინიზაციას. კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდზე შემჩნეული იყო გრანიტოიდების პლაგიოკლაზის შექმა კვარცით, რის შედეგადაც წარმოიშვა მათი იქტიოვლიპტებისმაგვარი ჩანაზარდები. შემდეგ ეტაპზე მოხდა პლაგიოკლაზის მიკროკლინიზაცია, რომელიც თითქმის არ შეეხო მის გამკვეთ კვარცს. იგი ქმნის ჩანაზარდებს უკვე მიკროკლინ-პერტიტში (ნახ. 2E).

კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე (ზემო რაჰის ფარგლებში) ზედა პალეოზოურ გრანიტოიდებში ზოგან შეინიშნება პეგმატოიდური ძარღვები კვარცისა ( $25 \times 4$  სმ) და კალიუმშპატის გამონაყოფებით. უკანასკნელის განვითარების ადგილებში მუსკოვიტით წარმოდგენილი ქარსის რაოდენობა მკვეთრად მცირდება.

აღნიშნულ პეგმატოიდებში მუსკოვიტი (ქერცლების საშუალო ზომა  $0,5 \times 0,7$  სმ) წარმოდგენილია შემდეგი სახესხვაობებით: მინარეებისაგან სრულიად სუფთა პლაგიოკლაზის ნარჩენებით და ქლორიტის, ეპიდოტის და მაგნეტიტის ჩანარებით. პირველი სახესხვაობა კვარცით მდიდარ და პლაგიოკლაზით ღარიბ უბნებში გვხვდება, რის მიხედვითაც იგი პლაგიოკლაზის ხარჯზე გაჩენილად უნდა ჩაითვალოს; მეორე სახესხვაობას იგივე გენეზისი აქვს, რაც პირველს, მაგრამ გარდაქმნის უფრო დაბალ საფეხურზე დგას, რაზეც მიუთითებს მუსკოვიტში ჩართული პლაგიოკლაზის გადარჩენილი ნაშთები. მესამე სახესხვაობა გაჩნდა საწყისი შემცველი ქანების ფერადი შემადგენელი ნაწილის ხარჯზე. იგი უფრო წვრილქერცლოვანია ( $0,2 \times 0,3$  სმ) და ძალიან მცირე რაოდენობით გვხვდება.

სიღრმიდან რეგიონული რღვევების გასწვრივ აღმავალი ხსნარები იწვევენ „ნაპრალთ მომიჯნავე მეტასომატოზს“ და მადანგამოლექვას. თუმცა ეს არ გამორიცხავს იმ ვარემობას, რომ მეტასომატოზი რეგიონული მასშტაბით მოიცავს ქანებს შედარებით მცირე სიღრმეებზეც.

„ძარღვთა მომიჯნავე, ანუ ნაპრალთ მომიჯნავე მეტასომატოზში იგულისხმება გვერდითი ქანების ჩანაცვლება ძარღვების კედლების გასწვრივ... გამდინარე ხსნარების ურთიერთქმედება გვერდით ქანებთან ზდება უმთავრესად მათი კომპონენტების დიფუზიის საშუალებით დამდგარ ხსნარში, რომელიც გვერდითი ქანის ფორების სისტემას ავსებს. ეს

მოვლენა იწვევს გვერდითი ქანების მეტასომატურ ჩანაცვლებას და შეუძლია გაერცვლდეს ნაპრალებიდან გვერდითი ქანის მიმართულებით რამდენიმე სანტიმეტრიდან რამდენიმე მეტრამდე მანძილზე. იმ შემთხვევაში, როდესაც ნაპრალები ერთმანეთთან ახლოსაა განლაგებული, ნაპრალოთ მომიჯნავე შეცვლებს შეუძლიათ მოიცვან გვერდითი ქანების საკმაოდ დიდი მასები, რომელთა განიგვეთი ათეულ მეტრებს აღემატება. ფორიანი ქანების წყებებში (კარბონატები, ტუფები, ქვიშაქვები) ძარღვებით აღმავალი ხსნარები იყონებიან გვერდით ქანებში და იწვევენ საკმაოდ მძლავრი წყებების მეტასომატურ ჩანაცვლებას, უმეტესწილად შრეების გასწვრივ (შრე-შრე). ამ შემთხვევაში ძარღვთაგან მომდინარე დიფუზური ჩანაცვლება გადადის ინფილტრაციულში. ამგვარია, მაგალითად, სიდერიტის, მაგნეზიტის, ბარიტის და სხვათა მეტასომატური ბულობები კირქვებში“ (დ. კორჟინსკი, 1955, გვ. 442).

გრანიტოიდებთან (ხასიათდებიან ჰიბრიდიზმის ფართო გამოვლინებით) დაკავშირებული პოსტმაგმური პროცესები კარგად არის შესწავლილი ხაბაროვსკის მხარეში ზედაკარცული მიაო-ჩანის სამფაზიანი ინტრუზიული კომპლექსის მაგალითზე, რომელიც შედგება 1,5—2 კმ სიღრმეზე ფორმირებული (მ. რუბი და სხვ., 1961) შემდეგი ქანებისაგან: გაბროდიორიტების, დიორიტების, კვარციანი დიორიტების, დიორიტ-მონცონიტების, კვარციანი მონცონიტების (პირველი ფაზა), ბიოტიტიანი და ბიოტიტ-რქატყუარაინი გრანიტების, გრანოდორიტების, კვარციანი დიორიტების (მეორე ფაზა), ალიასკიტური და პორფირისებრი გრანიტებისაგან (მესამე ფაზა). მათ თან ახლავს ძარღვეული სერიის ქანები.

მიაო-ჩანის ინტრუზიულ კომპლექსთან დაკავშირებულია სტადიურად განვითარებული პოსტმაგმური წარმონაქმნები, რომლებიც სუბმერიდიანული მიმართულებით რღვევის ზონებს ან ამ უკანასკნელთა და განედური მიმართულების რღვევის ზონების გადაკვეთებს უკავშირდებიან: ეს წარმონაქმნებია: 1) კვარც-მინდვრისშპატიანი მეტასომატიტები ტურმალინით ან აქსინიტით და სფენით; 2) კვარც-ქარსიან-ტურმალინიანი გრეიზენები; 3) ტურმალინიანი და კვარც-ტურმალინიანი წარმონაქმნები და მათი თანმზლები, არსებითად კვარციანი და კვარც-სერიციტიანი ქანები, რომლებიც ძარღვთა მომიჯნავე მეტასომატიტებს მიეკუთვნებიან; 4) ძარღვეული სავარცხლისებრი კვარცი კასიტერიტის მთავარი მასით; 5) კვარც-სულფიდური და კვარც-კარბონატულ-სულფიდური მადნები.

ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე დასტურდება მიაო-ჩანის ინტრუზიული კომპლექსის სპეციალიზაცია კალისა და პოლიმეტალურ საბადოებზე.

დაბალტემპერატურული ძარღვთმომიჯნავე მეტასომატური პროცესებიდან, დ. კორჟინსკის მონაცემებით (1955), ქვემოთ განვიხილავთ ბერეზიტოზაციას, ლისტვენინტიზაციას და გუმბეიზაციას.

ბერეზიტებს უწოდებენ ქანებს, რომლებიც შედგებიან ახლადწარმოქმნილი კვარცისა და სერიციტისაგან, პირიტისა და უმნიშვნელო რაოდენობით ანკერიტის მინარევით. საწყისი ქანების რელიქტური მინეტალებიდან შესაძლოა იყოს ალბიტი ან ორთოკლაზი. კვარცის ძარღვების გვერდებზე, ჩვეულებრივ, ზონალობა შეიმჩნევა. მინერალთა რიცხვი შიდა ზონებიდან გარესაკენ იზრდება.

ტერმინი „ბერეზიტი“ 1842 წელს შემოგვთავაზა გ. როზემ ბერეზოვსკის ოქროს საბადოს (ურალი) სერიციტიანი აპლიტებისა და გრანიტ-პორფირებისათვის, რომლებიც მაგმურ ქანებად ითვლებოდნენ. მოგვიანებით ა. კარპინსკიმ დაადგინა მათი მეტასომატური წარმოშობა. მსგავსი ხასიათის შეცვლები ხშირია არა მარტო ოქროს შემცველი კვარცის ძარღვების მახლობლად, არამედ მრავალლითონურ და სხვა სახის კვარცის ძარღვების მახლობლადც.

ბერეზიტის წარმოშობის ნათელი მაგალითია შუა აზიის გრანიტ-პორფირები, რომლებიც შეიცვალნენ მრავალლითონური გამადნების მატარებელი ზოგიერთი კვარცის ძარღვის მახლობლად. კვარცის ძარღვთან მიახლოებისას ქრება ალბიტი, რომელსაც ჩვენაცვლება სერიციტის ქერცლები ქანში სალი ორთოკლაზის არსებობის შემთხვევაში. ამ დროს ნატრიუმი მოძრავია. ხოლო კალიუმი — ინერტული. შეიძლება ზონაში ქრება ქლორიტი; მას ენაცვლება ანკერიტი სერიციტის მინარევით: აქ შეიძლება დაეუშვათ, რომ კალიუმი მოძრაობდა და მაგნიუმი ინერტული იყო. კვარცის ძარღვთან უფრო ახლოს ორთოკლაზს მთლიანად ჩვენაცვლება სერიციტი, რაც უკვე კალიუმის მოძრაობაზე მიუთითებს. უკანასკნელი ზონის ქანი წარმოადგენს ბერეზიტს, რომელიც სერიციტის, კვარცის, ანკერიტის, პირიტისა და რუთილისაგან შედგება, თუმცა საწყისი გრანიტ-პორფირის რელიქტური სტრუქტურა ჯერ კიდევ შენარჩუნებულია. კვარცმადნიან ძარღვთა უშუალო კონტაქტის ზონაში ქრება ჯერ ანკერიტი, შემდეგ პირიტი ან პირიქით, და ქანი იძენს კვარც-სერიციტულ შედგენილობას რუთილის მინარევით. საწყისი ქანის სტრუქტურული ნიშნები თითქმის სრულიად წაშლილია.

გრანიტოიდების ძარღვთმომიჯნავე შეცვლა გამოიხატება კვარცის, სერიციტის, კარბონატის, ქლორიტის, პირიტის, რუთილის მინარევით, და აპატიტის წარმოშობაში.

ჰიდროთერმული ხსნარების სერპენტინიტებზე ზემოქმედების შედეგად ზდება მათი ლისტენიტიზაცია, ე. ი. გარდაქმნა ახალ ქანად — ლისტენიტად. ეს პროცესი გამოიხატება მაგნიუმისა და რკინის კარბონატების, ქარსის და კვარცის განვითარებაში, რომლებიც გასერპენტინებულ, გაქლორიტებულ და გატალკებულ საწყისი ჰიპერბაზიტებს ენაცვლებიან. ძარღვებიდან ცოტა მოშორებით სერპენტინიტები ენაცვლებიან მაგნეზიტიან ტალკს ან ბრეინერიტს. ძარღვთან უფრო ახლოს სერპენტინიტი მთლიანად გაკარბონატებულია და ჩანა-

ცვლებულია კვარცბრეინერიტიანი ან კვარცმაგნეზიტის ქანებით, რომლებშიც შეინიშნება აგრეთვე ღია ქარსი, ქლორიტი და მადნეული მინერალები — პირიტი, მილერიტი და ჰემატიტი. მოცემულ ქანებს (ტალკიან-კარბონატული, კვარცბრეინერიტიანი და კვარცანკერიტიანი) ლისტვენიტებს უწოდებენ, ხოლო პროცესს, რომელიც მათ წარმოქმნას განაპირობებს (ულტრამაფიტების კვარციან-ტალკიან-კარბონატული ჩანაცვლება) — ლისტვენიტიზაციას. მიზანშეწონილია კვარცბრეინერიტიან ან კვარცმაგნეზიტის ქანებს ეწოდოს „საკუთრივ ლისტვენიტები“.

ულტრამაფიტების ჩანაცვლების განხილული პროცესი, როგორც ჩანს. იმ ერთიანი პროცესის გვიანი სტადიაა, რომელმაც ულტრამაფიტების სერპენტინიზაცია გამოიწვია. ცხადია, უნდა დავუშვათ აღმავალი ხსნარების შედგენილობის ცვლა დროში და იმ ქანების შესაბამისად, რომლებიც მეტასომატოზს განიცდიან, რაც სხვადასხვაგვარ მეტასომატურ რეაქციებს განაპირობებს.

სამხრეთ ურალზე, მდ. გუმბეიკის აუზის გრანიტოიდულ მასივში, გრანოდიორიტებიდან სიენიტებში გადასვლის ზოლში, ხოლო დიამაზ-პორფირიტების ვულკანოგენურ წყებასთან კონტაქტში — სიენიტ-დიორიტებში დ. კორჟინსკიმ აღწერა კვარცის ძარღვები, რომელთაც მასივში და მის კონტაქტურ შარავანდელში (ორეოლებში) ახლავთ დაბალტემპერატურული ორთოკლაზიზაცია — ე. წ. გუმბეიზაცია, რომლის შედეგადაც გუმბეიტი წარმოიშობა. ეს ახალი ქანები შედგება უპირატესად ორთოკლაზისა და ანკერიტისაგან, მინარევები — კვარცი, პირიტი, რუთილი. ძარღვთმომიჯნავე შეცვლის ზონის სიგანე რამდენიმე ათეული სანტიმეტრია. მასივის გვერდით კვარც-სერიციტული ჩანაცვლება (ბერეზიტიზაცია) განვითარებული.

უფრო განიერ გარე ზონაში პლაგიოკლაზი თავდაპირველად გარდაიქმნება ალბიტად, რომელიც სერიციტის ქერცლებს შეიცავს; უფრო ახლოს კვარცის ძარღვთან პლაგიოკლაზს თანდათან ენაცვლება ორთოკლაზი, რომელიც გადადის მიკროკლინში და ხასიათდება გაურკვეველი მრჩობლური (მესრისებრი) აღნაგობით. ფერადი მინერალები გარდაიქმნებიან ანკერიტად და ფლოგოპიტად რუთილის, პირიტის, ზოგჯერ ჰემატიტის მინარევით. სფენი გადადის ლეიკოქსენში, რომელიც ძარღვთან დაახლოებისას გადაკრისტალდება რუთილის პატარა ნემსებად. აპატიტი შეუცვლელი რჩება... „... გვერდითი ქანის დაშლა, ორთოკლაზ-ანკერიტიანი ზონის განვითარება და კვარცის ძარღვის ზრდა უდავოდ ერთდროულად ხდებოდა, ე. ი. ისინი ერთი დიფუზური მეტასომატური სფენის სხვადასხვა ზონებია (დ. კორჟინსკი, 1955, გვ. 451).

ორთოკლასისა და ანკერიტის შექმა კვარცით და მათი ჩანაცვლება ამ უქანასკნელით. როგორც ჩანს, მიუთითებს მოცემული კვარცის უგვიანეს წარმოშობაზე. ბუნებრივია დაეუშვათ უპირატესად კალიუმშპატითა და ანკერიტით აგებული ზონის უფრო ადრე ფორმირება, რომელმაც შემდგომში განიცადა სილიციუმის მეტასომატოზი. როგორც ჩანს, უკვე დაბალტემპერატურული კვარცის ძარღვის წარმოქმნით. შესაძლოა სწორია მოსაზრება, რომ ორთოკლას-ანკერიტული პროცესი (კალიუმშპატიზაცია, რომელსაც წინ უსწრებდა შედარებით უფრო ფუძე პლაგიოკლასის ალბიტიზაცია) გრანიტიდული მასივის მიმართ ზედნადები პროცესია, შემდეგ კი წარმოიშვა კვარცის ძარღვი უკვე მზა ორთოკლას-ანკერიტიან ზონაში. სავსებით შესაძლებელია, რომ კალიუმით მდიდარი ალმავალი ხსნარები ვრცელდებოდნენ იმავე ნაპრალიდან, რომელიც შემდეგ ამოივისო კვარცით.

რეგრესული, ანუ რეტროგრადული მეტამორფიზმი ჩვეულებრივ საკმაოდ სარწმუნოდ არის დადგენილი და ყველა პეტროლოგს ერთნაირად ესმის. როგორც წესი, ეს მეტამორფიზმის ის სახეა, როდესაც დაბალტემპერატურული მინერალური ასოციაციები წარმოიქმნებიან პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმის პერიოდში უფრო ადრე გაჩენილი, შედარებით მაღალტემპერატურული მინერალების ხარჯზე.

#### დეააზიშიკასია და გრანიტიზაცია

ყველა მკვლევარი ერთსულოვნად აღიარებს კავშირს მინერალიზაციასა და მაგმატიზმს შორის. გეოლოგთა ნაწილს ეს შოვლენა ესმის როგორც მინერალიზაციის კავშირი სხვადასხვა შედგენილობის კონკრეტულ მაგმურ წარმონაქმნთან. მეორენი თვლიან, რომ პოსტმაგმურ სტადიაში ფართო მასშტაბით გამოვლენილი მინერალიზაციური პროცესები დაკავშირებულია მაგმური ქანების მომცემ სიღრმულ წყაროსთან (გ. ზარიძე, 1952, 1963, 1965, 1970). უქანასკნელი წარმოდგენა დასტურდება პალეომაგმატიზმის შესწავლის შედეგად, თუმცა თანამედროვე ვულკანიზმის რაიონებში ეს საკითხი უქანასკნელ დრომდე ცალსახად არ იყო გადაწყვეტილი. სსრ კავშირის მეცნიერებთა აკადემიის შორეული აღმოსავლეთის სამეცნიერო ცენტრის ვულკანოლოგიის ინსტიტუტის მეცნიერთა მიერ 1961 წლიდან ჩატარებულმა გამოკვლევებმა (ს. ნაბოკო, ბ. პიიპი და სხვ.) ნათელი მოჰფინეს ამ საკითხს. ს. ნაბოკო აღნიშნავს, რომ „ჰიდროთერმულ ხსნარებსა და აქტიურ ვულკანიზმს კავშირი აქვთ მაგმის ერთიანი სიღრმული წყაროსა და ენდოგენური ემანაციების ალმავალი ნაკადის არსებობის თვალსაზრისით“. თუმცა ცნობილია ჰიდროთერმული მინერალიზაციური პროცესების გამოვლენის შემთხვევები მაგმატიზმთან თვალსაჩინო-  
23. ე. ზარიძე

ჩინო ან დროის მიხედვით ახლო კავშირის გარეშე. მათ შეიძლება ვუწოდოთ „ტელეთერმული მინერალიზაციური პროცესები“, რომლებიც მათგან ძალიან შორს მდებარე მაგმურ კერასთან არიან დაკავშირებული. მინერალიზაციური პროცესების მსგავსი ტიპი შესაძლოა განხილულ უნდა იქნეს როგორც სიღრმული (ენდოგენური) ქან- და მადანწარმოშობის განსაკუთრებული ფორმა, ამასთან, ამ გზით წარმოშობილი ქანები მეტასომატურ წარმონაქმნებს მიეკუთვნებიან. ასე წარმოიშვა ძველი ბაქნების აგებულებაში მონაწილე მრავალი გრანიტოიდი, და, მათ გარდა, კავკასიის ზოგიერთი პალეოზოური და სხვა მეტასომატური გრანიტოიდები. რომლებშიც უშუალო კავშირი მეტასომატოზის გამომწვევ ალმავალ ხსნარებსა და მაგმურ სხეულებს შორის არც თუ ისე ნათელია.

ყველა სახის მინერალიზაციური პროცესის — მეტასომატური მადანწარმოშობის, მადნეულ-მინერალიზაციური პროცესის და სხვ. წინამორბედი, ჩვეულებრივ, მაგმური (ეფუზური) პროცესია, რომლის შეწყვეტის შემდეგ, დანაოქების საწყის სტადიაში, გრანიტწარმოშობა მიმდინარეობს (გ. ზარიძე, 1963, 1965). უფრო იშვიათად საწყისი მაგმატიზმი ვლინდება მხოლოდ ინტრუზიული ფორმით. გამონაკლისია აგრეთვე ზედნადები პროცესები, რომლებიც მაგმური პროცესისაგან გეოლოგიური დროის მნიშვნელოვანი ინტერვალით არიან დაშორებული.

გრანიტების, სიენიტების და სხვა ქანების გაჩენა გრანიტიზაციის, სიენიტიზაციის და ქანწარმოშობის სხვა პროცესების ხარჯზე დღეისათვის ყველამ აღიარა. მაგრამ პეტროლოგთა ერთი ნაწილი ამ პროცესებს მეტ მნიშვნელობას ანიჭებს გრანიტების, სიენიტებისა და სხვა ქანების ფორმირებაში, მეორენი კი ამ პროცესებს უმნიშვნელოდ თვლიან. აზრთა სხვადასხვაობა ვლინდება აგრეთვე იმ საკითხების ირგვლივაც, რომლებიც ეხება პირობებს, რომლებშიც აღნიშნული პროცესები მიმდინარეობს. გეოლოგთა ნაწილი ჭერ კიდევ მხარს უჭერს შეხედულებას, რომ გრანიტიზაცია ხდება გეოსინკლინურ წყებათა ღრმა დაძირვის დროს (რაც ნაკლებ შესაძლებელია, მითუმეტეს თუ გეოსინკლინის ფემური პროფილი აქვს) და აგრეთვე ოკეანური ფსკერის დაძირვისას ბენიოფის ზონაში. მკვლევართა მეორე ნაწილი თვლის, რომ გრანიტიზაციის პროცესი ხორციელდება ალმავალი ხსნარების ზემოქმედებით, რომლებიც იწვევენ გეოზოთერმების ამოსვლას და აპირობებენ საწყისი ქანების მაგმურ (ნაწილი მკვლევარების აზრით), ან მეტასომატურ (მეორეთა აზრით) ჩანაცვლებას. ეს პროცესი დანაოქებასთანაა დაკავშირებული.

როგორც ცნობილია, გეოსინკლინების (კერძოდ, ფემური პროფილის მქონე გეოსინკლინების) დაძირვისას ადგილი აქვს ინტენსიურ ვულკანოზმს, რომელიც წყდება დანაოქების დაწყებასთან დაკავშირებით; უკა-



ნასკნელი იწვევს გეოანტიკლინის წარმოქმნას და გრანიტოიდული მასივების ფორმირებას (გ. ზარიძე, 1952). ეს კანონზომიერება, რომელიც უკუღგან შეინიშნება, ეწინააღმდეგება გრანიტოიდებისა და სხვა ქანების მხოლოდ ანატექტიკური წარმოქმნის შესაძლებლობას, რაც დ. კორჟინსკიმ აღწერა (1967).

ადრე არაერთხელ იყო აღწერილი კავკასიის ვულკანოგენურ-დანალექი გეოსინკლინური წყებების თანდათანობითი მეტასომატური გრანიტიზაციის (დებაზიფიკაციის) პროცესი (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959, 1967, 1974).

ოკეანურ ქერქში ჩასახული თანამედროვე გეოსინკლინები გამორიცხვენ ანატექტიკური პროცესების შესაძლებლობას; ისინი ანატექტიკურ გრანიტოიდებს ვერ წარმოქმნიან.

დღეისათვის. როგორც ჩანს, დადასტურებულად უნდა ჩაითვალოს, რომ საწყისი ვულკანოგენური გეოსინკლინები ოკეანურ ქერქში ვითარდებოდნენ; მათი დანაოკების სტადიაში წარმოიშვა გრანიტოიდები, რომლებიც მსხვილ ბათოლითურ სხეულებს ქმნიან. ეს მოვლენა კარგად ჩანს კავკასიის გეოსინკლინური სარტყლის მაგალითზე. დაკვირვებებმა უძველესი წარმონაქმნების გამოსავლების რაიონებში საშუალება მოგვცა დავუშვათ, რომ ამ რაიონების უძველესი ვულკანოგენური გეოსინკლინების დედამიწის ქერქი შედგენილობით ბაზალტს შეესაბამებოდა. იგი გეოსინკლინურ წარმონაქმნებთან ერთად დანაოკებას და მეტამორფიზმს განიცდიდა. ამ დროს ხდებოდა აგრეთვე ძველი გრანიტოიდების გაჩენაც, რომლებიც ქვარგვალებისა და მინერალთა ნატეხების სახით გვხვდებიან პალეოზოურ გეოსინკლინურ წყებებში.

გრანიტიზაციის პროცესები, რომლებიც ხორციელდებოდა ერთი მინერალური ასოციაციის (მინერალ-„მასპინძელთა“) მეორე ასოციაციით ჩანაცვლებით მყარ გარემოში, განსაკუთრებით კარგად ჩანს ფუძე შედგენილობის ქანებში, რაც ეთანხმება დ. კორჟინსკის აზრს (1967) იმის შესახებ. რომ „ყოველგვარი გარდაქმნა უფრო ადვილად ხდება იმ სისტემაში, რომელიც ძალიან შორსაა წონასწორობის მდგომარეობისაგან“. მაგრამ სათუთა, რომ ეს გარდაქმნები მაგმური ჩანაცვლების გზით მიმდინარეობდნენ. დ. კორჟინსკი წერს (1967), რომ „ხსნარებს მიაქვთ სითბო და ამიტომ იწვევენ ქანების შერჩევით გაღობას, რასაც ახლავს ნაწილი კომპონენტების გახსნისა და ნაწილის გამოლექვის ერთდროული პროცესი; უკანასკნელი ემსგავსება მეტასომატურ ჩანაცვლებას და ამიტომ ეწოდება მაგმური ჩანაცვლება“.

თუ ნაწილი კომპონენტებისა იხსნება, ხოლო მათ ადგილზე ილექებიან მეორენი, მაშინ ამგვარი პროცესი როგორც კომპონენტებისა და მინერალებისათვის, ასევე ქანებისათვის საერთოდ უნდა განეკუთვნოს მეტასომატური გრანიტიზაციის კატეგორიას გრანიტოიდის, როგორც საბოლოო პროდუქტის წარმოშობის პირობით.

იმ შემთხვევაში. როდესაც მეტასომატური გრანიტიზაცია ძალიან შორს მიდის. შესაძლოა ადგილი ჰქონდეს საწყისი ქანის სტრუქტურის დარღვევას; ქანი თანდათანობით კარგავს სიმტკიცეს და იძენს ინტრუდი-რების უნარს, რასაც მეტასომატისტები განიხილავენ როგორც მაგმის წარმოქმნის პროცესს. ამ შემთხვევაში, როგორც ჩანს. შესაძლოა უკვე ვილაპარაკოთ საერთოდ ქანის მაგმური ჩანაცვლების შესახებ (მეტა-სომატური ანატექსისი).

დ. კორჟინსკი (1967) უპირისპირდება იმ მკვლევარებს, რომლებიც ანატექტიკური გრანიტიზაციის პროცესს აღიარებენ. იგი აღნიშნავს, რომ მრავალადგილას, სადაც გრანიტებს და მიგმატიტებს დიდი ფართობები უჭირავთ, აღინიშნება ქანების, მათ შორის ჩარნოკიტების დებაზიფიკაციის მოვლენები; უკანასკნელნი ბევრ შემთხვევაში წარმოადგენდნენ მიგმატიტებს, რომლებიც ბაზიტების, კერძოდ, დიაბაზების გრანიტიზაციის გზით წარმოიშვნენ. ამას ადასტურებს ჩარნოკიტების ძირითად სახესხვაობებში ხშირად შენარჩუნებული ოფიტური სტრუქტურა (ბაიკალისპირეთი, ქ. მადრასის რაიონი ინდოეთში).

კავკასიაში მრავალი წლის მანძილზე ხდებოდა სხვადასხვაგვარი ფუძე მაგმური ქანებისა და მთელი გეოსინკლინური ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების მეტასომატური გრანიტიზაციის პროცესების შესწავლა (გ. ზარიძე, 1970).

პალეოზოური კრისტალური წარმონაქმნების არსებობა კავკასიონზე ადასტურებს, რომ დიაფტორიტული მეტამორფიტები და გრანიტოიდები წარმოიშვა სტადიურად მიმდინარე ხანგრძლივი მეტასომატური პროცესების შედეგად; ეს პროცესები ხშირად დასაბამს აძლევენ მსხვილი გრანიტოიდული მასივების ფორმირებას, რომელთაც ზოგან შენარჩუნებული აქვთ საწყისი გეოსინკლინური წყებებიდან მემკვიდრეობით მიღებული ნაოკა და წყვეტილი სტრუქტურები (ნახ. 72).

მეტასომატური დებაზიფიკაციის და გრანიტიზაციის ხანგრძლივი პროცესის კვალი თვალნათლივ ჩანს, მაგალითად, მდ. ხანზი-დონის (ჩრდილოეთი კავკასია) აუზის კრისტალურ წარმონაქმნებში. სხვა მეტამორფიტებთან (სილიმანიტ-ბიოტიტთან ფიქლები) ერთად, რომელთა საწყისი ქანები უპირატესად სედიმენტოგენური ქანებია, გვხვდება აგრეთვე მათთან დაკავშირებული მაგმური ქანებიც — თხელშრეული (გნეისისებური) დიორიტ-პორფირიტები და მეტამორფიზებული გაბროიდები. უკანასკნელი ქანის საწყისი მთავარი მინერალებია ფუძე პლაგიოკლაზი და რუხი რქატყუარა, რომელიც შესაძლოა პიროქსენის ხარჯზეა გაჩენილი. რეტროგრადული მეტამორფიზმის შედეგად მიწერალთა ორი ასოციაცია გაჩნდა: 1) კვარცი ბიოტიტი-ფუძე პლაგიოკლაზი-რქატყუარა, რომელიც ამფიბოლიტური ფაციესის სილიმანიტ-ალმანდინიან სუბფაციესს შეესაბამება და 2) კვარცი-ალბიტი-სერიციტი-

კალციტი-ქლორიტი-ეპიდოტი, რომელიც მწვანე ფიქლების ფაციესის კვარც-ალბიტ-ქლორიტიან სუბფაციეს შეესაბამება. კარგად ჩანს გაბროიდების ფუძე პლაგიოკლაზის დაშლა როგორ იწვევს მის ნაწილობრივ ალბიტიზაციას (დეანორთიტიზაციას) ეპიდოტის მინერალების, აგრეთვე კალციტისა და აქცესორული აპატიტის გამოყოფით. რქატყუარა გადადის ბიოტიტში, შემდეგ ქლორიტში. ეპიდოტის ჭკუფის მინერალები და სფენი ჩნდება რქატყუარას დისოციაციის შედეგად.

ბიოტიტის წარმოქმნას ახლავს ცირკონის გამოყოფა (გ. ზარიძე, ნ. თათრისვილი, 1967). კვარცი მთლიანად შეტანილია.

ჩრდილოეთ კავკასიაში განვითარებული შრედაშრე მიგმატიტები ხშირად ჩნდებიან მეტმორფიზებული გაბროიდების ხარჯზე. შრეთაგანწვრივი ლეიოკრატული ინექციების ზემოქმედებით. ამ მოვლენაზე მეტყველებს მიგმატიტებში ცალკეულ შემთხვევებში რქატყუარას, გაბროიდების გადარჩენილი ნარჩენებისა და მათი პლაგიოკლაზის შემცველობა. მაგრამ ეს არ გამორიცხავს აღნიშნული ქანების წარმოქმნის შესაძლებლობას ზემოხსენებული სილიმანიტ-ბიოტიტიანი ფიქლების ხარჯზე.

დადგენილია მეტასომატური მინერალწარმოქმნის ასეთი თანამიმდევრობა: კაჟის შეტანა და ამით გამოწვეული ქანის (საწყისი გაბროს) გაკვარცება და ნაწილობრივი გაალბიტება, როგორც ჩანს, წინ უსწრებდა ყველა სხვა პროცესს. კაჟიანი მეტასომატოზი გარდაქმნის მთელი პროცესის განმავლობაში მიმდინარეობდა ორ-სამ სტადიად. რაზეც მიუთითებს ვვიანი კვარცის პეგმატიოდური შენაზარდების არსებობა ადრეულში. შემდეგ, კალიუმის შეტანის შედეგად, ჩნდება ბიოტიტი. კალიუმისანი მეტასომატოზი ადრეულ სტადიაში გამოხატულია გაბროიდების რქატყუარას ბიოტიტიზაციაში. ამ პროცესთან დაკავშირებით ჩნდება ცირკონი და გამოიყოფა მაგნეტიტი. უკანასკნელი გამოიყოფა ქლორიტიზაციის შედეგად.

შედმეგი პროცესი ფუძე პლაგიოკლაზის ალბიტიზაციაა. ბიოტიტის ჩანაცვლება ალბიტით მიუთითებს, რომ კალიუმისანი მეტასომატოზი (ბიოტიტიზაცია) ხორციელდება ნატრიუმისანი მეტასომატოზის (ალბიტიზაციის) წინ. ცირკონისა და აპატიტის გაჩენა შესაბამისად თან ახლავს ბიოტიტისა და მეჟე პლაგიოკლაზის წარმოქმნას, ე. ი. დეანორთიტიზაციის პროცესს. ბოლო მნიშვნელოვანი პროცესია კალიუმისანი მეტასომატოზის მეორე სტადია, რომელიც მეჟე პლაგიოკლაზის მიკროკლინიზაციაში ვლინდება.

შრედაშრე მიგმატიტებისათვის მიახლოებული პარაგენეტული მიწერაბლური ასოციაციებია: კვარცი-ბიოტიტი-პლაგიოკლაზი, კვარცი-ალბიტი-ეპიდოტი-ქლორიტი და კვარცი-მიკროკლინი-ეპიდოტი (მწვანე ფიქლების კვარც-ალბიტ-მუსკოვიტ-ქლორიტიანი სუბფაციესი).

შრედაშრე მიგმატიტების შემდგომი გარდაქმნები იწვევს ჩრდილო-

ვანი მიგმატიტების გაჩენას. ლეიოკრატული მასალის შედარებით მეტი ინტენსივობით შეტანა არღვევს ქარსისა და ქლორიტის ორიენტირებულ განლაგებას და იწვევს მათი ცალკეული გროვების გაჩენას ლაქების სახით. მეტასომატური მინერალწარმოქმნის პროცესის თანამიმდევრობა ამ შემთხვევაში იგივეა, რაც შრედაშრე მიგმატიტებისათვის.

მეტასომატური პროცესის შემდგომ სტადიაში ფორმირდებიან გრანიტები, თუმცა მათი გაჩენა შესაძლებელი იყო აგრეთვე სილიმანიტის და კორდიერიტის შემცველი ბიოტიტის ფიქლების ხარჯზეც.

მინერალწარმოქმნის თანამიმდევრობის მიხედვით ჩრდილოეთ კავკასიის გრანიტოიდები არაფრით არ განსხვავდებიან შრედაშრე და ჩრდილოვანი მიგმატიტებისაგან; განსხვავება მხოლოდ ლეიოკრატული მინერალების რაოდენობის ზრდასა და მუქი შემადგენლის შემცირებაშია.

მიკროკლინი წარმოიშობა ბოლოს და ყოველთვის ალბიტის ხარჯზე პერტიტიზაციის სტადიის გავლით. მიკროკლინში ჩართული სხვადასხვა ფორმის ალბიტის კრისტალები, ისევე როგორც პერტიტების ალბიტი, მიკროკლინიზაციის შემდეგ გადაჩენილი ნაშთებია (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959). პორფირობლასტური (პორფირისებრი) მიკროკლინი ვითარდება მის გვერდით განლაგებული ალბიტის რამდენიმე კრისტალის ხარჯზე.

ლეიოკრატული გრანიტები (ალიასკიტები) სხვა გრანიტოიდებისაგან მხოლოდ ფერადი მინერალების უმნიშვნელო შემცველობით განსხვავდებიან; ისინი არსებითად კვარც-პლაგიოკლაზ-მიკროკლინიანი ქანებია. პეგმატიტები მინერალური შედგენილობით უახლოვდებიან ლეიოკრატულ გრანიტებს. მათში ჩანს ნატრიუმისანი მეტასომატოზის პროცესში კრებითი კრისტალიზაციით წარმოშობილი მუყვე პლაგიოკლაზის მსხვილი კრისტალები. ისინი შექმნილი და დასერილია კვარცით, რაც აჩენს პეგმატიტისებურ ჩანაზარებს და ჩონჩხისმაგვარ პლაგიოკლაზის წარმონაქმნებს. პეგმატოიდებში ფიქსირებულია ალბიტის ძარღვაკები, ზოგჯერ კვარცთან და მუსკოვიტის მინარევთან ერთად. მუყვე პლაგიოკლაზის მიკროკლინიზაციაც პერტიტიზაციის სტადიის გავლით ხდება. პლაგიოკლაზში და მიკროკლინში განვითარებულია კვარცის იქტიოგლიპტებისმაგვარი წარმონაქმნები.

ამრიგად, ქანთა წარმოქმნის განხილულ სტადიებს მეტასომატური ხასიათი აქვს და ხორციელდება სტადიურად შეტანილი მასალის — უმთავრესად აღმავალი ხსნარის შედგენილობაში შემავალი კაჟის, ნატრიუმის, კალიუმის ზემოქმედების შედეგად.

კავკასიონზე მდ. ხანზი-დონის საწყისი გაბრიდის (შედგება ფუძე პლაგიოკლაზისა და რუხი რქატყუარასაგან, რომლებიც შესაძლოა პი-

როქსენის ხარჯზე გაჩნდნენ) გარდაქმნის დიაფტორული მეტასომატური პროცესი მიმდინარეობს დაახლოებით შემდეგ სამ სტადიად:

1) კვარცი. რუხი რქატყუარა → ბიოტიტი + ცირკონი + სფენი, ფუძე პლაგიოკლაზი → საშუალო პლაგიოკლაზი + აპატიტი + ეპიდოტი + სოსურიტი + კალციტი;

2) კვარცი, ბიოტიტი + ცირკონი (რქატყუარას ბიოტიტიზაციის დასასრული) → ქლორიტი + მაგნეტიტი, მყავე პლაგიოკლაზი + აპატიტი + ეპიდოტი;

3) კვარცი, სერციტი (მუსკოვიტი), ალბიტი, მიკროკლინი.

ზოგი მკვლევარის მონაცემებით (ვ. მორკოვიჩი, ლ. ეფიმოვი, ვ. არტამონოვა), ურალის გაბრო-ნორიტები გაჩნდნენ გეოსინკლინური მწვანე ქვის წყების ეფუზიების გარდაქმნის ხარჯზე. დადგენილია ამ წყების ქანების რელიქტები გაბრო-ამფიბოლიტებში. შეიმჩნევა ქანთა თანდათანობითი გადასვლა გაბროიდებში. რომლებშიც მემკვიდრეობით მიღებული კლასტური ტექსტურა და შემცველი წყების განლაგების ელემენტები მკვლევარებმა აღმოაჩინეს.

ამრიგად, ჩამოთვლილ მასივებს მემკვიდრეობით შემორჩა შემცველი ვულკანოგენურ-დანალექი წყების ნაოკა სტრუქტურა; ამ წყებას აღმავალი ხსნარების ზემოქმედების შედეგად განუტდია სხვადასხვა სახის მეტასომატური გადამუშავება იმ პერიოდში. როდესაც მისი ნაოკა სტრუქტურები ძირითადად უკვე ჩამოყალიბებული იყო.

გ. პინუსი, ვ. კუზნეცოვი და ი. ვოლოხოვი აღნიშნავენ, რომ ალტაის-საიანის ნაოკა მხარეში სიღრმული რღვევების ფარგლებში ხაზოვანი სხეულების სახით ლოკალიზებული გაბროიდული მასივები თანდათანობით გადადიან კამბირული ასაკის შემცველ ვულკანოგენ-დანალექი წყებაში შემდეგი სქემის მიხედვით: კამბირული ეფუზივები → გნეისისმაგვარი გაბრო → მასიური აღნაგობის გაბრო.

მსგავსი მოვლენები შეინიშნება ყველგან, ფემური პროფილის უძველეს ფორმაციებში. მეტასომატური გრანიტიზაციის, სიენიტიზაციისა და მადნეული მინერალიზაციის გამომწვევი აღმავალი ხსნარების წყაროდ, როგორც ჩანს, უნდა ჩაითვალოს ძირითადად ზედა მანტია და დედამიწის გრანიტ-მეტამორფული ფენა.

ბაზალტური მაგმისა და სიღრმული ხსნარების კავშირის შესახებ დედამიწის ღრმა ზონებთან ლაპარაკი იყო 1953 წელს პეტროგრაფთა I საკავშირო თათბირზე ქ. მოსკოვში (გ. ზარიძე, 1955). აღინიშნა, რომ გეოსინკლინებში უპირატესად დაღმავალი მოძრაობების დროს ამოფრქვეული ფუძე ქანების სივრცული კავშირი გრანიტიზებთან, რომლებიც დისლოკაციური პროცესების ეტაპზე ჩამოყალიბდნენ, და შემოტანილი ნივთიერების (რომელიც გვერდით ქანებთან ურთიერთქმედებისას იქნეს გრანიტებისათვის ჩვეულებრივ შედგენილობას) სრულიად ლეიკოკ-

რატული ხასიათი ადასტურებს იმას, რომ გეოსინკლინური აუზების ქვეშ დედამიწის ღრმა ფენებში (თანამედროვე გაგებით მანტიაში), წარმოშობილი ბაზალტური მგემა ძლიერ გარდაიქმნება. მასში უკვე აღარ არის მისთვის აგრერივად დამახასიათებელი ქიმიური ელემენტები, როგორცაა მაგალითად, მაგნიუმი, რკინა და კალციუმი. გარდაქმნილი ნივთიერება გამდიდრებულია უმთავრესად კაჟით, კალიუმით და ნატრიუმით.

დ. კორჟინსკიმ შემოიღო ტერმინი „ტრანსმაგმური ან მაგმისგამპოლი ხსნარები“, რომელიც არაფრით არ განსხვავდება გეოლოგიაში დამკვიდრებული ტერმინისაგან — „აღმავალი ხსნარები“. ამასთან, ეს უკანასკნელი ყველას ერთნაირად ესმის. დღეისათვის ამ ხსნარების წყაროდ ავტორი თვლის ზედა მანტიას: უკანასკნელი, მრავალი თანამედროვე გეოლოგის შეხედულების თანახმად, მეტასომატური გარდაქმნების გამომწვევი აღმავალი ხსნარების წყაროა.

დედამიწის ზედა მანტიაში ჩასახული მაგმებისა და ხსნარების გვერდით არსებობენ ხსნარები, რომლებიც გამოიყოფიან უშუალოდ მგამოდან მისი კონსოლიდაციის სხვადასხვა სტადიაში, აგრეთვე დანალექი ქანებიდან მობილიზებული ხსნარები.

ზედა სტრუქტურულ სართულებში (ნაოკა ნაგებობებში) შემოქრილი აღმავალი ხსნარები იწვევენ საწყისი ქანების მეტამორფულ გარდაქმნებს. მეტამორფულ რეაქციებს აქვს იზოქიმიური და ალოქიმიური (მეტასომატური) ხასიათი. ახლადწარმოქმნილი მინერალური ასოციაციები და ფაციესები დამოკიდებულია ხსნარისა და საწყისი მინერალების შედგენილობაზე და, გარდა ამისა, გეოლოგიური სტრუქტურის იმ უბნის ტემპერატურასა და წნევაზე, რომელმაც მეტასომატოზი განიცადა.

ქანთწარმოქმნაში მეტასომატური რეაქციების როლის სწორი გაგებისათვის საჭიროა გავითვალისწინოთ აღმავალი ხსნარების მიერ კომპონენტების შეტანის სტადიურობა. ასე, მაგალითად, კავკასიაში სხვადასხვა ენდოგენური (მეტამორფული, მეტასომატური) ფორმაციებისათვის დადგენილია ნივთიერების შეტანისა და მეტასომატური პროცესების სხვადასხვა სტადიები.

#### წინააღმდეგობისა და მატასომატოზის დროს

გეოსინკლინებში, რომლებმაც მეტამორფიზმი და მეტასომატოზი დანაოკების სტადიაში განიცადეს, მოსალოდნელია ლითოსტატიკური წნევის გაქრობა. ამ დროს წარმოიქმნება სინკლინები და ანტიკლინები, ხოლო საერთო ჯამში — რთული თაღური სტრუქტურა, რომელშიც, თუ მას სტატიკურად ჩავთვლით, ძალთა განაწილებას არაფერი საერთო არ ექნება მასთან, რაც ლითოსტატიკურ წნევას შესაბამება.

წნევა სტრუქტურის სხვადასხვა ნაწილებში განსხვავებულია, ე. ი. წნევის მიხედვით სტრუქტურა ანიზოტროპული იქნება (გ. ზარძიყ. ნ.ათარი-შვილი, 1964). რამდენადმე მოგვიანებით ამ საკითხს შეეხო დ. რუნდკვისტი (1966) და აღნიშნა, რომ „საბადოების ფორმირების სიღრმეებზე წნევა ქანებში განაწილებულია მკვეთრად არათანაბრად“ და რომ „ანიზოტროპიამ წნევის განაწილებაში უნდა იმოქმედოს მეტასომატური ქანთწარმოქმნის პროცესებზე (ისევე, როგორც გადაკრისტალებამ) და მნიშვნელოვანწილად განაპირობოს (სხვა თანაბარ პირობებში) გაჩენილი წარმონაქმნების სივრცული განლაგება“ (გვ. 36). საინტერესოა დასახელებული ავტორის შემდეგი მსჯელობა: „განვიხილავთ რა მეტასომატურ მინერალწარმოქმნას გამარტივებულად, სტატიკურთან მიახლოებულ პირობებში. პროცესის მოდელი შეიძლება წარმოვადგინოთ როგორც ხსნარების (რომლებიც ჰიდროსტატიკურად ავითარებენ წნევას ყველა მიმართულე-ბით და იმყოფებიან ერთსა და იმავე დონეებზე ერთნაირი წნევის პირობებში) ურთიერთობა ქანებთან, რომლებიც სხვადასხვა წნევის დროს სხვადასხვა წერტილებში იმყოფებიან (წნევა, როგორც დავინახეთ, ნაკლებია ანტიკლინების კლიტეებში. ჩაქცეულ ბლოკებში, ღია ნაპრალების ახლოს და ა. შ. და მეტი სინკლინების კლიტეებში, შესხლეტილ ბლოკებში, ტექტონიკურად აშლილი ზონების ახლოს, და ა. შ.)“ (გვ. 29). ამასთან დაკავშირებით „მეტასომატური მინერალწარმოქმნის პროცესები ყველაზე ინტენსიურად უნდა ვლინდებოდეს ანტიკლინური გაღუნვის უბნებში, გუმბათისებურ სტრუქტურებში, აწეულ შესხლეტილ ბლოკებში, ბრეჩჩიების ზონებში, ხსნილ ნაპრალთა სისტემის გასწვრივ ზონებში. აგრეთვე სხვადასხვა მექანიკური თვისებების მქონე ქანების რთული მორიგეობის უბნებში“ (გვ. 34).

მ. რუნდკვისტს მოჰყავს (1966) უ. ბალობრის შედარებითი დიაგრამა, რომელიც ასახავს დაძაბულობას ქანებში და აგებულია თეორიულად გამოთვლილი მონაცემების საფუძველზე და აკეთებს შესაბამის დასკვნებს. საინტერესოა დასკვნა იმის შესახებ, რომ დაძაბულობის უდიდესი ვექტორი იშვიათად არის ვერტიკალური და რომ შიდა დაძაბულობა ქანებში „ძალიან არათანაბარია სივრცეში და არ არის აგრეთვე მუდმივი დროში“.

იმის გამო, რომ ადვილად გამტარ ქანებში (დანაპრალიანებული, ფორიანი და ა. შ.), დაუნაპრალიანებელ ქანებთან შედარებით, ხსნარების აღმავალი ნაკადის წნევა დაბალია, მათში ხდება ხსნარების თავისუფალი ცირკულაცია და მინერალთა გამოყოფა. ნაპრალომოიჭნავე მეტასომატოზის ინტენსიუობა და მადნეული ელემენტების კონცენტრაცია ამგვარ ქანებში დამოკიდებული იქნება ტემპერატურასა და შემცველი ქანების შედგენილობაზე, აგრეთვე კრისტალოქიმიურ ფაქტორებზე. გამწე ტექტონიკური სიკარიელებების არსებობისას ქანებში, რომლებშიც

ხსნარები ძნელად აღწევენ, უნდა წარმოიქმნას საბადოები მკვეთრი ზალბანდებით: უკანასკნელებში ნაპრალმომიჯნავე მეტასომატოზი სუსტადაა განვითარებული.

მკვირვ ქანებში ხსნარების გადაადგილება ხდება მარცვალთმორის და მოლუკულური სივრცეების საშუალებით (ფორების ხსნარები), მეტასომატური პროცესების შედეგად ხსნარებისა და მინერალების ქიმიური პოტენციალების გათანაბრების გზით. თუ მეტასომატურმა პროცესმა ბოლომდე არ გარდაქმნა ქანები და წარმოიშვა მხოლოდ სხვადასხვა ხარისხით შეცვლილი ზონები (მეტასომატური ზონალობა) ან უბნები, განპირობებული პროცესის განვითარების თანამიმდევრული სტადიებით, გადასვლები მათ შორის თანდათანობითი იქნება.

ხსნარების აღმავალი ნაკადის დინამიკურ პირობებში მეტასომატოზის ფრონტის გარკვეული მდებარეობის ფარგლებში წონასწორობის მიღწევა საწყის მინერალსა და ხსნარს შორის ხდება მათი სრული გარდაქმნის (ჩანაცვლების) დროს. მოცემულ შემთხვევაში ეს ელემენტარული წონასწორობაა ქანსა (მინერალს), რომელიც მეტასომატოზს განიცდის, და ხსნარს შორის, რომელიც შეიცავს ნაწილობრივ ან მთლიანად გახსნილი საწყისი მინერალების კომპონენტებს და დაკარგული აქვს მეტასომატური ჩანაცვლების პროცესში კომპონენტების გარკვეული რაოდენობა.

ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ იმავე სტადიისა და შედგენილობის ხსნარების შემდგომი ნაკადები უკვე „თავისუფლად“ იყონებიან გარდაქმნილ ქანებში. ისინი მოცემული შედგენილობის ხსნარებისათვის ნეიტრალურ გარემოს წარმოადგენენ.

ამრიგად, მეტასომატური პროცესის ტალღის გადაადგილების შედეგად ხდება არა მარტო გახსნა, არამედ განსხვავებული წნევის პირობებში ახალი მინერალების წარმოქმნაც საწყისი ქანის სხვადასხვა უბანზე. ეს პროცესი მიმდინარეობს ლოკალურად ან რეგიონულად იქამდე, სანამ ხსნარში კომპონენტების ქიმიური პოტენციალები გათანაბრდება. მეტასომატურ პროცესს სტადიური ხასიათი აქვს, ე. ი. ერთ გეოლოგიურ ციკლში ხსნარების შედგენილობა იცვლება.

#### **სტადიურობა მბასომატურ მინერალ- და ქანწარმოშობაში**

ამ ასპექტში მეტასომატური პროცესები კავკასიის მასალაზე იყო განხილული (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959, 1960). გამოკვლევების შედეგად დადგინდა, რომ მეტასომატური პროცესები მიმდინარეობენ სტადიურად. ამასთან, ნაწილი ქანებისათვის ამ პროცესის პირველი სტადია კაჟიანი მეტასომატოზია. კერძოდ, ეს მოვლენა შეინიშნება სხვადასხვაგვარი საწყისი ქანებიდან მეტასომატური გრანიტოიდების თანდათანობით ჩამოყალიბების დროს.

მეტასომატური პროცესები მათი სრული გამოვლენისას განპირობებულია უმთავრესად სილიციუმის, ნატრიუმისა და კალიუმის თანამიმდევრული აქტივობით. მაგრამ ხშირად ყველა სტადია არ ვლინდება,



რაც საშუალებას იძლევა დავასკვნათ გრანიტოიდებისა და სხვა ქანების თანდათანობითი ჩამოყალიბება.

მეტასომატოზი იწვევს ზოგიერთი ელემენტის გამოტუტვას. განსაკუთრებით ფუძე მაგმური ქანებიდან, მათ შემდგომ გამოტანასა და თანდათან სტადიურ გადალექვას.

იგივე შეინიშნება ამჟამადაც მაგმის გამოვლენისას. ასე, მაგალითად, ს. ნაბოკო (1966) თვლის, რომ ინტენსიური მეტასომატიზმი, ქანების გამოტუტვა და მინერალწარმოქმნა ვითარდება წყლიანი თხევადი ხსნარების ზეგავლენით და ვულკანიტებისათვის ზედნადები პროცესია.

ერთსტადიური მეტასომატოზი, ჩვეულებრივ, აღმავალი ხსნარების მიერ სილიციუმის შემოტანითაა განპირობებული, რის შედეგადაც წარმოიქმნებიან მეტაკვარციანი გაბრო. მეტაკვარციანი დიაბაზი, მეტაკვარციანი პორფირიტი, მიკროპეგმატიტური დიაბაზი, მეორეული (მეტასომატური) კვარციტები და სხვ.

ცალკეულ შემთხვევებში, განსაკუთრებით გეოსინკლიური ვულკანიზმის პირობებში, ერთსტადიური მეტასომატოზი მიმდინარეობს ნატრიუმისანი მეტასომატოზის გზით, რაც შესაძლოა ქანების იმ უბნებზე, რომლებიც ან გასცდნენ სილიციუმის მეტასომატოზს, ან საერთოდ არ განუცდიათ გარდაქმნის ეს პირველი სტადია. მაგალითად, მდ. აქტიუბის ხეობაში (ჩრდილოეთი კავკასია) ცნობილია ალბიტისანი დიორიტის სხეული, რომელიც წარმოიქმნა გაბროს ხარჯზე უპირატესად ნატრიუმისანი მეტასომატოზის შედეგად (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959).

კავკასიის ზოგიერთი ჰერცინული გრანიტოიდი წარმოიქმნა მრავალსტადიური მეტასომატური პროცესების შედეგად სხვადასხვა საწყისი მაგმური და დანალექი ქანების ხარჯზე. მაგრამ რეგიონში მეტასომატოზის ყველა სტადიის ინტენსიური გამოვლენის მიუხედავად ზოგიერთ უბანზე ქანებმა გაიარეს გარდაქმნის მხოლოდ ერთი სტადია — კალიუმისანი მეტასომატოზი. ამის შედეგად გაჩნდა კალიუმშპატიანი (ორთოკლაზისანი) გაბრო, რომელშიც კალიუმშპატის კრისტალების გვერდით, რომლებიც პლაგიოკლაზს ენაცვლებიან. მისი ძარღვაეებიც შეიძინევა: გვხვდება აგრეთვე პორფირობლასტური ამფიბოლიტები და ბიოტიტისანი ფიქლები, რომლებშიც პორფირობლასტები მიკროკლინის სახითაა წარმოდგენილი.

ორ სტადიად მიმდინარე მეტასომატოზი გამოხატულია ორი თანამიმდევრული პროცესით; ეს პროცესები განპირობებულია რეაქციებით, რომლებიც დაკავშირებულია ჯერ სილიციუმის და შემდეგ ნატრიუმის, ან ორივეს თითქმის ერთდროულ შემოტანასთან.

სპილიტების ჩამოყალიბების შემდეგ სპილიტ-კვარტოფირ-დიაბაზ-პორფირიტული ფორმაცია ხშირად განიცდის კაჟიან (სილიციუმისანი) მეტასომატოზს, რომელსაც თავიდან ლოკალური ხასიათი ჰქონდა.

უპირატესად კაჟიან-ნატრიუმისანი მეტასომატოზი შეინიშნება სამხრეთ

საქართველოში, სადაც განვითარებულია 2,5 კმ სისქის ზედაცარცული ვულკანოგენურ-დანალექი წყება, რომელიც ანდეზიტ (ბაზალტ) - დაციტურ ფორმაციას წარმოადგენს. ამ ფორმაციის საწყისი ქანები ბაზალტები, ანდეზიტები და მათი ტუფები იყვნენ, რაც დასტურდება ამ ქანების პორფირულ გამონაყოფებს შორის ქლორიტის ან ქლორიტის კალციტით ფსევდომორფოზების არსებობით, ზოგჯერ რქატყუარას ხარჯზე გაჩენილი ოპაციტის არსებობით. ზოგან რქატყუარა და პიროქსენი შენარჩუნებულია როგორც ჩანაწინწყლებს შორის, ასევე ძირითად მასაში. კაჟიანი და ნატრიუმის მეტასომატოზის გავლენით ქანები გარდაქმნენ კვარციან ალბიტოფირებად, უფრო იშვიათად მეტაკვარციან პორფირიტებად და მეტადაციტებად.

ჩეგემის ზედაკამბრიულისწინა — ქვედაპალეოზოურ მეტამორფულ წყებაში (ჩრდილოეთი კავკასია) შეიმჩნევა პირველი გენერაციის კვარცის მიერ დედაქანის გარდაქმნილი შუაშრეების მოსპობა. ალბიტი უფრო გვიანდელია; იგი წარმოქმნის ძარღვაკებს, გარს ერტყმის კვარცის მარცვლებს და თანდათანობით ანაცვლებს მათ. ალბიტური პორფირობლასტების რაოდენობის ზრდასთან ერთად მცირდება კვარცის რაოდენობა. რომლის ნაშთები მხოლოდ ალბიტის კრისტალებში რჩება. გვსვდება უფრო გვიანი კვარციტი, რომელიც ძარღვაკებსა და ბუდობებს აგებს; იგი კეთს და ქამს ალბიტის მარცვლებს. მეორე გენერაციის კვარცის თანადროული მადნეული მინერალი (ჰემატიტი) მეტასომატურად ანაცვლებს პირველი გენერაციის კვარცსა და ალბიტს.

სამ-(კაჟიან-ნატრიუმის-კალიუმის) და მრავალსტადიური მეტასომატოზი ხშირად შეინიშნება კალიუმის (მიკროკლინიან) გრანიტებში.

კავკასიის მიკროკლინიან გრანიტებში მჟღავნდება მნიშვნელოვანი გათიშვა დროში კაჟიან-ნატრიუმის და კალიუმის მეტასომატოზის გამოვლენას შორის. ეს პროცესები თანამიმდევრულად გამოვლინდნენ ჰერცინულ ტექტონურ-მაგმურ ციკლში.

კავკასიის უძველესი ვულკანოგენური გეოსინკლინის შედგენილობაში შემავალი საწყისი ფუძე მაგმური ქანები თითქმის მთელი პალეოზოური ერის განმავლობაში განიცდიდნენ გარდაქმნებს, რის შედეგადაც ჩამოყალიბდნენ მიკროკლინიანი გრანიტები და მათი შემცველი, ხშირად დიაფტორიზებული კრისტალური ფიქლები და გნეისები. მეტასომატური გრანიტიზაცია განიცადეს აგრეთვე სედიმენტოგენურმა ქანებმა. საწყისი მინერალების გარდაქმნები მიმდინარეობდა შემდეგი გაიდეალებული სქემით: პიროქსენი → რქატყუარა → ბიოტიტი → მუსკოვიტი; ფუძე პლაგიოკლაზი → საშუალო პლაგიოკლაზი → მჟავე პლაგიოკლაზი;

მეაქვე პლაგოკლაზების ნაწილი → მიკროპერტიტი და მიკროკლინი; კვარცის გამოყოფა.

მეტასომატური პროცესების სტადიური ხასიათის შესახებ მოსაზრებებიდან (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1955, 1960, გ. ზარიძე, 1963) გამომდინარეობს, რომ ამ პროცესების თანამიმდევრობა სხვადასხვა კონკრეტულ შემთხვევაში შეიძლება სხვადასხვა იყოს; ისინი ყოველთვის არ ვლინდებიან სრული სახით; მადანწარმოშობა და მეტასომატური ქანწარმოშობა ერთიანი პროცესის რგოლებია, ე. ი. მადნიანი ჰიდროთერმული ხსნარები არ უნდა განვიხილოთ იმ ხსნარებისაგან მოწყვეტით, რომლებიც მეტასომატურ ქანწარმოშობას იწვევენ.

მინერალიზაციური პროცესების მთავარი სტადიები რამდენიმეა, ამასთან, ზოგიერთი მათგანი კიდევაც მეორდება. მაგალითად, კაქიანი (სილიციუმიანი) სტადია ორი-სამია, ტუტე (ტუტეების შეტანა) არანაკლებ ორისა (ადრეული ნატრიუმიანი, გვიანი-კალიუმიანი) და, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ისინი ხშირად დროის მნიშვნელოვანი მონაკვეთით არიან გათიშული. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ კალიუმიანი სტადია (კალიუმის ინტენსიური რეგიონული შეტანა), რომელიც მიკროკლინიანი გრანიტების საპოლოო ჩამოყალიბებას აპირობებს, არ ამჟღავნებს მაგმატიზმთან ახლო კავშირს დროში.

ამ წიგნის ავტორის მიერ პირველად კავკასიაში დადგენილი მეტასომატოზის კანონზომიერი სტადიები შემდგომში მთელ რიგ სხვა რაიონებშიც გამოვლენიდა. კოქსაროვსკის მასივის ულტრაამფიტულ და ტუტე ქანებში აღწერილია საინტერესო მაგალითი სტადიურად მიმდინარე მეტასომატური პროცესებისა (მ. რუბი და სხვ. 1962), რამაც გამოიწვია ნეფელინიანი სიენიტების ალბიტიზაცია და პიროქსენიტების ამფიბოლიზაცია, ბიოტიტიზაცია და კარბონატიზაცია. განხილული ქანების გარდაქმნის პირველი სტადია იყო ნატრიუმიანი მეტასომატოზი, რომელიც შეიცვალა ჭერ კალიუმიანი და შემდეგ კალციუმიანი მეტასომატოზით.

ტინგულიტებში და ნეფელინიან სიენიტებში მეტასომატოზი უპირატესად ალბიტიზაციით, უფრო იშვიათად ეგირონიზაციით გამოიხატება. აღინიშნება თანდათანობითი ალბიტიზაციის ყველა სტადია თითქმის მონომინერალური ალბიტიანი ქანების (ალბიტიტების) გაჩენამდე. თავიდან ხდება კალიუმიანი მინდვრის შპატის, შემდეგ ნეფელინის და ბოლოს ეგირონის ჩანაცვლება. ნატრიუმიან მეტასომატოზთან ნეფელინიანი სიენიტების ეგირონიზაცია შედარებით იშვიათადაა დაკავშირებული. კოქსაროვსკის მასივის მახლობლად დადგენილია ალბიტიტების, ეგირონიზებული ნეფელინიანი სიენიტების და ეგირონ-ალბიტიანი ქანების ერთობლივი განვითარება. პიროქსენიტებში ნატრიუმიანი მეტასომატოზი ვლინდება ავგიტის ტუტე რქაქუყუარით ჩანაცვლებაში. ზოგჯერ პიროქსენიტებს თითქმის მთლიანად ენაცვლება არფვედსონიტი.

რაც შეეხება კალიუმთან მეტასომატოზს, იგი ინტენსიურია პიროქსენიტებში და შედარებით სუსტია ნეფელინიან სიენიტებსა და ტინგუაიტებში. ეს პროცესი გამოხატულია ბიოტიტის (ლეპიდომელანის) და ლიბენერიტის გაჩენაში. მოგვიანებით ბიოტიტი გადადის ვერმიკულიტში. ბიოტიტიზირებული პიროქსენიტები გვხვდება ძირითადად კოკშაროვსკის მასივის ცენტრალურ ნაწილში; ზოგჯერ დგინდება, რომ პიროქსენიტების ამფიბოლიზაციის სტადია წინ უსწრებს ბიოტიტიზაციის სტადიას. ზოგ ადგილებში ამფიბოლიტებში ჩანს გადაარჩენილი ტიტან-ავგიტის არასწორი მარცვლები. ამფიბოლი წარმოდგენილია ჩვეულებრივი რქატყუარას, კერსუტიტის და ბარკევიციტის სახით.

პიროქსენიტების ბიოტიტიზაციის დროს გამოთავისუფლებული კალციუმი ძირითადად გაიტანება აღმავალი ხსნარებით, ხოლო ნივთიერების შეტანა-გატანის არასრული პროცესისას კალციუმის ნაწილი ერთდება რა შეტანილ  $\text{CO}_2$ -თან, სფენისა და რქატყუარას მიმართ ფსევდომორფოზების სახით რჩება და ავსებს ბზარებსა და სივრცეებს რქატყუარას, პიროქსენსა და ბიოტიტს შორის. გარდა აღნიშნულისა, კარბონატი კოკშაროვსკის მასივიდან 5 კმ დაშორებით ქმნის ცალკეულ, საკმაოდ მსხვილ ბუდობებს, რომლებიც აპატიტს, სფენს და რქატყუარასა და პიროქსენის რელიქტებს შეიცავენ.

#### მეტასომატურ მანერამორფოზასთან დაკავშირებული მადნეული მინერალიზაცია

მადანმინერალიზაციური პროცესების კავშირი მეტასომატურ ქანწარმოშობასთან ეკვს არ იწვევს. თ. ივანიცკისა და სხვა მკვლევარების მიერ 1967 წელს აჭარაში ჩატარებული გამოკვლევებით დადგინდა სიენიტ-დიორიტული ინტრუზივის მეტასომატური ჩამოყალიბების რამდენიმე სტადია, ამასთან ტყვიის მინერალიზაციას, რომელიც ედება უფრო ადრეულ სპილენძ-თუთიის მინერალიზაციას, ისინი კავიან ტუტე მეტასომატოზს უკავშირებენ. საწყის გაბროებსა და გაბრო-დიორიტებში, ერთი მხრივ, და დიორიტებში — მეორე მხრივ, სპილენძის კონცენტრაცია შესაბამისად სამჯერ და შვიდჯერ მეტია კლარკულზე. მეტასომატური გენეზისის ქანთა კავშირება სახესხვაობებში დადგინდა სპილენძის თანდათანობითი შემცირება.

ამგვარი გენეზისის საბადოების დახასიათება ლიტერატურაში საკმაოდ ხშირად გვხვდება. კანადაში, სანაპირო ქედების კიდურა ნაწილში, ფუქე და საშუალო მაგმური ქანების დაიკების განვითარების რაიონებში ცნობილია ტყვია-თუთიისა და სპილენძის საბადოები; ისინი უკავშირდებიან კალიუმითა და სულფიდებით მდიდარი ხსნარების ჰიდროთერმულ მოქმედებას, რაც აპირობებს მოხლეჩვის ზონების გასწვრივ მეტასომა-

ტიტების გაჩენასა და მეტასომატური მადნეული სხეულების ფორმირებას. საბადოს ჩამოყალიბების პროცესი გვაგონებს კოლჩედანურ მადანგამოლექვას კავკასიაში და სხვ.

აღსანიშნავია რომ კანადის ყველა მრავალლითონური, კოლჩედანური და ზოგი სხვა საბადო ჰიდროთერმულ-მეტასომატურად ითვლება. მრავალი კანადელი გეოლოგი აღნიშნავს სელექციურ მეტასომატურ მადანგამოლექვას და მის ექვშირს მეტასომატურ ქანწარმოშობასთან.

კორდილიერების ამავე ნაწილში ცნობილია მეზოზოური ასაკის სულფიდური ნიკელის საბადო პასიფიკ ნიკელი. აქ მინერალიზაცია უკავშირდება შტოკისმაგვარ ულტრამაფიტულ მასივს, რომელიც იკვეთება ერთმანეთში თანდათანობითი გადასვლებით დაკავშირებული გვიანმეზოზოური დიორიტებისა და ნორიტების ბათოლითისებრი სხეულით. ულტრამაფიტული მასივი წარმოდგენილია რქატყუარიანი პიროქსენიტების სახით, რომელთაც პერილოტიტული ბირთვი და პეგმატოიდური პორნბლენდიტებით აგებული კიდურა ნაწილები აქვს. რქატყუარიანი ქანები წარმოიშვნენ არსებითად პიროქსენიანი და ოლივინიანი ქანების ხარჯზე. მინერალიზაციის შედეგად გაჩნდება პიროტინის გაფანტული და მასიური მადნები, პენტლანდიტისა და ქალკოპირიტის ნაკლები რაოდენობით. სულფიდური სხეულები, რომელთა სისქე არა უმეტეს 50—60 სმ-ია, თანდათანობით გადადიან პიროქსენიტებისა და პორნბლენდიტების დაიკვებში. თვლიან, რომ საბადო წარმოშობილია ალმავალი ხსნარებით 650°C ტემპერატურის პირობებში მეტასომატური გზით. ხსნარებით გამოტუტდნენ როგორც მადნეული, ასევე არამადნეული მინერალები.

მრავალი მკვლევარი ასაბუთებს, რომ ქრომიტები და სხვა მადნები წარმოიშვნენ მათი შემცველი ულტრამაფიტების მეტასომატური გადაქმნევებით. მაგალითად, ა. ბაკიროვი (1963) წ. ფიქრობს, რომ დუნიტების მეტასომატური წარმოშობა მიმდინარეობდა პერილოტიტული მაგმის კრისტალიზაციის შემდეგ, დიდი სიღრმის მაგნიური კერიდან შემოსული ფლუიდების ზეგავლენით.

საინტერესო დაკვირვებებია ჩატარებული სადბერის რაიონის სპილენძ-ნიკელის საბადოზე (პროვინცია ონტარიო, კანადა). საბადო განვითარებულია იმავე სახელწოდების რთული ინტრუზივის საკვების ვასწვრზე; ინტრუზივის ზედა პორიზონტი აგებულია მიკროპეგმატიტებით, ქვედა კი — ნორიტებით. ნორიტული პორიზონტის ყველაზე ქვედა ნაწილში შეინიშნება კვარციანი დიორიტის უბნები, რომლებიც თანდათანობით გადადიან ნორიტებში, რაც მიუთითებს დიორიტების ხსნარის ზეგავლენით მეტასომატური გზით წარმოშობაზე. სადბერის ნიკელშემცველი ინტრუზივის სახურავი წარმოდგენილია ვულკანოგენურ-დანალექი წყებით, რომელიც მულდას წარმოქმნის. ინტრუზივის ზედაპირულ ნა-

წილში ვულკანოგენურ-დანალექი წყების შრეულობის პარალელური შრეულობა შეიმჩნევა: ინტრუზივის განლაგების ფორმა შეესაბამება შემცველ წყებას — მულდისებრია. გამადნება (მადნეული სხეული) დაკავშირებულია კვარციანი დიორიტების საგებთან; დიორიტები შეიცავენ დიორიტიზაციისაგან გადაარჩენილ გაბროს ნაშთებს (ქსენოლითებს), რომლებიც არ არიან მინერალიზებული. მოყვანილი ფაქტები მიკვითითებენ უდავო კავშირზე მადანგამოლექვასა და მეტასომატურ ქანწარმოშობას შორის.

სასარგებლო (და არასასარგებლო) კომპონენტის კონცენტრაცია ხდება როგორც ნარჩენ მაგმურ მდნარში, ასევე აღმავალი ხსნარების დახმარებითაც. ხსნარებს უნარი აქვთ ქანებიდან არა მარტო გამოტუტონ კომპონენტები, რომლებიც გაბნეულ მდგომარეობაში იმყოფებიან, არამედ მოახდინონ მათი გადალექვა და კონცენტრაცია (გამდიდრება), რაც სავსებით ადასტურებს ლ. ტაუსონის მიერ 1961 წელს გამოთქმულ მოსაზრებას. ხსნარებში შეიძლება იყოს აგრეთვე საკუთარი (იუვენური) მადნეული და არამადნეული კომპონენტები, რომლებიც გამოიტანებიან დედამიწის ღრმა ფენებიდან (ზედა მანტიიდან ან გრანიტ-მეტამორფული ფენიდან).

აღსანიშნავია, რომ ხილული კავშირი აღმავალ ხსნარებსა და მაგმატიზმს შორის ზოგჯერ არ მყლადნება. კერძოდ, ეს ეხება კალიუმთან ხსნარებს, რომლებიც, როგორც აღენიშნეთ, ახდენენ კალიუმით ღარიბი გრანიტოიდების (პლაგიოგრანიტების) და სხვა ქანების მიკროკლინიზაციას. გრანიტოიდების ჩამოყალიბების ამ სტადიასთანაა დაკავშირებული მეტასომატური პეგმატიტწარმოშობა.

ამრიგად, მეტასომატურ ქანწარმოშობასთან გენეტიკურად დაკავშირებულ სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ჩამოყალიბებაში გადაწყვეტი ფაქტორი აღმავალი ხსნარების ქიმიური აქტიურობა და საწყისი ქანების შედგენილობაა, რომლებშიც გაიჟონება აღნიშნული ხსნარები. მაგრამ აღმავალი ხსნარები მდიდარია აგრეთვე მადნეული და არამადნეული კომპონენტებით, რომლებიც არ არიან ქანებიდან გამოტუტული და მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ მინერალწარმოქმნის პროცესებში.

ა. მარაკუშევის მონაცემებით (1973), მაღალტემპერატურული ხსნარები დოლომიტზე და მაგნეტიტზე ზემოქმედების შედეგად განაპირობებენ მაგნეზიური სკარნების წარმოშობას. ამავე ხსნარების ტემპერატურის დაწევის (რეგრესიის) დროს აღდრეული მაგნეზიური სკარნები გარდაიქმნებიან და მათში ჩნდება ფლოგოპიტი, მაგნეტიტი, ლუდვიგიტი, კლინოგუმტი, ამფიბოლი; წარმოიშობა ფლოგოპიტიანი და სხვა მაგნეზიური სკარნები, აგრეთვე კირიანი სკარნები, რომლებიც გროსულარ-ანდრადიტიანი გრანატის, კლინო-

პიროქსენის, ვოლასტონიტის, ვეზუვიანის, მაგნეტიტის და სხვა მინერალებისაგან შედგებიან.

კირიანი სკარნები გვხვდება მაგმური ქანების კირქვებთან კონტაქტებში, უფრო იშვიათად — ადრე წარმოშობილი მაგნეზიური სკარნების ჩანაცვლებისას (რკინიანი პიროქსენ-ანდრადიტული სკარნები).

გრეიზენები და მათი თანმსლები კვარცის ძარღვები სივრცობრივად მჭიდროდ უკავშირდებიან გრანიტოიდებს და პეგმატიტებს. ხშირად თვით გრანიტებია გაგრეიზენებული, რაც მიუთითებს როგორც გრანიტოიდების, ასევე გრეიზენების საერთო სიღრმულ წყაროზე. გრეიზენების მაღნეული მინერალებია: კასიტერიტი, ვოლფრამიტი, შეელიტი, რუთილი, არსენოპირიტი, ქალკოპირიტი, სვალერიტი და სხვ.

მეორეულ (მეტასომატურ) კვარციტებს ახლავს სპილენძის, სპილენძ-მოლიბდენისა და სხვა გამაღნება.

ველკანურ ფორმაციებში სოლფატარული არგილიტიზაციის შედეგად საწყის მინერალებს ჩაენაცვლებიან ჰიდროქარსი, ბეიდელიტი, მონტმორილონიტი, ალოფანი, ნაკრიტი, ჰალუზიტი, შემდეგ კი კაოლინი და დიკიტი. ამ პროცესისათვის დამახასიათებელია ალუნიტი, თაბაშირი, ანჰიდრიტი, ფლუორიტი, ბარიტი, დიასპორი, რუთილი, პირიტი, კაჟის კრიპტოკრისტალური სახესხვაობანი.

ანდეზიტების (უფრო იშვიათად ბაზალტების) დაბალტემპერატურული მწვანე ქვის მეტასომატური შეცვლის ერთ-ერთ სახესთან — პროპილიტიზაციასთან დაკავშირებულია შემდეგი ლითონები: ოქრო, ვერცხლისწყალი, სპილენძი, თუთია, ტყვია, მოლიბდენი, დარიშხანი, ანთიმონიტი, ვერცხლი; ამ პროცესისათვის განსაკუთრებით ტიპურია ოქრო, ვერცხლი და სპილენძი.

ვაჯამებთ რა ნათქვამს მინერალიზაციის პროცესების შესახებ მეტასომატურ ქანწარმოშობასთან დაკავშირებით, საჭიროა აღინიშნოს შემდეგი:

1. მაღნეულ და არამაღნეულ მინერალიზაციურ პროცესებს, რომლებიც მაგმატიზმის გამოვლენის რაიონებშია განვითარებული, ზედნადები ხასიათი აქვთ. ხსნარებს აქვთ სიღრმული წყარო; ისინი მაგმურ კერას პარაგენეტულად უკავშირდებიან.

აღმავალი ხსნარების მინერალიზაცია შეიძლება იყოს საკუთარი და გარეშე. პირველ შემთხვევაში იგი განპირობებულია მაგმური კერით, რომელიც ამდირებს ხსნარს უპირატესად აქროლადი კომპონენტებით. გარეშე მინერალიზაციის წყაროა მინერალიზაციური პროცესის წინამორბედი მაგმური ქანები, აგრეთვე სინქრონული სედიმენტოგენური და სხვა ქანები, რომლებშიც ხსნარების ცირკულაცია ხდება.

ქანებიდან კომპონენტების გამოტუტვა და შემდეგ გადალექვა მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. მაღანგამოლექვა ხდება ან მთლიანად მეტასომატური გზით, ან ნაპარალთა მომიჯნავე მეტასომატოზის არსებობისას.

2. მაგმურ ქანებთან საერთო წყაროს მქონე ხსნარებთან ერთად, რომლებიც ძალიან გააქტიურდებიან მაგმატიზმის სრული შეწყვეტის შემდეგ, არსებობენ ისეთი ხსნარებიც, რომლებიც არ ამჟღავნებენ დროში ახლო კავშირს მაგმატიზმთან. ასეთი ხსნარები უმთავრესად ტუტეებითა და კაჟითაა მდიდარი; მათი თანამიმდევრული ცირკულაცია განაპირობებს მეტასომატური ბიოტიტიანი ან ორქარსიანი მიკროკლინიანი პორფირობლასტური გრანიტების ფორმირებას კალიუმით ღარიბი გრანიტოიდებისა და სხვა ქანების ხარჯზე. ამ ხსნარების აქტიურობა უნდა განვიხილოთ როგორც ენდოგენური პროცესის ვამოვლენის განსაკუთრებული ფორმა, მაგმატიზმთან დაშორებული (დროში ან მანძილში) კავშირით.

3. ერთმანეთთან ახლოს განლაგებულ უბნებში მიმდინარე მინერალიზაციური პროცესები (მეტასომატური, ალომეტამორფული) ხორციელდება დანაოჭების სტადიაში ანიზოტროპული წნევის პირობებში. ამით შეიძლება აიხსნას ერთ მეტამორფულ ფორმაციაში სხვადასხვა მეტამორფული ფაციესის ქანების არსებობის შემთხვევები. მეტასომატური და მეტამორფული პროცესები დანაოჭების სტადიაში განსაკუთრებით ინტენსიურია ვულკანოგენურ გეოსინკლინებში.

4. მეტასომატური პროცესები ხორციელდება გეოლოგიური დროის ვრცელი მონაკვეთის განმავლობაში აღმავალი ხსნარების მიერ რიგ ნივთიერებათა, უმთავრესად კაჟის, ნატრიუმის და კალიუმის სტადიური შეტანის გზით. საწყისი მადანგამოლექვა კავკასიონზე კალიუმიან სტადიამდე მოხდა. კალიუმიან სტადიაში შეიძლება მოხდეს მადნეული ნივთიერების კონცენტრაცია ან გაბნევა. კერძოდ, ჩრდილოეთ კავკასიაში ვოლფრამის მინერალიზაცია, როგორც ჩანს, წინ უსწრებდა ჰერცინული გრანიტების მიკროკლინიზაციას (გ. ზარიძე, 1958), მესამეული ასაკის ტირნაუზის ვოლფრამ-მოლაბდენის საბადოზე ანორთოკლაზიზაცია მიმდინარეობდა მადანგამოლექვის სტადიაზე გვიან (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959). ჩრდილოეთ კავკასიას (ხუდესის) პალეოზოტრა სპილენძ-კოლჩედანური მინერალიზაცია დიბაზებზე და დიორიტ-პორფირიტებზე ახალგაზრდაა. აქ მადნის შემდგომია ჰერცინული მეტასომატური გრანიტ-პორფირები (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1959). ამავე დროს, იალბუზის (ჩრდილოეთი კავკასია) მრავალთონიან საბადოში მეტასომატური გრანიტ-პორფირები მადნებზე ადრეულია, უფრო ზუსტად, ისინი ტყვია-თუთიის გამადნებაზე ხნირებია (გ. ზარიძე, 1955). აღსანიშნავია, რომ ყველა ჩამოთვლილი ერთმანეთის მონაცვლე პროცესი ქან- და მადანწარმოშობისა, მიეკუთვნება ერთ, განსაზღვრულ ტექტონურ-მაგმურ ციკლს (ჰერცინულს).

კალიუმმეტასომატოზის შედეგად მრავალფეროვანი შედგენილობის გრანიტოიდები გარდაიქმნებიან თითქმის ერთგვაროვან ლეიკოკრატულ გრანიტებად.



**მინერალური ფაციესები და ენდოგენური ქანების  
ტემპერატურულ-ფაციესური სისტემატიკა**

მოძღვრების შექმნა მინერალური ფაციესების შესახებ პეტროლო-  
გიის მნიშვნელოვანი მიღწევაა. მისი საწყისები ფინელ მეცნიერ პ. ესკო-  
ლას სახელთანაა დაკავშირებული. 1914 წელს მან შეისწავლა ორიარ-  
გის (ფინეთი) გრანიტოიდებთან დაკავშირებული მეტამორფული, მეტასო-  
მატური და მინერალიზაციური პროცესები და შემდეგ, განიხილა რა ეს  
პროცესები ვ. გოლდშმიტის მიერ 1911 წელს დახასიათებულ ოსლოს რაიო-  
ნის (ნორვეგია) რქაქვებთან დაკავშირებით, მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ  
საჭიროა სტრატეგრაფიაში გამოყოფილი სტრატეგრაფიული ფაციესე-  
ბის ანალოგიურად, გამოიყოს მეტამორფული ფაციესები. პ. ესკოლას  
აზრით, მეტამორფული ფაციესები აერთიანებენ იდენტურ ფიზიკურ პი-  
რობებში წარმოშობილ მეტამორფულ ქანებს.

თავიდან პ. ესკოლამ ხუთი ასეთი ფაციესი გამოყო. მოგვიან-  
ებით სხვადასხვა ქვეყნის პეტროლოგთა კვლევების საფუძველზე მათი  
რიცხვი გაიზარდა. 1958 წელს პ. ესკოლამ სქემას შემდეგი სახე მისცა  
(ცხრ. 29).

ჩვენ მიერ შემუშავებული ტემპერატურულ-ფაციესური კლასიფი-  
კაცია აერთიანებს ენდოგენური ქანების ყველა უმთავრეს ტიპს (ცხრ.  
29). მისი შედგენისას გამოყენებულ იქნა პ. ესკოლას შრომა მი-  
ნერალური ფაციესების შესახებ (P. Eskola, 1914, 1915 და მი-  
სი სხვა შრომები) და აგრეთვე ფ. ტერნერისა და ჯ. ფერხუგენის  
(F. Turner, I. Verhogen, 1960), გ. ვინკლერის (G. Winkler, 1967), დ.  
კორჟინსკის (1955), ვ. სობოლუვის (1961), ნ. ელისეევის (1959), ნ.  
სულოვიკოვის (1964), ა. მარაკუშევის (1973, 1973<sub>2</sub>) -ის სხვათა შრომები.

ფაციესების სისტემატიკაში თავის ღრობზე შევიტანეთ ზოგიერთი  
ცვლილება და დამატება; მაგალითად, მასში შეტანილ იქნენ ქეშმა-  
რიტად მეტასომატური ქანები და მათი მინერალური ასოციაციები,  
მიღებულ იქნა რა მხედველობაში, რომ პ. ესკოლას მიერ გამოყოფი-  
ლი და სხვა მკვლევარების მიერ შევსებული ზოგიერთი ფაციესი  
მეტასომატურია (გ. ზარიძე, ნ. თათრისვილი, 1964).

შემოთავაზებულ კლასიფიკაციაში ერთად არის განხილული რე-  
გიონული და კონტაქტური მეტამორფიზმის ფაციესური სერიები;  
რადგან თითოეული მათგანის ცალ-ცალკე ანალიზი ჩრდილავს ტემ-  
პერატურისა და წნევის შესაბამისად ფაციესის თანამიმდევრული  
და თანდათანობითი შეცვლის შესახებ სწავლების ძირითად იდეას.  
ცნობილია, რომ რეგიონულ-მეტამორფული ქანები შესაძლოა გა-

ქანთა მინერალური ფაციებსები პ. ესკოლას მიხედვით

ტემპერატურის დაწვეა (T)→

წნევის აწვეა (P)	1	მეტამორფული ფაციესი	სინილინიტური			
		მაგმური ფაციესი	ღიაბაზური			
	2	მეტამორფული ფაციესი	რქაქის	ამფიბოლიტური	ეპიდოტ-ამფიბოლიტური	მწვანე ფაქლების
		მაგმური ფაციესი	გაბროული	რქაქყუარიაან-გაბროული		
3	მეტამორფული ფაციესი	გრანულიტური	გლავკოფან-ფიქლოვანი			
	მაგმური ფაციესი	შანგერიტული				
4	მეტამორფული ფაციესი	ეკლოგიტური	გლავკოფან-ფიქლოვანი			
	მაგმური ფაციესი	გრიკვაიტული				

ჩნდნენ მსხვილი აბისური მაგმური სხეულების ფორმირების პროცესში. რაც უფრო მცირეა ზომით ჰიპაბისურ პირობებში გაცივებული მაგმური სხეული, მით უფრო მეტად იქნენ შემცველი ქანების მეტამორფიზმი კონტაქტურის ხასიათს.

პ. ესკოლას მსგავსად, ჩვენც ვთვლით რაციონალურად მეტამორფული და მეტასომატური და მაგმური ფაციესური სერიების ერთობლივად განხილვას (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1964).

რთულია საკითხი ფაციესების (ფაციესური სერიების) გამოყოფისა ეფუზიურ ქანებში, ვინაიდან მათში არ არის გაწონასწორებული მინერალური ასოციაციები. ამ ქანებში ორი მთავარი ცვლადი პარამეტრიდან (P, T) ერთი მუდმივი სიდიდეა. ამრიგად, ეფუზიური ქანების წარმოშობა იზობარულ პირობებში ხდება.

მაგმის გაცივებისას დედამიწის ზედაპირზე მისი ერთი და იმავე შედგენილობისას შესაძლოა წარმოიშვან ტექსტურულ-სტრუქტურული თავისებურებებით, ზოგჯერ კი შედგენილობის მიხედვითაც რამდენადმე სხვადასხვაგვარი ქანები. ეს დამოკიდებულია მაგმის ტემპერატურაზე, ამოფრქვევის ტიპზე (ჰავაის, სტრომბოლის, ვულკანოს და სხვ.), ფიზიკურ-ქიმიურ, გეოგრაფიულ და ბიოლოგიურ გარემოზე, ე. ი. ეფუზიური ქანების ფორმირებაში გარკვეულ როლს თამაშო-

ენდოგენური ქანების შთავარი ტიპების ტემპერატურულ-ფაციეტური კლასიფიკაცია

საწყისი ქანები	ქანობრივი კულანტიების ფაციეტური სერიები (ფიზიკურული — გეოქოლოგიური პალეონტოლოგიური ქანები)				1	2	3	4	5	6	II და III	ლაქსონტ-გლავოკონები
	ეფუზიური-კრიოსტალური-მარიცვლოვანი	პირფორული-მიკროკრისტალური	პარფორული-სიპიალიზირებული, ანსიკალიზირებული, შიპალიზირებული	თხაფიქვლების (ასპიდური ფიქვლების)								
თხამოწიანი ან პელტური					თხაფიქვლი				ფიქვლი, ლაქიანი ფიქვლი (მარყუქციკლები-შიონი), აღნილი, დესმონტი, სპილიზირებული, რქაქვა კვარცხენი, სერიოციტ-ქლორიტიანი			ფენგიტ-კვარცხენი, მარყუქციკლები, გრანიტი, გლავოკონი, ფენგიტ-კვარცხენი, ლაქსონტი-ფენგიტ-ლაბიტანი, კვარცხენი, ლაქსონტი-ფენგიტ-ლაბიტანი და სხვა ქანები
თხინან-ქვიშვიან-რკინიან-მარმარილოვანი					თხაფიქვლი, ასპიდური და ქვიშვიანი მარმარილოები, მარმარილო-ქვიშვიანი, მარმარილო-რკინიანი, მარმარილო-ლაქსონტიანი				მარმარილო, ასპიდური, ქვიშვიანი, რკინიანი, ლაქსონტიანი			ქვიშვიანი-ლაქსონტიანი
კირიანი (კორქვიანი) მარმარილოები, ლილი-მარმარილოები, მარმარილოები					კარბონატული, კირიანი, ლილი-მარმარილოები, მარმარილო-ლაქსონტიანი				კარბონატული, კირიანი, ლილი-მარმარილოები, მარმარილო-ლაქსონტიანი			კარბონატული, კირიანი, ლილი-მარმარილოები, მარმარილო-ლაქსონტიანი

კლასიფიკაცია და ტიპიზაცია

1	2	3	4	5	6	7
კვარცმინდვრის შპს-თან (ქვიშაქვები კვარცთან, არკოზული)			ბუხტი	მეტაორთი, კვარც-ტიტანოვი ქანი	მასიური კვარცი	კვარც-ალბიტ-ფი-დები (ცლუკოფან-ქლორიტ-სტილანი-მელან)-ლაქსონიტა-ნი ქანი
ბოქსიტი, ლატერიტი						
ულტრაბაზოფილები	პიკრიტი		პიკრიტული ბაზალ-ტი (პიკრიტული პო-ფიფიტი)			სერპენტინიტი, ქლო-რიტიანი ფიქალი
მაფიტები	დოლერიტი (დამბაზი)		ოლივინანი ტოლუი-ტური ბაზალტი (ბა-ზალტური პოფიფიტი, უკვარცო და კვარციანი კვარცოფი, სპილენტი, უკ-ვარცო და კვარციანი ალბიტოფიტი), კია-ლობაზალტი; ტაპი-ლიტი	ქლორიტიანი ქანი, ცეოლოთიანი ქანი, მეტააზგილიტი		გლაუკოფან-ლაქსი-ნიტი (ალბიტ-პემბე-ლიტ-ქლორიტიანი-აქტივოლითი)-ფაფი-ტანი და სხვა კანე-ბი (იხ. ტუტე ქანები)
კალიუმ-შპაბის გარეშე			ანდეზიტ-ბაზალტი, ანდეზიტი (ანდეზი-ტური პოფიფიტი, პრიპილიტი)		ტალკიანი ფიქალი, პორფირიტი ანდე-ზიტური, ალბიტე-ფი	
კალიუმ-შპატიანი					კვარცოფიერი, პრი-პილიტი	

ქვიშაქვები

იხილეთ მხარეთა და სხვა დოკუმენტაცია

1	2	3	4	5	6	7
კაშუკა	ქალუბ- შატის გ- რეშე		დაცტი (დაცტუკი პო- ფილიტი, კვარციანი ალ- ბიტოფიტი)		დაცტუკი პორფი- რით, ალბიტოფირი კვარციანი გორუე- ლი კვარციტი	
	ქალუბ- შატანი		რილეთი (რილითუკი პორფირი, კვარციანი კვარცოფირი, კულფლ- ისტი ლუბიტე), ფულზ- ტი, ომპილიანი, პეგმეტე- სი, კერლუტი, ჰეშხა		რილითუკი პორფი- რი, კვარციანი კვარ- ციოფირი, კულფლან- ტი, ლეფიტე	
კვარცოსუმეცელი			ტრაქტილითი, კვარციანი ტრაქტი (ტრაქტიული კვარციანი პორფირი), ტუბე რილითი ან პანტელურტი (რილითუკი ტუბე პორფირი), კო- მენდიტი		ტრაქტიული კვარ- ციანი პორფირი, რი- ლითუკი კვარციანი პორფირი	
კვარცოსა და ფელდშპატ- იდების გარე- შე	ულტრაშ- ფიტები		მეიმეოტი, კომბერლუტი, ინგილუტი			
	მაფიტები	ტუბე პორფი- ტი				
	საშუალო კაშუკა	კამპტონიტი	ტრაქტიანიტი (ტრაქტიანიტი- პორფირი), ტრაქტი (ტრაქტიული პორფირი), ტუბე ტრაქტი (ტუბე პორფირი), სანილინიტი		პორფირი, ტრაქტი- ანტიტი, ტრაქტი- ტუბე, ტუბე პორ- ფირი	გლაუკოფან-ლავსონიტ (ალ- ბიტი, პეგმეტე, კლინო- ფილიტი) პორფირი, აქტი- ნილითი) კვარციანი და სხვა ქანები
ულტრა- მაფიტები		ალანიტი, პო- ლსანიტი	ანკარამიტი, ლიმურგი- ტი, ავგიტეტი, მელლი- ტანი ბაზალტი			

1	2	3	4	5	6	7
ფელდშპტი- იდანი	მფიტები	ტუტე დალუ- ოტი, ტუტე- იტი, კოინანი- ტი	მონჩიკიტი	ტუტე ბაზალტი ან ტრა- ქიბაზალტი, გუჩეიტი, ტეფრ- იტი, ლუციტი, ლუციტიანი, ბაზალ- ტი, ნეფელინიტი, ნეფე- ლიანი ბაზალტი (პრო- ფირიტი ნეფელინით და ეპილუციტით)		პორფირიტი ნეფე- ლინით და ეპილუცი- ტით
საშუალო კაქ- მეა და კაქმეა		ტრაქიტო- დული, ნეფე- ლიტილიდე- ლი, ლუციტი- ანი ფონილი- თი (ფონილი- თუნი, ეპი- ლუციტიანი პორფირი)				

ტუტე



I	8	9	10	11	12
თიხანაქვიშინა-რკინიან-მანგანუმიანი	ფუქლოვანი, მგენტიბიანი, პემბიტობიანი (ჭესპილიტი), მანგანუმდინიანი კვარცი	გონდობი, კირიდინიანი კვარცი	ველზობი, ანუ ველზობი (იხ. ფუქე ქანები)		სიფი ზმ სიფივსაშხაქვიშინა-რკინიანი, სიფივსაშხაქვიშინა-რკინიანი, სიფივსაშხაქვიშინა-რკინიანი, სიფივსაშხაქვიშინა-რკინიანი
კირიანი (კირქვიში, მერგული, დილიბიტები, მანგანუმდინიანი)	კირიანი-კვარც-კალციტობიანი, პლაგოკლას-კორუნდი-კალციტობიანი, მარმარილო, კროსტი-კორუნდი-კალციტობიანი, კვარც-ალუმიუმი-დოლი-სილ-დოლომიტობიანი, ეპიდოტიანი ამფიბოლიტი	ფოსფორიტ-კალციტობიანი, დოლიმიტი-დოლომიტობიანი, ვოლფსტონიტი-კალციტობიანი, მარმარილო, კროსტი, ამფიბოლიტი	ვოლფსტონიტი-კალციტობიანი, კვარც-კროსტი, კვარც-კალიციტობიანი, კალიციტობიანი, მარმარილო, მანგანუმდინიანი კვარცი		
კვარც-მინდვრისშებობიანი (კვარცობიანი, აკიზობიანი კვარცები)	ფოქლოვანი კვარცი	სილამინიტი-ქარს-კვარც-ლოუმშებობიანი ფოქალი და გნეისი	სილამინიტი (კირიანი)-მანგანობიანი-დოლომიტობიანი კვარცი და გნეისი		
ბოქსიტები, ლატერიტები	ზუმფარის ქანი				
ულტრაამფიბიტები				დუმიტი, ოლივინიტი, პეტიტობიანი პიროქსენიანი გრანატიანი	

მზოვენი-უნი



1	8	9	10	11	12
<p>მაფიტები</p>	<p>გაბრუებული, უპლაგიოკლასო ამფიბოლიტი ან ჰორნბლენდიტი (აქტივოლითი-ტრემოლითი და ტრემოლიტი (სე.), კიანტიანი უულრიტო, ცოხტიანი უულრიტო, ცილიტო, ცილიტო ან კილიტო, სისურტი, ავარც-პლაგიოკლას-პა-ლოტ-აქტივოლითიანი რქა-ქვა</p>	<p>ანტიფოლიტოანი, კუმინგ-ტონოანი ფიქალი და გნეისი, გრანატიანი ამფიბოლიტი, ამფიბოლიტი, კიანტიანი უულრიტო, გრანატიანი კოლჩიტო, ამფიბოლიტი რქა-ქვა</p>	<p>ოლვინ-დიოპსიდ-ჰიპერსტენიანი, გრანატ-ჰიპერსტენიანი, გრანატ-დიოპსიდ-ჰიპერსტენიანი ფიქალი და გნეისი, პირქვენიანი ამფიბოლიტი, პლაგიოკლასიანი და მაკლოვიტი (მაკლოვი-ლაზ-იანტიანი), კოლჩიტო, ეულზიტი, პიროქსენიანი რქა-ქვა</p>	<p>გრანატ-ორიპროქსენიანი (გრანულოტი) ფიქალი და გნეისი, ჩარსნიკი, ღრპიროქსენ-პლაგიოკლასიანი, კიპერსტენ-კორდონიანი რქა-ქვა</p>	<p>ნეკლემ-საფუალ-კაბევა</p>
<b>აჭმენიკლი</b>					
<p>უპლაგიოკლასო-პლაგიოკლასიანი</p>	<p>გაბრუ-ლიობოტი, დიორიტო</p>	<p>გაბრო, ნორიტი, ტალიტი, კორსიტი, ტოქტოლიტი, პიროქსენიტი, პერიდოტიტი ამფიბოლიანი, პლაგიოკლასიანი, კარსიანი, ანორთოზიტი</p>			<p>საფუალ-კაბევა</p>
					<p>საფუალ-კაბევა</p>

შეგვარებულია და აღწერილია სხვადასხვა სახის მინერალები

	1	8	9	10	11	12
კაქმევა	კალუმებატ- ანი	გრანოლოზიტი და გრანი- ლორიტ-ბნეისი, გრანიტი და გრანიტოვანი, რაპა- კოვი, გრეზენი, კვარცა- ანი, მანგანოვი, კვარცაში მიონტონიტი, კვარცაში სი- ენიტი				
კვარცმკველი		გრანოზიენიტი, ტუტე გვა- ნიტი (არფვედსონიტიანი, რიბეკიტანი, ვეირონიანი)				
უკარცო და უფელდშა- ტილი	ულტრააფი- ტები	ოკუპირანგრა				
	მაფიტები					
ფელდშატი- ილიანი	საშუალო კაქმევა	ტუტე მანგანოვი, ტუტე მიონტონიტი, ტუტე სიენი- ტი (არფვედსონიტიანი, რი- ბეკიტანი, ვეირონიანი)				
	ულტრააფი- ტები					
	მაფიტები	ესეკსიტი, შონიტი, ტეალთი, მალნიტი, იილითი, მისურტი, ფარგუსიტი, ნეფელინიანი სიენიტი და ნეფელინიანი სიენიტიური გნეისი, ურ- თიტი, გინეტოტი				
	საშუალო კაქ- მევა და კაქ- მევა	ტუტე ფიქალი და გნეისი (არფვედსონიტიანი, რიბე- კიტანი, ვეირონიანი), ფა- ღურიტი				

მეტე

მეტეფორმირებული და მამეტეფორმირებული მარცხენა

ბენ ის ფაქტორები, რომლებიც განაპირობებენ ეგზოგენური (დანალექი) ქანების წარმოშობას.

ეფუზიური ქანების საწყისი სახე შეიძლება შეიცვალოს პოსტველკანური პროცესების ზეგავლენით, რომელთა მოქმედებით წარმოიშობა შესაბამისი პალეოტიპური ქანები (ცხრილში ისინი ფრჩხილებშია მოქცეული). ეფუზივების წყების ქვედა პორიზონტებში ამ პროცესებს სიღრმეული (პიპაბისური) ხასიათი ექნება, რის შედეგადაც კაინოტიპური ვულკანური ქანი მასალას შეტანის პირობებში შესაძლოა ინტრუზიული იერის მეტასომატურ ქანად გადაიქცეს.

კაინოტიპურ ეფუზიურ (ვულკანურ) სხეულებში ტექსტურულ-სტრუქტურული თავისებურებების მიხედვით, რომლებიც განპირობებულია მათი წარმოშობის ფიზიკური პირობებით, გამოიყოფა შემდეგი ფაციესური სერიები (ცხრილი 30): 1) ეფუზიურ-კრისტალურმარცვლოვანი (მაგალითად, დოლერიტი), 2) პორფირულ-მიკროკრისტალური (პორფირული ქანები მიკროკრისტალური ძირითადი მასით), 3) პორფირულ-პიპაბისური და პორფირულ-ანქიპიალინური (ბაზალტი, ანდეზიტი და სხვ.), პიალინური (ობსიდიანი, პენშტეინი, პერლიტი, პემზა, ტაქილიტი) და სხვ.

ეფუზიურ-კრისტალურმარცვლოვანი ფაციესური სერიის ქანები შესაძლოა წარმოიქმნან მაგმის გაცივებისას ზედაპირთან ახლოს სუბველკანურ პირობებში, კერძოდ, მაგმის ამომყვან არხებში და მძლავრი ვულკანური ზეწრების შიგა ნაწილებში.

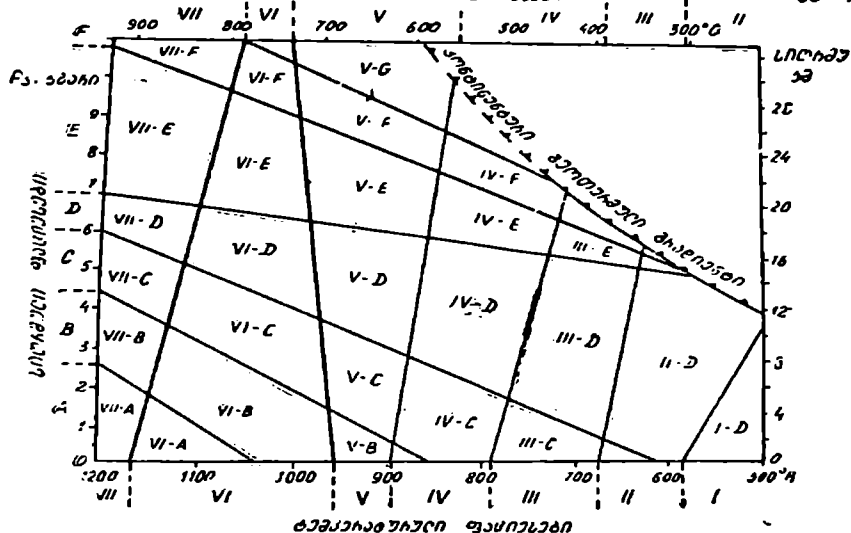
პორფირულ-მიკროკრისტალურ ფაციესურ სერიაში გაერთიანებულია ვულკანიტები, რომელთა ძირითადი მასა მიკროკრისტალურია და, ჩვეულებრივ, მინას არ შეიცავს. ისინი წარმოიშობიან მაგმის ამოფრქვევისას დედამიწის ზედაპირზე, მაგრამ გვხვდებიან ყოფილ მაგმის ამომყვან არხებშიც, ე. ი. შეუძლიათ ააგონ აგრეთვე სუბველკანური სხეულები. ამ ფაციესურ სერიას მრავალი ვულკანური ტუტე ქანი მიეკუთვნება, კერძოდ, ალნეიტი, პორცენიტი, მონჩიეიტი და ფონოლითი. გარდა ამისა, შეიძლება მიკროკრისტალური ძირითადი მასისაგან შედგებოდეს ტრაქირიოლითი, კვარციანი ტრაქიტი და ტუტე რიოლითი (პანტლერიტი), ტრაქიანდეზიტი, ტრაქიტი და სხვ., მაგრამ ამ ქანების ძირითადი მასაც მიკროკრისტალურპიალინურია. ამიტომ საკლასიფიკაცია ცხრილში ისინი გვხვდება ორივე ფაციესურ სერიაში.

პორფირულ-პიპაბისური, ანხიპიალინური და პიალინური ფაციესური სერიები ეფუზიურ ქანთა შორის ყველაზე გავრცელებულია, რადგან ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია მინის არსებობა ძირითად მასაში. ამ ფაციესურ სერიებში შეტანილია ორი მეტამორფული ქანი — ბუხიტი და სანიდინიტი, რომელთა წარმოშობა მქიდროდაა დაკავშირებული განსაზღვრული შედგენილობისა და ტემპერატურის ვულკანიზმთან.

ამის შემდეგ განხილულ საკლასიფიკაცია ცხრილში მოტანილია შემდეგ ტემპერატურული ფაციესური სერიები: I — თიხაფიქლების ან ასპიდური ფიქლების; II — ფილიტების (საწყისი პელიტებისათვის) ან მწვანე ქვის (საწყისი ბაზიტებისათვის), III — ლავსონიტ-გლაუკოფანია; IV — ქარსიანი პლაგიოგენისების (საწყისი პელიტებისათვის), ან ეპიდოტ-ამფიბოლიტური (საწყისი ბაზიტებისათვის), V — ბიოტიტ-სილიმანიტ (კიანიტ)-გნეისების (საწყისი პელიტებისათვის), ან ამფიბოლიტური (საწყისი ბაზიტებისათვის); VI — გრანატ-კორდიერიტ-გნეისების ან პიროქსენ-ამფიბოლიტური; VII — გრანატ-კორდიერიტ-ჰიპერსტენ-გნეისების, ანუ გრანულიტური. აღსანიშნავია, რომ მეტამორფიტების (მწვანე ქვის) და ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესური სერიები წარმოიშობიან დაახლოებით ერთნაირ ტემპერატურულ პირობებში და ბუნებაში ზოგჯერ ერთად გვხვდებიან. უკანასკნელ გრაფაში ჩამოთვლილია ქანთა უმთავრესი ტიპები, რომლებიც თითქმის მხოლოდ მექანიკური (ტექტონიკური) პროცესების შედეგად წარმოიშენენ (დინამომეტამორფიტები).

ტაბულაში მოყვანილი მეტამორფული ფაციესური სერიების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს გ. ზარიძის მიერ ამ მიმართულებით ჩატარებული გამოკვლევები (1976), ა. მარაკუშევის შრომები, რომელმაც მეტამორფიტების მთავარი ტიპების თერმოდინამიკური მდგომარეობის მიხედვით (ნახ. 93) შეიმუშავა მინერალური ფაციესების განაწილების ზოგადი სქემა (1973, 1973<sub>ა</sub>), აგრეთვე გამოკვლევები მაგნეტიტებისა და მეტამორფიტების გეოქიმიის საკითხებში. რომაული ციფრები მI—VII) ცხრილში ძირითადად აღნიშნავენ ფაციესურ სერიებს ტემპერატურის ზრდის მიხედვით (ა. მარაკუშევი, 1973); ლათინური ანბანის ასოებთან (A, B, C, D, E, F, G) ერთად ისინი (ნახ. 93) დიაგრამაზე მიუთითებენ წნევის ცვალებადობაზე (სიღრმის ფაციესები). როგორც დიაგრამიდან ჩანს, მხოლოდ ტემპერატურული და სიღრმული ფაციესების შეთავსება (შეხამება) განსაზღვრავს Ps—T (მინერალური ფაციესები ტემპერატურისა და წნევის მიხედვით) დიაგრამის კონკრეტულ ველებს, რომელთაც ახასიათებთ მეტამორფული მინერალების პარაგენეზისების სპეციფიკური ნაკრები მათი შედგენილობის ცვალებადობის გათვალისწინებით.

ა. მარაკუშევი (1973) გამოყოფს მალალტემპერატურულ ფაციესებს (VII, VI, V), რომელთა ფარგლებში წარმოიშობა ქანები ჰიპერსტენით და პარაგენეზისებით სილიმანიტისა (ანდალუზიტის ან კიანიტის) კალიუმთან მინდვრის შპატთან, გრანატისა კორდიერიტთან, ფორსტერიტისა კალციტთან და ა. შ. საშუალოტემპერატურულ ფაციესებს (IV), რომლებშიც მდგრადია ეპიდოტი საშუალო და ფუქე პლაგიოკლასთან ასოციაციაში, მუსკოვიტი კალიუმთან მინდვრის შპატთან, ყაღვიტი კორდი-



ნახ. 93. მინერალური ფაციების განაწილება სოფელ სქემა თერმოლინამეტრიის მდგომარეობის მიხედვით. ა. შარაქუშვილი (1973 წ.).

რიტთან ასოციაციაში და ა. შ. და დაბალტემპერატურულ ფაციებს (III, II, I) — მათთვის ტიპური ქლორიტისა და კვარცის პარაგენეზისებით.

წნევაზე დამოკიდებულების მიხედვით იგივე ავტორი გამოყოფს ფაციებს გრანატისა და მისი პარაგენეზისების მდგრადობის მიხედვით, კონტაქტური ქანების ფაციებს, რომლებშიც გრანატი არამდგრადია (VII — A, VI — A) ან მდგრადია მხოლოდ უკვარცო ასოციაციებში (VII — B, VI — B, V — B) და რქაქვების ფაციებს, რომელიც შეიცავს რკინიან გრანატს კვარცთან ერთად. უფრო მაღალი წნევის დროს ჩნდება მცირე სიღრმის (VII — D, VI — D, V — D და სხვ.) და სიღრმული (VII — E, VI — E, V — E, IV — E, III — E) რეგიონულ-მეტამორფული ქანების ფაციები; ისინი განირჩევიან გრანატის შედგენილობის მიხედვით, რომელიც წონასწორობაშია კორდიერიტთან. განსაკუთრებით ღრმა მეტამორფიტები ერთიანდებიან ფაციებში (VII — E, VI — E, VII — G, VI — G), რომლებიც ხასიათდებიან სილიმანიტის ან კიანიტის ჰიპერსტენთან და კლინოპიროქსენთან პარაგენეზისების მდგრადობით. ა. შარაქუშვილი გამოყოფილ ფაციებთან კავშირში განიხილავს მეტამორფიტების მთავარი ტიპების მდგრადობას.

მინერალური ფაციების ზოგად სქემასთან შესაბამისად, რომელშიც განზოგადებულია მონაცემები მეტაპელიტური და მეტაბაზიტური მეტა-

შორფიტების შესახებ, ა. მარაკუშევი გამოყოფს შემდეგ ფაციუსებს:

I—D — თიხიანი ნალექების და მერგლების;

II—D — ფილიტების, პრენიტ-პუმპელიტიანი და ქლორიტოდიანი მწვანე ფიქლების;

III—D — ქარსიანი (სტავროლიტიანი და სხვ.) და მწვანე ქლორიტ-აქტინოლითიანი ფიქლების, III—E — კიანიტ-ცოიზიტიანი და ყაღვიტ-ქლორიტიანი ფიქლების;

IV—D — ბიოტიტ-მუსკოვიტიანი და სტავროლიტიანი გნეისების და ეპიდოტიანი ამფიბოლიტების, IV—E და IV—F — კიანიტიანი ყაღვიტიტების და ცოიზიტიანი ეკლოგიტების, IV—G — მუსკოვიტ-ანდალუზიტიანი გნეისების და პიროკონტაქტური ქანების;

V—D — ბიოტიტ-სილიმანიტიანი გნეისებისა და ამფიბოლიტების, V—E — ბიოტიტ-კიანიტიანი გნეისების, გრანატიანი ამფიბოლიტებისა და ამფიბოლიტური ეკლოგიტების, V—F და V—G — გრანატიანი ყეღრიტიტებისა და კიანიტიანი ეკლოგიტების, V—C — ბიოტიტ-ანდალუზიტიანი გნეისებისა და რქაქვების, V—B — ამფიბოლიანი და ქარსიანი რქაქვების;

VI—D — გრანატ-კორდიერიტიანი გნეისებისა და პიროქსენიანი ამფიბოლიტების, VI—E — გრანატ-ჰიპერსტენიანი გნეისებისა (გრანატიანი ჩარნოკიტების) და პლაგიოკლაზიანი ეკლოგიტების (ეკლოგიტური გრანულიტების), VI—F — ეკლოგიტების, გრანატ-სილიმანიტ-ჰიპერსტენიანი გნეისების, VI—C — კორდიერიტ-ანდალუზიტიანი გნეისებისა და რქაქვების, VI—B და VI—A — ალმანდინიანი და პიროქსენიანი რქაქვების;

VII—D — გრანატ-კორდიერიტ-ჰიპერსტენიანი გნეისებისა და ორპიროქსენიანი ფუფე ფიქლების (გრანულიტების), VII—E — კორდიერიტ-გრანატიანი ჩარნოკიტებისა და გრანატ-ორპიროქსენიანი გრანულიტების (პლაგიოკლაზიანი ეკლოგიტების), VII—F — სილიმანიტ-ჰიპერსტენიანი გნეისებისა და პლაგიოკლაზიანი ეკლოგიტების, VII—C — კორდიერიტ-ჰიპერსტენიანი გნეისებისა და რქაქვების, VII—B, VII—A — ორპიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი და ჰიპერსტენ-კორდიერიტიანი რქაქვების.

ათივე მინერალური ფაციესური სერია (ცხრილი 30) დაყოფილია 12 პირობონტულ რიგად; რიგებში დაჯგუფებულია სხვადასხვა დანალექი და მაგმური ქანების ხარჭე გარეწილი მეტამორფოზები, რომლებიც განსაზღვრულ მინერალურ ფაციესურ სერიებს მიეკუთვნებიან და, აგრეთვე, წარმოშობის ტემპერატურული პირობების მიხედვით გარკვეულ ფაციესურ სერიას მიახლოებით მიეკუთვნებული პირველად-მაგმური ქანები (მაგმარტები). პირველი ხუთი რიგი შეესაბამება საწყის ეგზოგენურ (დანალექ) წარმონაქმნებს: თიხამიწიანი ან პელიტური; თიხიან-ქვიშიან-რკინიან-მანგანუმიანი; კირიანი (კარქვა, დოლომიტი, მერგელი, მანგანიტი), კვარც-მინდვრისშპატიანი (კვარციანი და

არკოსული ქვიშაქვები) და, ბოლოს, ბოქსიტები და ლატერიტები. შემდეგი შეიღი რიგი (ტუტემიწა—ულტრაფუქე, ფუქე, საშუალო კაემჟეა, კაემჟეა; ტუტე—კვარცისშემცველი. უკვარცო და უფელშპატოილო, ფელშპატოიდიანი) შეესაბამება საწყის ენლოგენურ ქანებს (მაგმურს, ნაწილობრივ მეტამორფულს). გარდა ამისა, როგორც აღვნიშნეთ, ისინი აერთიანებენ სხვადასხვა მავმატიტებს. რომლებიც მიხსლოებით განსაზღვრულ ტემპერატურულ ფაციესურ სერიას შეესაბამებიან.

ქანები, რომელთა გაჩენა შესაძლებელია ერთზე მეტი ტემპერატურული ფაციესური სერიის პირობებში, მაგალითად, გამბროიდები, გრანიტოიდები და სხვ., ცხრილში მოთავესებულია მათი გამყოფი ხაზების გარეშე.

შემდეგ თავში მოცემულია მეტამორფული ქანების უმთავრესი ტიპების დახასიათება.

## თ ა ვ ი X

### მეტამორფული ქანების უმთავრესი ტიპების ფაციესური დახასიათება

#### კულანინბათან დაპაჰირაბული მეტამორფიზმი

მაღალტემპერატურული გავარვარებული მავმის ზემოქმედება შემნებ ქანებთან იწვევს გარკვეული ტიპის მეტამორფიზმს — პირომეტამორფიზმს ან კალსტომეტამორფიზმს. ეს პროცესი სხვადასხვა ინტენსივობით მომდინარეობს და უმნიშვნელოდაა გავრცელებული. ამასთან, ქანები, რომლებიც მავმასთან უშუალო კონტაქტში იმყოფებიან, ნაწილობრივ გადადნებიან. ქანის გადამდნარი ნაწილი შემდეგ მინად ცივდება. პირომეტამორფიზმის პირობებში საწყისი ქანის კვარცი შეიძლება გადაკრისტალდეს და წარმოიშვას კაემიწის მაღალტემპერატურული პოლიმორფული მოდიფიკაცია — ტრიდიმიტი (ბერძნ. „ტრიდიმოს“ — სამმაგი; ხშირად ხასიათდება სამეულების არსებობით). გარდა ამისა, შესაძლოა წარმოიქმნას კაემიწის მეორე პოლიმორფული მოდიფიკაცია — კრისტობალიტი (სან-კრისტობალის მიხედვით მექსიკაში) და ზოგჯერ — მულიტი (კუნძულ მალის მიხედვით შოტლანდიაში) —  $Al_4[Al_4(Si_3AlO_2O)_2]$  ან  $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ . მულიტი ჩვეულებრივ ლავებში ნატეხების სახით მოქცეული ფილიტებისა და თიხაფიქლების ქსენოლითებში გვხვდება.

ქვემოთ მოცემულია ორი ტიპური მეტამორფიტის — ბუხიტის და სანიდინიტის მოკლე აღწერა.

**ბუხიტი** (გერმანელი მეცნიერის ბუხის პატივსაცემად) კალსტომეტამორფული (ბერძნ. „კალსტოს“ — მწვავე) ქვიშაქვა ნაწილობრივ მინად გადამდნარი ცემენტით. გვხვდება ბაზალტებსა და დიბაზებში ქსენოლითების სახით.

ს ა ნ ი დ ი ნ ი ტ ი შედგება უმთავრესად სანიდინისაგან (ბერძნ. „სანიდოს“ — ფორფიტა) ოლიგოკლაზის, პიროქსენის (პიპერსტენი). ამფიბოლის, სოდალითის, ნოზეანის, ცირკონის, აპატიტის, კორდიერიტის, კორუნდის, სილიმანიტის და სხვათა მცირე მინარევით. სტრუქტურა პიპიდომორფულმარცვლოვანია. ჩვეულებრივ, სანიდინიტი გვხვდება ტრაქიტული ამოფრქვევების ამონატყორცნებში (ნატეხების სახით ლავებში) და ტუტე ტრაქიტების სუბველკანურ სტეულებში. მაგალითად, ლაახერის ტბის რაიონში (გფრ) სანიდინიტის ნატეხები ჩართულია ტრაქიტებში და ტრაქიტულ ტუფებში. თვლიან, რომ ისინი წარმოიქმნენ თიხაფიქლების ხარჯზე, ტრაქიტული შედგენილობის მაგმიდან ნატრიუმის კნევიპათოლითური შემოტანის შედეგად, ე. ი. მაღალი ტემპერატურისა და დაბალ წნევის პირობებში.

რეაქციული, ლოკალური, რეგრესული და კონტაქტური  
ამაზონოზონის, აგრეთვე მებასოზონის და  
დინამომეტამორფიზმის მებასოზონის

მეტამორფული ქანების (მეტამორფიტების) უმეტესი ნაწილის წარმოქმნა დაკავშირებულია რეგიონული, ლოკალური, რეგრესული და კონტაქტური მეტამორფიზმის პროცესებთან, აგრეთვე მეტასომატიზმთან და დინამომეტამორფიზმთან. ამ ქანთა უმთავრეს ტიპებს მიეკუთვნებიან სხვადასხვა ფიქლები (თიხაფიქალი, ფილიტი, კრისტალური ფიქალი), გნეისები, ამფიბოლიტები, მიგმატიტები, კვარციტები, რქაქვა, მარმარილო და ეკლოგიტები.

მეტამორფული ქანის სრული დასახელებისას მოცემულია მისი ფუძის სახელწოდება (მაგალითად, ფიქალი, გნეისი და ა. შ.) და ჩამოთვლილია ქანში შემავალი ყველა მინერალი (ჩვეულებრივ, არა უმეტეს 4—5), მათი რაოდენობის ზრდის მიხედვით. პირველ ადგილზე იხსენიება მინერალი, რომელიც ქანში ყველაზე მცირე რაოდენობითაა. 5 %-ზე ნაკლები რაოდენობის მინერალი სახელწოდებაში არ აღინიშნება. მაგალითად, ქარსიანი ფიქალი, სტავროლითიანი ფიქალი, გრანატ-სილიმანიტ-პიპერსტენიანი ფიქალი და ა. შ. თუ ქარსის რაოდენობა კვარცზე ნაკლებია, ქანს ქარს-კვარციან ფიქალს უწოდებენ, ხოლო შებრუნებული რაოდენობრივი თანაფარდობისას — კვარც-ქარსიან ფიქალს.

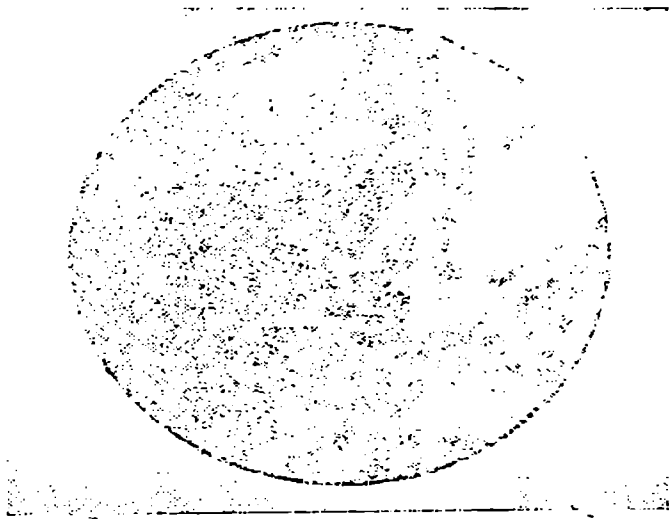
თ ი ხ ა ფ ი ქ ა ლ ი (ა ს პ ი დ უ რ ი) (ბერძნ. „ასპიდოს“ — ფარი) ყველაზე ნაკლებად მეტამორფიზებული ქანია, რომელიც საწყისი თიხამიწიანი, ჩვეულებრივ, გეოსინკლინური ნალექებისაგან წარმოიშვა მეტამორფიზმის თიხაფიქლების ფაციესის პირობებში (ცხრილი 30).

ამ ფაციესის ქანთა მეტამორფიზმი, როგორც ჩანს, ხორციელდებოდა გეოსინკლინური ტროვის დაძირვისა და ნალექდაგროვების სტადიაში. მე-



ტამორფიზმის განხილული ფაციესი ნალექთა დიაგენეზისის საზღვარზე იმყოფება და ამ მხრივ ძნელად გასარჩევია ამ უკანასკნელი პროცესისაგან. პირველი მეტამორფული რეაქციები დაახლოებით 220° C ტემპერატურის ფარგლებში იწყება.

თიხაფიქლები შავი ან მუქი ნაცრისფერი ქანებია, აქვთ მკვეთრად გამოხატული ფიქლოვანი ტექსტურა და შედგებიან სერიციტის, პიდროქარსის (თიხაფიქლებში ტუტე მეთალების — KOH და NaOH აბსეპობისას), ქლორიტის, კვარცის, კალციტის, კაოლინის, თიხოვან-ნახშირიანი ნივთიერების, რკინის სულფიდებისა და აქცესორებისაგან. მეტამორფიზმის ამ ფაციესს მიეკუთვნება საწვავი ფიქლები, მაგნეტიტიანი, პედატრტიანი, მანგანუმმადიანი, ლაქიანი და სხვა თიხაფიქლები (ნახ. 94, 95).

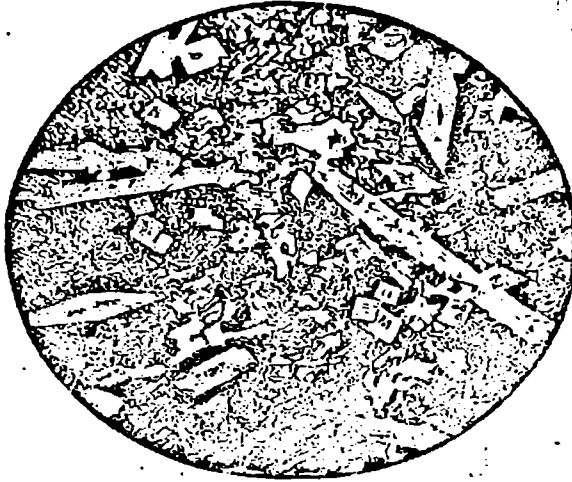


ნახ. 94. ლაქიანი თიხაფიქალი.

სტრუქტურა ბლასტოპელიტური. ტექსტურა ლაქებრივი. ქანი შედგება რელიქტური თიხოვანი ნაწილაკებისაგან. ქლორიტისა და ბიოტიტის კვარცების მარცვლებისა და მადნეული მინერალებისაგან. აღინიშნება მკარგ ზომის არამკვეთრი ლაქები, განპირობებული პელიტური თიხოვანი ნაწილაკების კონცენტრაციით. უანალიზატოროდ. ი. პოლოვნიკინას მიხედვით (1966).

თიხაფიქლების ქიმიური შედგენილობის დამახასიათებელი თავისებურებაა მაგნიუმის სიჭარბე კალციუმთან შედარებით (MgO 1—4% CaO 0—2%) და კალიუმისა — ნატრიუმთან შედარებით.

ფილიტი (ბერძნ. „ფილონ“ — ფურცელი, „ფილიტეს“ — ფურცელა) მეტამორფიზმის ფილიტების (მწვანე ფიქლების) ფაციესის პირო-



ნახ. 95. ფიქალი ნახშირიან-თიხიანი ხიასტოლითიანი.

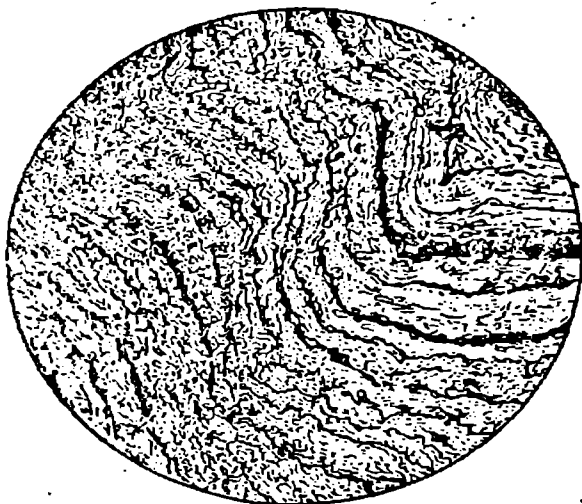
სტრუქტურა პორფირობლასტურია, ძირითადი მასის სტრუქტურა ბლასტოპელიტურა. ალავ მიკროლემბობლასტური; ტექსტურა მარყუყისებრი, მასიური. ქანი შედგება ძირითადი ქსოვილისა და ხიასტოლითის ილიომორფული, უწყსრიგოდ განლაგებული გრძელი პორფირობლასტებისაგან. ძირითადი ქსოვილი შედგება თიხოვანი და ნახშირიანი ნივთიერებისაგან, რომელშიც ჩანს სერიციტის ბლასტური ახალწარმოქმნი. ზოგ ადვლას მისი რაოდენობა იმდენად დიდია, რომ სტრუქტურას მიკროლემბობლასტურა შეიძლება ეწოდოს. ენაა ლიზატოროდ ი. პოლოენინას და სხვ. მიხედვით (1966).

ბებში თიხამიწიანი (პელიტური) ნალექების ხარჯზე წარმოშობილი მეტამორფიტი. ამ ფაციესში გადასვლისას ქარსიანი მინერალების რაოდენობა მატულობს და ქანი მაღალ კრისტალურობას ამჟღავნებს. ფილიტებში არამდგრადი ხდება კაოლინი კვარციტით, რომელსაც პიროფილიტი გამოდევნის. ფილიტების რკინიან სახესხვაობებში ჩნდება ქლორიტოიდი და მისი მანგანუმიანი სახესხვაობა — ოტრელიტი, რომელიც მდგრადია აგრეთვე მეტამორფიზმის ქარსიან-პლაგიოგნეისური (ეპიდოტ-ამფიბოლიტური) ფაციესის პირობებში წარმოშობილ ქარსიან ფიქლებში.

ფილიტი მაკროსკოპულად მუქი, წვრილმარცვლოვანი, თხელფიქლოვანი ქანია, რომლის ქერცლოვანი მინერალი თეთრი ქარსისაგან (სერიციტი, მუსკოვიტი) შედგება; იგი ფიქლოვნების ზედაპირებს აბრეშუმისებრ ელვარებას აძლევს. სერიციტის, მუსკოვიტის, ბიოტიტის და ქლორიტის საერთო რაოდენობა ხშირად 50 % აღემატება. შემდეგი მთავარი მინერალია კვარცი; თუ მისი რაოდენობა ქარსისა და ქლორიტის

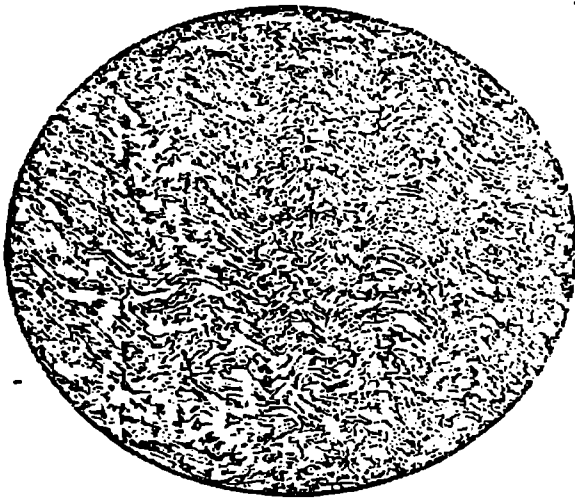
ჯამს აღემატება, ქანს კვარციან ფილიტს უწოდებენ. განხილული ქანების ყველაზე გავრცელებული ტიპი სერიციტიანი ფილიტებია.

ფილიტების შედგენილობაში, ზემოთ ჩამოთვლილი მინერალების ჩათვლით, შედის: კვარცი, თეთრი ქარსი (სერიციტი, მუსკოვიტი), ქლორიტი, ქლორიტოიდი, პიროფილიტი, სტილპნომელანი, ფენგიტი, პარაგონიტი, მყიფე ქარსები, ტურმალინი, რუთილი, ნანშირიანი მინერალები, გრაფიტი, ჰემატიტი, მაგნეტიტი, პირიტი. ზოგიერთ ფილიტ-



ნახ. 96. მწვანე ფიქალი (აქტინოლო-ალბიტ-ქლორიტ-ეპიდოტანი).

ჩატყალის ქედი, მდ. ყარათურგი, მდ. ჩატყალის მარცხენა შენაკადი; ზედაპროვინციული ყარათურგის წყება. სტრუქტურა მიკრონემატოგრანობლატურია; ტექტურა — პარალელური, თხელშრეკბრივი და დანაეცეხელი. ქანი შედგება ალბიტის წარული მარცვლების, ეპიდოტის მიკრო-ან კრიპტომარცვლოვანი მასების, მოცისფრო-მწვანე ამფიბოლის წერილი ნემსების, მწვანე ქლორიტისა (როპიდილითი) და მალნეული მინერალის მარცვალთა გროვებისაგან. ალბიტის მარცვლების ზომა, რომელიც თურო შეაშრეების უდიდეს ნაწილს აკებს, 0,04—0,05 მმ-ია; ამფიბოლის ნემსების ს-გრძე — 0,07—0,1 მმ. ეპიდოტის რუხი ფერის კრიპტომარცვლოვანი მასებში ვხვდებით 0,1—0,2 მმ ზომის მარცვლებს. შეაშრეების ფარგლებში მინერალები, ალბიტის ჩათვლით, ორიენტირებულნი არიან შეაშრეების საზღვრების გასწვრივ და განლაგებით იმეორებენ ნაკეცებს. ღია შეაშრეების სისქე 0,5—0,6 მმ-ს არ აღემატება. ზოლი უმეტესობა მუქი—ეპიდოტიანი და მადნიანი შეაშრეების სისქე მწვანელოვან ნაკლებია. უნაღიზატოროდ. გაიღ. 16 X. ი. პოლონიენას მიხედვით (1946).



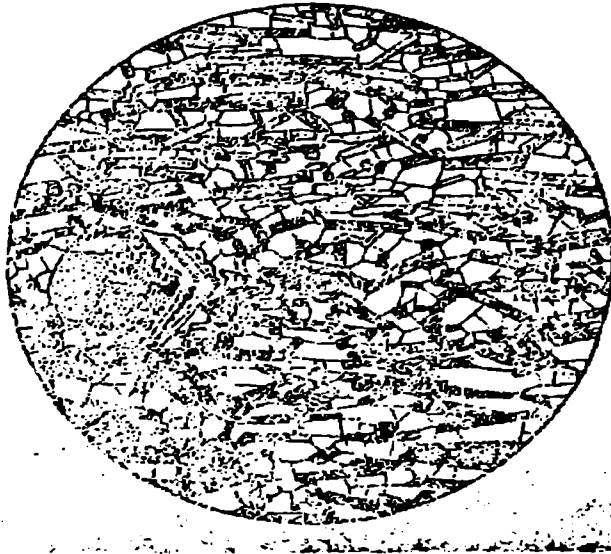
ნახ. 97. ორქარსიანი ფიქალი.

ვრავი როგი. სტრუქტურა ლეპილობლასტურია. ტექსტურა ფიქლებრივი, დანა-  
 კეცებელი. ქანი შედგება ბიოტიტის შედარებით მსხვილი ქერცლებისა და  
 უფერული ქარსისაგან, რომელთა შორის ჩართულია კვარცის ცალკეული მარ-  
 ცელები და ტურმალინის პრიზმები. ქარსის ქერცლების ურთიერთპარალელუ-  
 რა განლაგება ქანის ფიქლებრივ ტექსტურას ქმნის. ხოლო მათი გაღუნვა  
 წერილ ნაკებად — დანაკეცების ტექსტურას. ეინადან ქანი შედარებით მსხვილმარც-  
 ლოვანია, დანაკეცების კრილში აღინიშნება არა მარტო ქარსის ინდივიდების განლაგება  
 დანაკეცების ხაზებზე, არამედ ცალკეული ქერცლების გაღუნვაც. თლილში ბიოტიტის  
 პლუქროიზში აშკვარებს დანაკეცებას. უანალიზატოროდ. ი. პოლოვინკინას მიხედვით  
 (1966).

ში გვხვდება ალბიტის (კვარცით და ქარსით) ალოტრიომორფული აგ-  
 რეგატები. ალმანდინ-სპესარტინის რიგის უკიდურესად რკინიანი ან  
 მანგანუმიანი შედგენილობის გრანატი რუხ მაგნეზიურ ქარსთან ასოცი-  
 აციაში (ნახ. 96).

ქ რ ი ს ტ ა ლ უ რ ი ფ ი ქ ა ლ ი . ეს ცნება აერთიანებს საშუ-  
 ალს და მსხვილმარცვლოვანი მეტამორფული ქანების (მეტამორფიტე-  
 ბის) ვრცელ ჯგუფს; ფილიტებისაგან განსხვავებით, ამ ქანებში ცალკე-  
 ული მინერალების დიაგნოსტიკა შესაძლებელია მაკროსკოპულადაც.

ქრისტალური ფიქლების დამახასიათებელი თავისებურებაა ნათლად  
 გამოხატული ფიქლისებრი ტექსტურა, რომელიც ერთი მხრივ შესაძ-  
 ლაა შეესაბამებოდეს საწყისი (დედა) ქანებისაგან მემკვიდრეობით



ნახ. 98. კვარც-სტაეროლით-პლაგიოკლას-ტურმალინიანი ფიქალი.

უკრაინა. ყ შ ა -ს რაიონი. სტრუქტურა გლოპეროპორფირობლასტურია; ძირითადი ქლოვილას სტრუქტურა გრანონემატობლასტურია; ტექსტურა ბრტყელპარალელური. მთავარი მინერალებია ტურმალინი და სტაეროლითი. ტურმალინის პრიზმები, რომელთა სიგრძე 0.8—1.0 მმ-ია, ქანის ფიქლებრივობას სიბრტყეებში ორიენტირებული. მათ შორის ისინი, რომლებიც ორიენტირებულია ამ სიბრტყეებში ნახატის ზედაპირის პერპენდიკულარულად, გუაძლევენ მასზე დამახასიათებელ სფერულ სპეკულაციებს. უბნები ტურმალინის პრიზმებს შორის აშოვსებულია მყაუე პლაგიოკლასით და კვარცით (მადნეული მინერალის მინაჩეუთ). სტაეროლითი, რომელიც ქანში იშვიათად დანაგროვებს გუაძლევს, წარმოქმნის 1.5 მმ ზომის პორფირობლასტებს. ნახატის მარცხენა მხარეს აშგარი დანაგროვის ნაწილი მოსჩანს. უანალუზატოროდ. ო. პოლონიჩინას მიხედვით (1966)

მიღებულ შრეულობას, გაძლიერებულს მეტამორფიზმის დროს განვითარებული კრისტალიზაციური ფიქლოვნებით, ხოლო მეორე მხრივ შესაძლოა განპირობებული იყოს მეტამორფული პროცესებით (ნახ. 97, 98).

ფიქლოვნება დინების კლივიაჟის სახესხვაობაა. იგი ჩნდება ქანებში (რომელთაც განუცდიათ მეტამორფიზმი) ფირფიტისებრი, ქერცლოვანი და წაგრძელებული მინერალების პარალელური განლაგების შედეგად; ამ დროს წარმოიქმნება სიბრტყეები, რომელთა გასწვრივ ქანი ადვილად იპობა. ფიქლოვნება შეიძლება ჩაისახოს აგრეთვე მასიურ ქანებშიც, მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმის პროცესების და ერთდროული ნაოქა (სტრესი) დეფორმაციების დროს — დინების ტექ-

სტურები. უკანასკნელს მიეკუთვნება აგრეთვე დასაკეცება მეტამორფულ ქანებში. კრისტალური ფიქლები გნეისებისაგან (იხ. ქვემოთ) განსხვავდებიან მინდვრის შპატების ნაკლები (არა უმეტეს 20%) შემცველობით.

სხვადასხვაგვარი კრისტალური ფიქლები წარმოიქმნებიან ძირითადად რეგიონული მეტამორფიზმის დროს PT-ს ფართო დიაპაზონში, ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი, ქარს-პლაგიოგნეისური (ეპიდოტ-ამფიბოლიტური), ბიოტიტ-სილიმანიტ (კიანიტ)-გნეისისებრი (ამფიბოლიტური), გრანატ-კორდიერიტ-გნეისური (პიროქსენ-ამფიბოლიტური) და გრანატ-კორდიერიტ-პიპერსტენ-გნეისური (გრანულიტური) ფაციესების პირობებში. შესაბამისად მათი მინერალური შედგენილობაც ძლიერ ცვალებადია. კრისტალური ფიქლების სტრუქტურა შეიძლება იყოს ლეპიდობლასტური, გრანობლასტური, ნემატობლასტური, ფიბრობლასტური, პორფირობლასტური და სხვ.

გნეისი (შესაძლოა სლავური სიტყვიდან „გნუს“, „გნოც“ დამპალი), კრისტალური ფიქლებისაგან განსხვავებით, მინდვრის შპატის შემცველი მეტამორფიტია. ნათელკრისტალური, საშუალო-ან მსხვილმარცვლოვანი (მარცვლების ზომა 0,2 მმ აღემატება) ქანია, ამიტომ მარცვლების გარჩევა შეიძლება მაკროსკოპულად. ტექსტურა მკვეთრად ფიქლისებრია, ხშირად წვრილზოლიანი (გნეისური). ფიქლოვნების სიბრტყეები იხლიჩება რამდენიმე სანტიმეტრიდან რამდენიმე დეციმეტრამდე სისქის ფირფიტებად, ჩვეულებრივ, ქარსების ან ამფიბოლიტების შუაშრეების გასწვრივ, ან პრიზმული მინერალების წაგრძელების პარალელურად. შექიდიულობა ქანის ქარბ კვარც-მინდვრისშპატიანი ნაწილების მარცვლებს შორის უფრო მტკიცეა, ვიდრე ფიქლებში. გნეისს კრისტალურ ფიქალთან შედარებით ახასიათებს უფრო უხეში, მაგრამ იდეალურად სწორი განწევრება (ფიქლოვნება). მინერალური შედგენილობა იგივეა, რაც გრანიტოიდებში: კვარცი. კალიუმის მინდვრის შპატი (მიკროკლინი, მიკროკლინპერტიტი, ორთოკლაზი), პლაგიოკლაზი, ფემური მინერალი და აქცესორები (აპატიტი, ცირკონი, სფენი და სხვ.).

არჩევან დანალექი ქანების ინტენსიური მეტამორფიზმის შედეგად წარმოშობილ პარაგნეისებს და ორთოგნეისებს, რომლებიც წარმოიშვნენ ვულკანიტების, ტუფების და ინტრუზიული ქანების ხარჯზე. გვხვდება უკალიშპატო გნეისები, რომელთაც პლაგიოკლაზიან გნეისებს (პლაგიოგნეისებს) უწოდებენ.

გნეისები შეიძლება შეიცავდნენ ბიოტიტს, მუსკოვიტს, ამფიბოლს, პიროქსენს, კორდიერიტს, გრანატს, დისტენს, სილიმანიტს და სხვ. თუ რომელიმე მათგანის რაოდენობა 5% აღემატება, მაშინ ის შეიძლება ქანის სახელწოდებაში აღინიშნოს; მაგალითად, ბიოტიტიანი, მუსკოვი-

ტიანი, ბიოტიტ-მუსკოვიტიანი (ორქარსიანი), დისტენ-სტაეროლით-გრანატ-ბიოტიტიანი და ა. შ. გნეისები. გნეისების სტრუქტურა გრანობლასტურია, ლეპიდოგრანობლასტური, პორფირობლასტური და სხვ.

ამ ფიზიკური უმეტესწილად ბაზიტებისა და მათი ტუფების, უფრო იშვიათად მერგელებისა და გრაუვაკების ხარჯზე წარმოქმნილი საშუალომარცვლოვანი მეტამორფული ქანია. ტექსტურა უმთავრესად მასიურია, იშვიათად ფიქლისებრი, სტრუქტურა — გრანობლასტური, ნემატობლასტური, ფიბრობლასტური. უმთავრესი მინერალებია ამფიბოლი და პლაგიოკლაზი, მაგრამ არის სხვა მინერალებიც. რომლებიც სახელწოდებაში აღინიშნებიან. ასე, მაგალითად, არჩევენ: პიროქსენიან, ბიოტიტიან, გრანატიან, კიანიტიან, სკაპოლოთიან, კოიზიტიან, ეპიდოტიან და სხვა ამფიბოლიტებს.

მიგმატიტი (ბერძ. „მიგმა“ — ნარევი) მეტამორფული ქანია. რომელიც წარმოიშვა სტადიურად მოსული ხსნარების ან მაგმის საბით ლეიკოკრატული, უმთავრესად კვარც-მინდვრისშპატიანი (კაჟი და ტუტეები) მასალის გარედან შეტანის (ინექციის) შედეგად. მოტანილი მასალის შეღწევა ადვილად ხდება საწყისი ფიქლების ფიქლოვების სობრტყების გასწვრივ და წარმოიქმნება ფენოვანი ნამცხვრის მსგავსი ქანი (შრედამურე მიგმატიტი). შეინიშნება საწყისი ფიქლების, ჩვეულებრივ მუქი გარდაქმნილი მასალის (პალეოსომა) მონაცვლესა შეტანილ, უფრო ხშირად ღია ფერის მასალასთან (ნეოსომა), რომელსაც ლეიკოსომასაც უწოდებენ. ვინაიდან იგი პალეოსომასთან შედარებით ღია ფერის მინერალებით არის გამდიდრებული (კვარცი, მინდვრის შპატი); ნეოსომა შესაქლოა შედგებოდეს მუქი მინერალებისგანაც (ბიოტიტი, ამფიბოლი, კორდიერიტი და სხვ.); ამ შემთხვევაში მას მელანოსომას უწოდებენ.

მიგმატიტებში გენეზისის მიხედვით არჩევენ არტერიტებს და ვენიტებს. არტერიტი შრედამურე ინექციური მიგმატიტია. ვენიტი მიგმატიტია. რომლის ძარღვეული მასალა გამოიყოფა საწყისი (სუბსტრატის) ქანებიდან დაბალტემპერატურული კვარც-მინდვრისშპატიანი მასალის შერჩევითი (სელექციური) გაღობის შედეგად.

ტექსტურულ თავისებურებათა მიხედვით გამოყოფენ ზოლიან, ანუ შრედამურე (თანაბარ-ან არათანაბარზოლიან, შრეულ-ზოლიან). ლანზოსებრ-ძარღვეულ, აგმატიტურ (ლოდისებრ, ბრექჩიისებრ), დიქტიონიტურ (განტოტვილ, ბადისებრ. განტოტვილ-ძარღვაკულ), პტიგმატიტურ, ნაოკა (დანაკეცებულ), ნებულიტურ ანუ ნებულიტებს (ანატექსიტებს, სტიქტოლიტებს, ჩრდილოვანს, ლაქიანს და სხვ.), პორფირობლასტურ, სათვალისებრ (ოფთალმიტებს, ლინზისებურ, მარგულისებურ) და სხვ. მიგმატიტებს. მეტად გავრცელებულია ზოლიანი, თვალისებრი, ჩრდილოვანი და განტოტვილი მიგმატიტები.

მიგმატიტები წარმოიქმნებიან ეპიდოტ-ამფიბოლიტური და ამფი-

ბოლიტური ფაციესების პირობებში, იშვიათად უფრო მაღალი ტემპერატურის დროს. მთავარი მინერალებია კვარცი, კალიუმშპატი, პლაგიოკლაზი, ქარსი და სხვ. აგრეთვე გრანიტოიდული აქცესორები.

ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში მიგმატიტების წარმოქმნის შემთხვევაში მათ მინერალურ პარაგენეზისში დამატებით შეიძლება მონაწილეობდნენ (მუსკოვიტისა და ბიოტიტის გარდა) სპესარტინ-ალმანდინის რიგის გრანატი, კორდიერაიტი, ანდალუზიტი და ტურმალინი. ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში წარმოშობისას პარაგენეზისას დამატებითი კომპონენტებია პიროქსენი, რქატყუარა, ბიოტიტი, ალმანდინის რიგის გრანატი და კორდიერაიტი.

კვარციტი მარცვლოვანი ქანია, რომლის შეჯგენილობაში 80%–ზე მეტი კვარცია (შეუიარაღებელი თვალთაც ჩანს), შეცემენტებული წვრილმარცვლოვანი კვარცის მასალით. ჰიპერგენული კვარციტები სპილენძ-კოლჩედანური საბადოების დაქანგვის ზონაში წარმოიქმნებიან და უკანასკნელთა ძებნის კრიტერიუმია. მეტამორფული (იზომეტამორფული) კვარციტები სხვადასხვა PT პირობებში ჩნდებიან. ჩვეულებრივ კვარციანი ქვიშაქვების ხარჯზე. მეტამორფიზმის უფრო დაბალ საფეხურზე წარმოიშობიან კვარციტისებრი ქანები და მეტაარკოზები, უფრო მაღალ საფეხურზე — ფიქლოვანი კვარციტები, ჭესპილითები, ვირიდინული კვარციტები და მინდვრის შპატიანი გენისები. სხვადასხვა კვარციტის მინერალურ შედგენილობაში კვარცის გარდა შესაძლოა მონაწილეობდეს ქარსი, პლაგიოკლაზი, ტრემოლითი, სილიმანიტი, კიანიტი, სპესარტინი, დიოპსიდი, აპატიტი და სხვ.

გეოლოგიურ პრაქტიკაში კვარციტს უწოდებენ მკვრივ და მაგარ ქანს; იგი შედგება თითქმის მთლიანად კვარცისაგან. ან ამ უკანასკნელის, ოპალის და ქალცედონის ნარევისაგან. გამოიყენება საშენ და მუყავამდებ მასალად, უმთავრესად კი ცეცხლგამძლე აგურის (დინასი) დასამზადებლად, საფლუსე მასალად მეტალურგიაში.

კვარციტი შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე სხვადასხვა ვულკანიტების, ჩვეულებრივ რიოლითების და ანდეზიტების, იშვიათად ბაზალტების ხარჯზე პოსტვულკანურ სტადიაში მეტასომატოზის გზით, აღმავალი ხსნარებით კაემიწის ინტენსიური შემოტანის პირობებში: ამგვარ კვარციტებს მეორეულ (მეტასომატურ) კვარციტებს უწოდებენ.

რქაქვა წვრილმარცვლოვანი, მკვრივი, ჩვეულებრივ კონტაქტურ-მეტამორფული ქანია; წარმოიშობა სხვადასხვა საწყისი ქანების, უმთავრესად თიხიანი ნალექების, იშვიათად ვულკანიტების ხარჯზე, გრანიტოიდებთან. უფრო იშვითად კი ნაკლებად კაემყავა პლუტონებთან კონტაქტში. ხშირია რქაქვის წარმოქმნის შემთხვევები ინტრუზივებთან კაემიწის გარეშე.



რქაქვეს ფიქლოვნება არ ახასიათებს; დარტყმის შედეგად იმსხვრევა ბასრპირიან ნატეხებად. წვრილმარცვლოვანი რქაქვის მონატეხის ზედაპირები რქოვან ნივთიერებას მოგვაგონებენ; აქედან წარმოიშვა მისი სახელწოდებაც. ქანის მინერალური შედგენილობა მეტად მრავალფეროვანია, რაც მისი წარმოშობის პირობებზეა დამოკიდებული; შედგენილობაში შესაძლოა შედიოდეს შემდეგი მინერალები: კვარცი, ქარსი (მუსკოვიტი, ბიოტიტი), მინდვრის შპატი (პლაგიოკლაზი, კალიუმშპატი), ეპიდოტი, გრანატი, ანდალუზიტი, სილიმანიტი, კორდიერიტი, სტავროლითი, პიროქსენი (რომბული, მონოკლინური), ამფიბოლი და სხვ. რქაქვის სტრუქტურა გრანობლასტურია და თანაბარი ზომის წვრილი მინერალური მარცვლების მოზაიკის იერი აქვს.

მ ა რ მ ა რ ი ლ ო წვრილ-, საშუალო- და მსხვილკრისტალური მარცვლოვანი ქანების საერთო სახელწოდებაა, რომლებიც წარმოიქმნენ მსხვილი გრანიტოიდული სხეულების კონტაქტურ უბნებში კირქვების, კირქვიანი დოლომიტებისა და დოლომიტების ხარჯზე და კირქვიანი ნალექების რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად სხვადასხვა პირობებში. მარმარილოს სტრუქტურა გრანობლასტურია. საწყისი მეტამორფიზმისას თიხაფიქლების (ასპიდურა ფიქლების) ფაციესის პირობებში კირქვიანი ქანები სუსტად განკრისტალდებიან. რის შედეგადაც გამარმარილოებული კირქვები წარმოიშობა. შემდეგ, უფრო და უფრო მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმის პირობებში, წარმოიქმნებიან შემდეგი სახის მარმარილოები: 1. კვარციანი-დოლომიტიანი და ტრემოლაა-კალციტიანი (ფილიტების ან მწვანე ფიქლების ფაციესი); 2. კალციტ (ქლორიტი, კვარცი)-ლაესონიტიანი (ლაესონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესი); 3. კიანიტ-კვარც-კალციტიანი, პლაგიოკლაზ-კორუნდ-კალციტიანი, კოიზიტ-კორუნდ-კალციტიანი და კვარც-პლაგიოკლაზ-დიოქსიდ-დოლომიტიანი (ქარსიან-პლაგიოკლაზიანი, ან ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესი); 4. ფორსტერიტ-კალციტიანი, დიოქსიდ-დოლომიტიანი და ვოლასტონიტ-კალციტიანი (ბიოტიტ-სილიმანიტ-კიანიტ)-გნეისური ან ამფიბოლიტური ფაციესი); 5. ვოლასტონიტ-პლაგიოკლაზ-კალციტიანი, კვარც-გროსულარ-კალციტიანი და პერიკლაზ-კალციტიანი (გრანატ-კორდიერიტ-გნეისური ან პიროქსენ-ამფიბოლიტური და გრანატ-კორდიერიტ-ჰიპერსტენ-გნეისური, ან გრანულიტური ფაციესი).

აპრივად, ვოლასტონიტ-კალციტიანი მარმარილოები შესაძლებელია ასოციაციაში იყვნენ მაღალტემპერატურულ სილიმანიტიან გნეისებთან. თუმცა აღდანისა და სინო-კორეის ფარების და უკრაინის კრისტალური მასივის არქაულ სილიმანიტიან გნეისებსა და ჰიპერსტენიან გნეისებს შორისაც კი არაა განვითარებული ვოლასტონიტ-კალციტიანი მარმარილოები, არამედ გვხვდება მათი უფრო დაბალტემპერატურული მეტამორფული ფაციესის კვარც-კალციტიანი სახესხვაობები; ეს გარემოება,

როგორც ჩანს, გამოწვეულია მეტამორფიზმის დროს  $\text{CO}_2$ -ის უფრო მაღალი წნევით, რაც პირველად დ. კორჟინსკიმ აღნიშნა. ამავე მიზეზით აიხსნება კარბონატული მეტამორფიტების მრავალი სხვა პარაგენეტიული თავისებურებაც, კერძოდ, პერიკლაზის არარსებობა მეტად მაღალტემპერატურულ გრანატ-კორდიერიტ-გნეისურში; (გრანულიტური) ფაციესის პირობებშიც კი, დოლომიტიანი მარმარილოების განვითარება და ფორსტერიტ-კალციტიანი მარმარილოების მდგრადობის შეზღუდვა, რომელთა ადგილს დიოპსიდ-დოლომიტიანი მარმარილოები იკებენ (ბიოტიტ-სილიმანიტ (კიანიტ)-გნეისური, ანუ ამფიბოლიტური ფაციესი) და სხვ. ფორსტერიტ-კალციტიანი და დოლომიტ-დიოპსიდიანი მინერალური ასოციაცია მდგრადია  $500-600^\circ\text{C}$  ტემპერატურაზე.

ფორსტერიტ-კალციტიანი და დიოპსიდ-დოლომიტიანი მარმარილოები, მათ დასახელებაში ხსენებული მთავარი მინერალების ვარდა, შეიცავენ შპინელს, პარგასიტს, გუმიტის ჯგუფის მინერალებს, რომლებიც ფორსტერიტს და მაგნეზიტს ენაცვლებიან (უქანასკნელი შეინიშნება დოლომიტ-ფორსტერიტ-მაგნეზიურ მარმარილოებში). საწყის დოლომიტიან ნალექებში კაემიწის მაღალი შემცველობისას თითქმის მთლიანად დოლომიტიანი მარმარილოები იცვლებიან დიოპსიდის. ფლოგოპიტის, შპინელის და მაგნეტიტის შემცველი ფორსტერიტ-კალციტიანი მარმარილოებით, რომლებიც, თავის მხრივ, გადადიან გროსულარის, ვოლასტონიტის, პლაგიოკლაზის და კვარცის შემცველ დიოპსიდ-კალციტიან მარმარილოებში. გრანულიტური ფაციესის პირობებში ვოლასტონიტიანი მარმარილოების მძლავრი ფენები აგებენ რეგიონულად მეტამორფიზებულ გნეისურ კომპლექსებს.

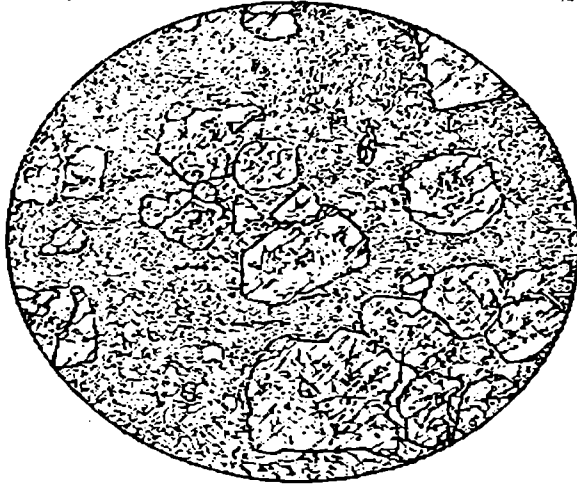
რეგრესული მეტამორფიზმა აწვევს დიოპსიდ-დოლომიტიანი მარმარილოების გადასვლას დოლომიტიან მარმარილოებში, რომლებშიც ფორსტერიტის ირგვლივ დიოპსიდის ან პარგასიტის არშიებია: შემდეგ ეს უქანასკნელნი გადადიან ტრემოლიტ-კალციტიან მარმარილოებში, რომლებიდანაც სრულიად გამოდევნილია დიოპსიდი და გაჩენილია ტრემოლიტ-კალციტ-კვარცის ასოციაცია.

საშუალოტემპერატურულ პირობებში ჩნდება ტრემოლიტიანი მარმარილოები ტაქკის მინერალიზაციით, ხოლო დაბალტემპერატურულში — კვარცისშემცველი დოლომიტიანი და მაგნეტიტიანი მეტამორფიტები, რომლებშიც მაგნეზიური სილიკატები არამდგრადია. კვარც-მაგნეზიური მინერალური ასოციაცია ხშირად ულტრამაფიტიტებში აღმავალი ნანშირმჟავა ხსნარების ზემოქმედების შედეგად ჩნდება.

მარმარილო კარგად პრიალდება და ფართოდ გამოიყენება სკულპტურული და სხვადასხვა არქიტექტურული და კულტურული ძეგლებისათვის, აგრეთვე მშენებლობაში. მარმარილო, რომელიც 25 — 50 % ბრუსიტს ( $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ ; ტრიგონული სინგონია) შეიცავს

და წარმოშობილია დოლომიტიანი ნალექების მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმის შედეგად, გამოიყენება დამარცვლული (დაგრანულუბული) მაგნეზიის და ლითონური მაგნიუმის (ცეცხლგამძლე მასალების, სპეციალური ხარისხის ქაღალდისა და სხვ.) მისაღებად.

ეკლოგიტი (ბერძ. „ეკლოგე“ — შერჩევა, დახარისხება) კიშპიური შედგენილობის მიხედვით ფუძე ქანებს (გაბრო-ბაზალტებს) მიეკუთვნება. არსებითად ორმინერალოანი ქანია და შედგება ბალახისფერი მონოკლინური პიროქსენისა (ომფაციტი) და რუხი წითელი გრანატისაგან. მისი მინერალური პარაგენეზისია: ომფაციტი + გრანატი დისტენით ან რომბული პიროქსენით (ნახ. 99).



ნახ. 99. ეკლოგიტი.

სამხრეთ ურალი. სტრუქტურა პორფირობლასტური, გლომერობლასტური: ძირითადი მასის ტექსტურა ნემატობლასტურია. ქანის ძირითადი ქსოვილი აგებულია ომფაციტის მკიდროდ განლაგებული პროზმებისა და გრანატის მსხვილი პორფირობლასტებისაგან, რომლებიც ხშირად გროვებს ქვნიან. გრანატში აღინიშნება სფენისა და რუთილს ჩანართები და ცოიზიტის და კვარცის ახალწარმონაქმნები. ძირითად ქსოვილში არის აგრეთვე მეორეული მინერალების — ცოიზიტის, კვარცის, ფლოგოპიტის მინარევები. უანალიზატოროდ, გად. 15 X. ი. პოლოვინკინას მიხედვით, (1966).

ეკლოგიტები გვხვდება სხვადასხვა ფაციესური ტიპის ქანებში მრავალრიცხოვანი ლინზისებრი სხეულების სახით, რის გამოც მათი გამოყოფა დამოუკიდებელ მინერალურ ფაციესად გამართლებული არ არის.

ეკლოგიტების გენეზისის საკითხი საკამათოა. ზოგი მკვლევარი, კერძოდ, პ. ესკოლა თელის, რომ ისინი მაგმამ გამოიტანა ზედა მანტი-

იდან. ან კრისტალდებოდნენ ზედა მანტიაში გენერირებული მაგმიდან მალალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში. მკვლევართა მეორე ჯგუფი ეკლოგიტებს ვანიხილავს, როგორც მაგმური, ასევე დანალექი ქანების ხარჯზე წარმოშობილ მეტამორფიტებს.

დისკუსია ეკლოგიტების წარმოშობის შესახებ ეხება აგრეთვე ამ პროცესში წნევის როლის საკითხს. მინერალთა სინთეზზე მოსაზრების თანამედროვე მდგომარეობა მტკიცე საფუძველს ვეძლევათ ეპეი არ შევიტანოთ მალალი წნევების გადამწყვეტი როლის შესახებ ეკლოგიტების ფორმირებაში, თუმცა ამ წნევების გაჩენის მიზეზები ყოველთვის ნათელი არ არის, რადგან ზოგიერთი გეოლოგიური მონაცემი მიგვითითებს ეკლოგიტების წარმოშობაზე მცირე (საშუალო) სიღრმის პირობებში.

ზოგი მეცნიერი, კერძოდ ვ. სობოლევი, 1961 წელს გამოქვეყნებულ წერილში თვლის, რომ მალალი წნევები გაჩნდა სიღრმული რღვევების ზონებში, რაც რიგი მონაცემით მტკიცდება. ამაზე მეტყველებს ნ. უდოკინას გამოკვლევებიც, რომელიც აღნიშნავს ეკლოგიტების, ეადეიტებისა და ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანების განვითარებას ურალის მთავარი შეცოცების ზონის გასწვრივ პოლარული ურალიდან სამხრეთ ურალამდე.

1969 წელს ნ. თათრიშვილმა ჩრდილოეთ კავკასიაში მდ. დიდი ლაბის აუზში (მთავარი ქედის ზონა) პალეოზოურ ამფიბოლიტებს შორის აღწერა ეკლოგიტების მცირე გამოსავალი. ამ ეკლოგიტების მთავარი მინერალებია ომფაკიტის ტიპის მონოკლინური პიროქსენი, პორფირობლასტური გრანატი (ალმანდინი 51,2%, ანდრადიტი 23,5%, პიროპი 19,1%, სპესარტინი 3,9%, გროსულარი 2,3%),  $\text{Na}_2\text{O}$ -ი მდიდარი ჩვეულებრივი რქატყუარა; მეორეხარისხოვანი — ეპიდოტის მინერალი, მუსკოვიტი, კალციტი, კვარცი; აქცესორები — რუთილი, პირიტი. სტრუქტურა პორტფირობლასტურია, სიმპლექტიტური.

ჩრდილოეთ კავკასიის, ისევე როგორც სხვა რეგიონების, ეკლოგიტებმა განიცადეს რეგრესული მეტამორფიზმი, რაც გამოიხატა ამფიბოლიზაციის, მუსკოვიტიზაციის, ეპიდოტიზაციისა და გაკვარცების პროცესებში. ამ პროცესებს შორის მეტად გავრცელებულია ამფიბოლიზაცია. იგი იწყება მონოკლინური პიროქსენის (ომფაკიტის) მარცვლების პერიფერიული ნაწილებიდან, სიმპლექტიტური ჩანაზარდების გაჩენით. თანდათანობით სიმპლექტიტური აგრეგატი იკავებს მთლიანად დედა-მინერალს, რომელსაც ენაცვლება რქატყუარა, და ეკლოგიტი გარდაიქმნება დიაფტორიტიულ გრანატიან ამფიბოლიტად. ბაზიტებში ჩართული კავკასიის ეკლოგიტები შესაძლოა მანტიური წარმოშობისაა.

ეკლოგიტებში შემავალი გრანატების შედგენილობის მიხედვით არჩევენ ეკლოგიტების სამ ტიპს. პირველ ტიპს კიმბერლიტებში, მაფიტებში და ულტრამაფიტებში (დუნიტები, პერიდოტიტები) მოქცეული ეკ-

ლოგიტები მიეკუთვნებიან. მათში შემავალი გრანატი მნიშვნელოვნად უფრო მდიდარია პიროპის კომპონენტით, ვიდრე მომდევნო ტიპის ეკლოგიტების გრანატი. პიროპისა და ალმანდინ-სპესარტინის შემცველობა გრანატში შესაბამისად უდრის  $70 \pm 8$  და  $16 \pm 10$  მოლ<sup>0</sup>%. მეორე ტიპის ეკლოგიტები გრანულიტურ კომპლექსებში (გენისები, მიგმატიტები) და ამფიბოლიტებში შრეებსა და ლინზებს ქმნიან. ზემოთ აღნიშნული კომპონენტების შემცველობა შესაბამისად  $44 \pm 7$  და  $38 \pm 7$  მოლ % შეადგენს. მესამე ტიპის ეკლოგიტები ალპინოტიპურ მეტამორფულ წარმონაქმნებში (ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი და სხვ. ქანები) ქმნიან შრეებს, ლინზებსა და ჩანართებს; მათი გრანატები გამოირჩევიან პიროპული კომპონენტის სრულიად უმნიშვნელო შემცველობით— ზემოხსენებული გრანატის კომპონენტების რაოდენობა შესაბამისად  $10 \pm 4$  და  $62 \pm 10$  მოლ %-ია.

აღნიშნულის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ პირველი ტიპის ეკლოგიტები ყალიბდებოდნენ ზედა მანტიამში ძალიან მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში; ეკლოგიტების მეორე ტიპი გაჩნდა დედამიწის ქერქის ქვედა ნაწილში (ბაზალტური ფენა) მაღალი წნევისა და პირველი ტიპის ეკლოგიტების ფორმირების ტემპერატურასთან შედარებით უფრო დაბალ ტემპერატურაზე. მესამე ტიპის ეკლოგიტები კვლავ ბაზალტურ ფენაში წარმოიქმნებიან დაახლოებით იმავე წნევაზე, მაგრამ ბევრად დაბალი ტემპერატურის პირობებში.

წარმოშობის ადგილიდან დედამიწის ქერქის უფრო მაღალ დონეებზე (ნაკლები წნევა,  $H_2O$ -ის მეტი რაოდენობა) გადაადგილებული ეკლოგიტები სხვადასხვა სიძლიერით განიცდიან ზედნადები პროცესების ზემოქმედებას. მათი გაშიშვლების ადგილებში ხშირად შეინიშნება გადასვლები სუსტად გარდაქმნილი ეკლოგიტებიდან ნორმალურ ამფიბოლიტებამდე, გადარჩენილი გრანატის და ომფაკიტის რელიქტებისა და ანლად-წარმოქმნილი პლაგიოკლაზისა და რქატყუარას შემცველი ეკლოგიტური ამფიბოლიტების მეშვეობით. ზოგჯერ ომფაკიტს ენაცვლება დიოპსიდის და პლაგიოკლაზის მიომექტიცისებრი ჩანაზარდები, რომლებიც შემდეგ გადადიან მინერალურ ასოციაციაში: ამფიბოლი-პლაგიოკლაზი-ალმანდინი. შევიცარიის ალპების შიდა პენინის ზონებში მცირე გამოსავლების ეკლოგიტები ინტენსიურ რეგრესულ მეტამორფიზმს განიცდიან გლაუკოფან-ქლორიტოიდ-გრანატ-ეპიდოტ-პარაგონიტ-მუსკოვიტიანი ფიქლების წარმოქმნით (H. Winkler, 1967).

პეტროქიზია. მეტამორფული ქანები, მაგმურთან შედარებით, დაბალტემპერატურულია. დასახელებული ორი ძირითადი გენეტიური ჯგუფის ქანების ჩამოყალიბების ტემპერატურა შესაბამისად  $800-200$  და  $1200-700^{\circ} C$  ფარგლებშია. მეტამორფულ ქანებში არ გვხვდება, ან მათ შედგენილობაში უმნიშვნელო როლს თამაშობენ ისეთი მაღალტემპერატურული

მინერალები, როგორცაა ოლივინი, მაგნეზიური პიროქსენები და ფუძე პლაგიოკლაზები; ისინი გამოიღვევებიან წყლიანი და სხვა მინერალებით, რომლებიც შეიცავენ ალუმინს ექვსჯერად კოორდინაციაში და კარბონატებს, რაც განაპირობებს დაბალ- და საშუალოტემპერატურული მეტამორფიზმის პირობებში დაბალი კაჟმაჟა ქანების (ქლორიტიანი და სერიციტიანი ფიქლები, ამფიბოლიტები და სხვ.) მინერალებიდან  $\text{SiO}_2$ -ის გამოთავისუფლებას კვარცის სახით. ამიტომ მეტამორფიტებში, მაგმატიტებისაგან განსხვავებით, კვარცი კარგავს თავის მნიშვნელოვან საკლასიფიკაციო როლს. იგივე შეიძლება ითქვას ფელდშპათიდებზე. რაც მეტამორფიტებში მათი იშვიათად არსებობით აიხსნება — ისინი გვხვდება მხოლოდ მაღალტემპერატურულ ტუტე კრისტალურ ფიქლებში. რომლებსაც ზოგჯერ ნეფელინიან და ეგირინ-ნეფელინიან გნეისებს უწოდებენ.

პეტროქიმიური სისტემატიკის თანახმად, მაგმატიტების ანალოგიურად მეტამორფიტებიც იყოფა ორ მთავარ რიგად — ტუტემიწა და ტუტე მეტამორფიტებად.

ტუტე რიგის მეტამორფიტების პეტროქიმიური თავისებურებანი გამოიხატება მათ მინერალურ შედგენილობაში გლაუკოფანის (ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები) და სხვა ტუტე ამფიბოლების, ყადეიტისა და ომფაციტის (ყადეიტიტები, ეკლოგიტები), ეგირინისა და რიბეკიტის (ტუტე გნეისები), ნეფელინის (ტუტე კრისტალური ფიქლები) და სხვ. შემცველობით.

კაჟმიწის შემცველობის მიხედვით ტუტე მეტამორფიტებში რამდენიმე რიგი გამოიყოფა. ფუძე და საშუალო კაჟმაჟა შედგენილობის მეტამორფიტებს შორის საზღვარი  $\text{SiO}_2$ -ის შემცველობის 52—60% ინტერვალშია, რომელშიც ხვდება ამფიბოლიტებსა ( $\text{SiO}_2$  45—52%) და ტიპურ გნეისებს ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ) შორის მდებარე შუალედი მეტამორფიტები.

მრავალი პეტროლოგი აღნიშნავს რეგიონული მეტამორფიტების ტუტემიწა ხასიათს. ასეთივე ხასიათი აქვთ ტიპურ გეოსინკლინურ ნალექებსაც, რომელთა რეგიონული (იზოქიმიური) მეტამორფიზმის შედეგადაც წარმოიშვა აღნიშნული მეტამორფიტები. გეოსინკლინებთან დაკავშირებული ტუტე სერიის ქანები (რიგი ბ, ნახ. 17) წარმოიშობიან გეოსინკლინური რეჟიმისა და ტუტე შედგენილობის პოსტმაგმური აღმავალი ხსნარების ინტენსიური აქტივობის სრული შეწყვეტის შემდეგ; უკანასკნელნი უკვე არსებულ როგორც დანალექ და ვულკანოგენურ-დანალექ, ასევე მაგმურ (ვულკანურ, ინტრუზიულ) ქანებში იწვევენ ალომეტამორფულ და მეტასომატურ ცვლილებებს. ამ პროცესების შედეგად წარმოიქმნებიან სხვადასხვა სახის ტუტე ქანები.

გეოსინკლინების თიხიანი ქანები ტუტეთა შემცველობით განსხვავ-

ვებთან. თაბეა, რაქლებშიც ნატრეჲის რაოღენობა კალციუმს ქარ-  
ბობს. შეზღუდულადაა გავრცელებული. ისინი ცნობილია ალპინო-  
ტაქურ ოფიოლოტურ სარტყლებში (მათში შემავალი პელატურა მა-  
სალა გრანუვაციებსა და მაფიტურ ველკანიტებს შეესაბამება). თიხიანი ქა-  
ნები არსებით როლს თამაშობენ დანალერ-ველკანოგენურ გეოსინკლინებ-  
ში. მათში კალიუმი, ნატრიუმს ქარბობს. კალუქის რაოღენობრივი როლი  
უფრო მეტად იზრდება არსებითად ტერიგენულ გეოსინკლინებში, რაც  
მათი რეგიონული (იზოქიმიური) მეტამორფიზმის პროდუქტებშიც ვლინ-  
დება. კალიუმიანი რიგის რეგიონული მეტამორფიტები (ფილიტები-  
დან გნეისებამდე), რომელთა საწყის გეოსინკლინურ ნალექებს არსები-  
თად ტერიგენული ხასიათი ქქონდა, ფართოდაა განვითარებული შორეულ  
აღმოსავლეთში (ოხოტის და ხანჯაის მასივები), კორეაში (ნანნიმის და  
კიმჩეს მასივები) და ავსტრალიაში (ბროკენ-ჰილის მასივი). ნატრიუმიანი  
რიგის რეგიონული მეტამორფიტები აგებენ შემდეგ ოფიოლიტურ და ალ-  
ბიტო-ფიზ-სპილიტურ სარტყლებს: სანჯუნი და სამბავა იაპონიის  
კუნძულებზე, კუნძულ სახალმის სუსუნის ქედი, კალიფორნიის ფრან-  
კოსკანული ფორმაცია და სხვ. (ა. მარაკუშევი, 1973).

ზონალური ხასიათის ალოქიმიური მეტამორფიზმი დაღვნილია კამ-  
ჩატკის შუალედური სარტყლისათვის. მეტამორფიზმის ხარისხის ზრდა  
გამოიხატება ქანთა შემდეგი რიგით: თიბაფიქლები და ფილიტე-  
ბი — სტავროლითიანი ფიქლები — ანდალუზიტიანი ფიქლები — სილი-  
მანიტიანი ფიქლები და გნეისები — ბიოტიტიანი პლაგიოგნეისები.  
ამავე თანამიმდევრობაში დგინდება ნატრიუმის შეტანა ( $N_2O : Al_2O_3$ ,  
შეფარდების ზრდა) და დაახლოებით იმავე რაოღენობის კალიუმის გატა-  
ნა ( $K_2O : Al_2O_3$  შეფარდების დაქვეითება). ამრიგად,  $Al_2O_3 : (Na_2O +$   
 $+ K_2O)$  შეფარდება საერთო ჯამში შეუცვლელი რჩება. მეტამორფიზმის  
ხარისხის მაქსიმალური აწევისას, რასაც მიეყვარათ ბიოტიტის ან ბიოტი-  
ტისა და გრანატის შემცველი პლაგიოგნეისების წარმოშობამდე, ხდე-  
ბა ქანის გამდიდრება ნატრიუმით და  $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$  საერთო შე-  
ფარდების ზრდა.

კავკასიონის პალეოზოტურში ალოქიმიური მეტამორფიზმი (მეტასო-  
მატოზი) დგინდება გეოსინკლინური რეჲიმის შეწყვეტის შემდეგ ოროგე-  
ნულ სტადიაში. სხვადასხვა სერიებსა და წყებებს შორის აქ ცნობილია  
ე. წ. ბეზენგის ტერიგენული წყება, რომლის შედგენილობაში შედიან  
სხვადასხვაგვარი როგორც ფუქე, ასევე კაქმქავა ინტრუზიული ქანები.  
მათ ქერ პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმი განიცადეს და  
შემდეგ ალოქიმიურა დიაფტორეზი მეტასომატური გზით (გ. ზარიძე,  
ნ. თათრიშვილი, 1974).

ამ ქანების ქიმიური ანალიზის შედეგები გადათვლილია თ. ბარტის  
მეთოდით. საწყის მაგმურ ქანად მიღებული იყო გაკვარცებული ცვარ-  
26. გ. ზარიძე

ციანი) გაბრო, რომელმაც განიცადა რეგიონული მეტამორფიზმი და ნაკლებად შეეხო მეტასომატური პროცესი. ამ ქანების ხარჯზე გაჩნდნენ შემდგომში კვარციანი დიორიტები, მიგმატიტები და გრანიტოიდები. ველზე აღინიშნება საწყისი გაბროების თანდათანობითი გამდიდრება შემოტანილი ლეიკოკრატული მასალით და აღნიშნული ქანების თანდათანობითი გადასვლები ერთმანეთში. ერთსახელა ელემენტების იონთა შეპირისპირების გზით შემუშავებულ იქნა მასალის შეტანისა და გატანის სქემა.

ნივთიერების შეტანის თანდათანობითი ზრდა, რამაც განაპირობა შესაბამისი მინერალების გაჩენა მათი რაოდენობრივი როლის თანდათანობითი ამაღლებით, ჩანს აგრეთვე ქანთა რაოდენობით-მინერალური შედგენილობის ანალიზიდან. ასე, მაგალითად, თუ გაკვარცებულ გაბროში კვარცი 5—18% შეადგენს და დიდი რაოდენობით არის ამფიბოლი, გაბროიდების ხარჯზე გაჩენილ ქანებში — ბიოტიტიან კვარციან დიორიტებში — კვარცის რაოდენობა 16,5—33,3% აღწევს. ამას გარდა, უკანასკნელში ჩნდება 5 %-მდე მიკროკლინი, რომელიც ნაწილობრივ ენაცვლება გაალბიტებულ პლაგიოკლასს, ქრება ამფიბოლი, რომელიც ჭერ ბიოტიტად გარდაიქმნება, შემდეგ კი ქლორიტად, ზოგჯერ მუსკოვიტად. მიგმატიტებში იმ მინერალების რაოდენობა, რომლებიც სილიციუმის, ნატრიუმის და კალიუმის შეტანით წარმოიშობიან, შემდგომი ზრდის ტენდენციას ამჟღავნებს.

მეტასომატური ქანწარმოშობის თანამიმდევრულ რიგს სქემატურად შემდეგი სახე ექნება: კვარციანი გაბრო → ბიოტიტიანი კვარციანი დიორიტი → ჩრდილოვანი მიგმატიტი → გრანოდირიტი.

ყველა შესაღარებელ ქანში მჟღავნდება კალციუმის, მაგნიუმისა და რკინის იონების თანდათანობითი კლება. ბიოტიტიან კვარციან დიორიტში შეინიშნება ალუმინის იონების მკვეთრი მატება 57 ერთეულით, შრედაშრე მიგმატიტში — მხოლოდ ცხრით, ჩრდილოვან მიგმატიტში კი — თვრამეტით. ბიოტიტიან კვარციან დიორიტში ალუმინის იონების რაოდენობის ზრდა გაკვარცებულ გაბროსთან შედარებით აიხსნება მინდვრის შპატის რაოდენობის ზრდით (დიორიტში პლაგიოკლაზი — 54,5 %, მიკროკლინი — 5,5 %; გაბროში პლაგიოკლაზი — 29%). ალუმინის იონების უმნიშვნელო ზრდა შრედაშრე მიგმატიტებში გამოწვეულია მათში მინდვრის შპატის შედარებით მეტი საშუალო შემცველობით (პლაგიოკლაზი — 41,1 %, მიკროკლინი — 7,5 %).

თ. ბარტის მეთოდით მასალის შეტანა-გატანის სურათი შესწავლილი იყო აგრეთვე კავკასიონის ბეჩასინის ტექტონიკურ ზონაში განვითარებული ჩეგემის რეგიონულად მეტამორფიზებული პირველადი ტერიგენული წყების (კამბრიულისწინა — ქვედა პალეოზოური) მაგალითზე (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1974). ამ მეტამორფიტების პეტროგნო-



მიუღმა თავისებურებებმა საშუალება მოგვცეს ისინი 5 ჯგუფად დაგვეყო. პირველ ჯგუფში მოხვდნენ დიაფტორიზებული, პროგრესულად რეგიონულ-მეტამორფიზებული საწყისი სედიმენტოგენური წარმონაქმნები (გრანატ-სილიმანიტ-კვარც-პლაგიოკლას-მუსკოვიტიანი ფიქლები). მეორე ჯგუფი წარმოიქმნა პირველი ჯგუფის ქანების რეგრესული მეტამორფიზმის შედეგად (კვარც-ალბიტ-ქლორიტ-მუსკოვიტიანი ფიქლები). მესამე ჯგუფში შედიან ამა თუ იმ ხარისხით პროგრესულად რეგიონულად მეტამორფიზებული მაფიტები (გაბროიდები, ამფიბოლიტები), რომლებიც შემდგომში გარდაიქმნებიან მეოთხე ჯგუფის სხვადასხვაგვარ დიაფტორიტულ ამფიბოლიტ-ეპიდოტ-კვარც-ქლორიტ-პლაგიოკლასთან ფიქლებად. მეხუთე ჯგუფი (კვარც-ალბიტის ქანები) გაჩნდა ინტენსიური მეტამორფიზმის ვხით.

თ. ბარტის კოეფიციენტების შედარებამ გვიჩვენა, რომ პროგრესულად მეტამორფიზებულ სედიმენტოგენურ ქანებში რეტროგრადული მეტამორფიზმის (მეტასომატოზის) შედეგად ხდებოდა არა მარტო იუვენური, არამედ გვერდითი ქანებიდან გამოტანილი ფუძე ელემენტებისა და აგრეთვე თიხამიწის შემოტანაც, ე. ი. ადგილი ჰქონდა ელემენტების გადანაწილების პროცესს. პეტროქიმიურად კარგად დგინდება აღმავალი ხსნარების საწყისი, ნატრიუმიან-სილიციუმიანი შედგენილობა, დიაფტორიტებში ნატრიუმისა და სილიციუმის შეტანა და ფუძე ელემენტების გატანა. ელემენტების მიგრაციის სურათი განსაკუთრებით კარგად ვლინდება კვარც-ალბიტის ქანებში, რომლებიც ამჟღავნებენ ინტენსიურ კაჟიან და ნატრიუმიან მეტასომატოზს.

როგორც ჩანს, ნატრიუმიანი რიგის მეტამორფიტების ჩამოყალიბება, სილიციუმისა და პეტროქიმიურად ერთი ტიპის სხვა ქანების წარმოშობა ოფიოლიტურ სარტყლებს და მათთვის დამახასიათებელ მძლავრ მაფიტურ ვულკანიზმს უკავშირდება, ხოლო კალიუმიანი რიგის მეტამორფიტები უკავშირდებიან მძლავრ ტერიგენულ გეოსინკლინურ ფორმაციებს. შესაძლებელია, რომ შერეული, ტერიგენულ-ვულკანოგენური გეოსინკლინებისათვის დამახასიათებელია როგორც ნატრიუმიანი, ასევე კალიუმიანი რიგის მეტამორფიტები.

აღდანის ფარის დასავლეთ ნაწილში კალიუმიანი რიგის მეტამორფიზმი გვხვდება იქ, სადაც გავრცელებულია არსებითად ტერიგენული იენჯრის წყება; ამ ფარის აღმოსავლეთ რაიონებში, სადაც პირველადი ვულკანოგენური ფორმაციები კარბობენ, კალიუმიანი მეტამორფიზმი შეზღუდულად არის განვითარებული. იგივე შეინიშნება კანადის ფარზე, სადაც არქეული ბირთვის პროტეროზოული არშია აგებულია უპირატესად ტერიგენული წყებებით, ხოლო თვით ბირთვი — პირველადი ვულკანოგენური წარმონაქმნებით; ტუტეების საშუალო შემცველობა ამ წყებებში შესაბამისად ასეთია:  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,4%;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,4% და  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,1%,  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,7%.

თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფაციესი გამოყო გ. ზარიძემ 1966 წელს! კავკასიონის სამხრეთ ფერდის ამგები ქანების შესწავლისას. ფართოდ არის გავრცელებული იგი აგრეთვე ჩრდილოეთ ფერდზეც. თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ასაკი ქვედაიურულია. ამ ტიპის ფიქლები გავრცელებულია მრავალ მთიან მხარეში. ცალკეულ ადგილებში ისინი ვულკანოგენურ მასალას შეიცავენ.

კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მდ. რიონის აუზის ზედა ნაწილის ფარგლებში სამხრეთისაკენ გადაყირავებული ფიქლების წყებაზე შემოცოცებულია გრანიტოიდებითა და კრისტალური ფიქლებით აგებული პალეოზოური კრისტალური სუბსტრატი. ასპიდური ფიქლების წყება წარმოიშვა საწყისი გეოსინკლინური, უპირატესად თიხამიწიანი ნალექების მეტამორფიზმის შედეგად. აღინიშნება ფუძე შედგენილობის საწყისი ვულკანიზმის სინქრონული გამოვლენა, რაზეც წყების ქვედა ნაწილში ვიტროკლასტური ტუფების სუსტი განვითარება და დიაბაზპორფირიტების სილების არსებობა მეტყველებს.

წყებისათვის დამახასიათებელია რეგოზულა გაკვარცება და მისი თანმხლები მეტამორფიზმი, რის შედეგადაც წარმოიშვა შემდეგი მინერალური ასოციაციები (გვხვდება სუსტად გარდაქმნილ საწყის მასალასთან ერთად): კვარცი — სერიციტი — ტურმალინი (აქცესორულად) და რელიქტური ნახშირიანი და თიხიანი ნივთიერება პელიტური ქანებისათვის; კვარცი — ქლორიტი — კალციტი — მადნეული მინერალი და ვიტროკლასტური ტუფის რელიქტები. მოყვანილი მინერალური ასოციაციები არ შეესაბამებიან მწვანე ფიქლების ფაციესს მათში ალბიტისა და ეპიდოტის არარსებობის და ნახშირიან-თიხიანი ნივთიერების არსებობის გამო; უკანასკნელი საწყისი თიხიანი ქანების სუსტად გარდაქმნილი მასალაა. თიხაფიქლების ფაციესური სერია აგებულია შემდეგი ქანებით (იხ. ცხრ. 30, გრაფა 5).

საწყისი თიხამიწიანი (პელიტური) ქანებიდან წარმოიშობა თიხაფიქლები (ასპიდური ფიქლები), რომლებიც ყველაზე ნაკლებად მეტამორფული ქანებია ფიქლოვანი ტექსტურით. თიხაფიქალი ადვილად იპობა თხელ მკვრივ ფორფიტებად. მინერალური შედგენილობა ასეთია: კვარცი, სერიციტი (ჰიდროქარსი), ქლორიტი, კალციტი, საწყისი პელიტური ქანების თიხიან-ნახშირიანი ნივთიერება და აქცესორები — მადნეული მინერალი, რუთილი, ტურმალინი და სხვ.

თიხა-ქვიშა-რკინა-მანგანუმიანი ქანებიდან ფორმირდება თიხიანი, ქვიშიანი, მაგნეტიტიანი, ჰემატოტიანი, აგრეთვე მანგანუმადნიანი ფიქლები. ყველა ეს ქანი ხასიათდება რკინისა და მანგანუმის მინერალებისა და კვარცის მაღალი შემცველობით.

საწყისი კარბონატული (კირიანი) ქანები გარდაიქმნება გ ა მ ა რ მ ა რ ი ლ ო ე ბ უ ლ კ ი რ ქ ე ე ბ ა დ და პ ი რ ო ფ ი ლ ი ტ - კ ა ლ - ც ი ტ ი ა ნ ქ ა ნ ა დ. ეს სუსტად გადაკრისტალებული (მეტამორფიზებული) კირქვები, დოლომიტები (გვარ დოლომეს მიხედვით) და მაგნეზიტებია (რაიონი მაგნეზია ფესალიაში; საბერძნეთი), რომელთაც არამკვეთრად გამოხატული გრანობლასტური სტრუქტურა აქვთ.

თიხაფიქლების ფაციესის პირობებში კვარც-მინდვრისშპატიანი საწყისი ქანები მეტამორფიზმის შედეგად გარდაიქმნებიან მ ე ტ ა ა რ - კ ო ზ ე ბ ა დ და კ ვ ა რ ც ი ტ ი ს ე ბ რ ქ ა ნ ე ბ ა დ. ეს მკვრივი ქანებია, რომლებიც შედგებიან ახალწარმოქმნილი და საწყისი მინერალებისაგან — კვარცი, სერიციტი, ჰიდროქარსი, მაგნეტიტი და სხვ.

საწყისი ფუქე ქანებისაგან (მაფიტები) ფორმირდებიან ქლორიტიანი და ცეოლითიანი ქანები, აგრეთვე მეტაარგილიტები.

ქ ლ ო რ ი ტ უ ლ ი ქ ა ნ ი მაგმური ქანის ინტენსიური ქლორიტიზაციის ხარჯზე წარმოიშობა; შედგება უმთავრესად ქლორიტისაგან, რომელსაც კვარცი აქვს მირეული და დაშლილი საწყისი მინერალებისაგან — პლაგიოკლასის, ამფიბოლისაგან და სხვ.

ც ე ო ლ ი თ ი ა ნ ი ქ ა ნ ი ჩნდება ფუქე მაგმური, ჩვეულებრივ ეფუზიური ქანების ხარჯზე და შედგება უმთავრესად ცეოლითის (ანალციმი, ლომონტიტი და სხვ.), ჰეილანდიტის და საწყისი მინერალების შეცვლილი რელიქტებისაგან.

მ ე ტ ა ა რ გ ი ლ ი ტ ი (ბერძ. „მეტა“ — შემდეგ, „არგილოს“ — თიხა) თიხიანი ქანია; წარმოიშობა ვულკანური ქანის გარდაქმნის (არგილიტიზაციის) შედეგად. მინერალური შედგენილობა ასეთია: კალინიტი, დიკიტი, ბეიდელიტ-მონტმორილონიტის ჯგუფის მინერალები და ამორფული მინერალები — ალოფანი, ჰალუაზიტი.

#### ფილიტების (მწვანე ფიქლების) ფაციესური სარია

როგორც აღვნიშნეთ, მოცემული და მისი მომდევნო ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესები მსგავს ტემპერატურულ პირობებში წარმოიქმნებიან, ამიტომ 30-ე ცხრილში ამ ფაციესების აღმნიშვნელი რომაული ციფრები (II—III) ჩაწერილია დეფიზის გარეშე.

ფილიტების (მწვანე ფიქლების) ფაციესური სერიის ქანების მწვანე ფერი განპირობებულია მათში ქლორიტის, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებისა და აქტინოლითის შემცველობით, რომლებიც დაბალი საფეხურის რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად წარმოიშენენ. ამიტომ უწოდა ამ ფაციესს პ. ესკოლამ მწვანე ფიქლების ფაციესი. ქვემოთ განხილულია ამ სერიის მთავარი ქანები (იხ. 30-ე ცხრილის გრაფა 6).

საწყისი თიხამიწიანი (პელიტური) ქანებიდან წარმოიშობა ფილიტი — მუქი წვრილმარცლოვანი თხელფიქლოვანი ქანი, რომლის ქერცლოვანი მიწერალი თეთრი ქარსის (სერიციტი, მუსკოვიტი) სახითაა წარმოდგენილი; უკანასკნელი ფიქლოვან ზედაპირს აბრეშუმისებრ ელვარებას აძლევს. სერიციტის (მუსკოვიტის) ქერცლის ზომა მეტია, ვიდრე თიხაფიქლებში, მაგრამ ნაქლებია ქარსიან ფიქლებთან შედარებით. სერიციტის რაოდენობა მუსკოვიტთან, ქლორიტთან და ბიოტიტთან ერთად 50%-ზე მეტია.

შემდეგი მთავარი მიწერალია კვარცი; თუ ის მეტია, ვიდრე ქარსისა და ქლორიტის ჯამი, ქანს კვარციან ფილიტს უწოდებენ. არჩევენ ფილიტების შემდეგ სახესხვაობებს: ქლორიტოიდ-ქლორიტ-ალბიტინი, ფლოგოპიტ-კალციტინი, კვარც-ალბიტ-სერიციტ (მუსკოვიტ)-ქლორიტინი, კვარც-ალბიტ-ეპიდოტ-ბიოტიტინი და სხვ.

ლაქებიანი ფიქალი (მარყუჟისებრ-ნახშირიანი) — თიხაფიქალია, ხასიათდება მიწერალებისა და ზოგი ნივთიერების (მაგალითად, ნახშირიანი) მეტ-ნაქლებად შესამჩნევი გროვების არსებობით, რაც ქანს ლაქიან იერს აძლევს.

აღინოლი (ბერძნ. „ადინოს“ — მკვრივი) მუქი მკვრივი წვრილმარცლოვანი ქანია; შედგება უმთავრესად ალბიტის და კვარცის, აგრეთვე კალციტის, სერიციტისა და ქლორიტისაგან. აღინიშნება რელიქტური შრეულობა და ბლასტოპელიტური უბნები.

დესმოზიტი (ბერძნ. „დესმოზ“ — შეკვრა) წარმოიშობა თიხაფიქლების ხარჯზე ფუძე ინტრუზიულ სხეულებთან კონტაქტში; ხასიათდება ალბიტის, ქლორიტისა და კვარცის გლომეროზ-ბლასტური გროვებით განპირობებული მარყუჟისებრი აღნაგობით.

სპილოტი დესმოზიტის მსგავსი ქანია და ამ უკანასკნელისაგან განსხვავდება წვრილზოლიანი, ფურცლოვანი აღნაგობით; ზოგჯერ შეიცავს ახალწარმოქმნილ კორდიერიტს.

აღინოლები, დესმოზიტები და სპილოზიტები წარმოიქმნებიან თიხიანი ქანების ხარჯზე მეტასომატური გზით, გაბროსთან და დიაბაზთან კონტაქტში, ნატრიუმით მდიდარი პოსტმაგმური ხსნარების ზეგავლენით; უკანასკნელნი პარაგენეტულად არიან დაკავშირებული ბაზიტებთან, რომლებიც აგრეთვე განიცდიან ზედნადებ პროცესებს — გაკვარცებას, ალბიტიზაციას და ქლორიტიზაციას. გენეზისით ისინი სპილიტების ანალოგიური არიან.

ფილიტების ფაციის რქაქვა შედგება კვარცის, ალბიტის, მუსკოვიტის, ეპიდოტის, თიხიან-ნახშირიანი ნივთიერებისაგან და სხვ. სტრუქტურა — რქაქვის.

თიხა-ქვიშა-რკინა-მანგანუმიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიშობა კვარციტისებრი მაგნეტიტინი, ჰემატიტინი და მანგანუმადნიანი ფილიტი.

ფილიტი კვარციტისებრი მაგნეტიტისა და ჰემატიტისა — კამბრიულის წინ ფართოდ გავრცელებული მეტამორფული ქანი. ტექსტურა ფიქლისებრია. ქანი ნათელშრეულია, ჩვეულებრივ წვრილზოლიანი, კვარც-მაგნეტიტისა ან კვარც-ჰემატიტისა; ცალკეულ წვრილ ზოლებში (0,1-დან 20მმ-მდე) ჰარბობს ერთ-ერთი შემდეგ მინერალთაგან — კვარცი, მაგნეტიტი (ან მარტიტი), ქლორიტი, სერიციტი, ბიოტიტი და სხვ. 25—30%-მდე რკინის შემცველობის შემთხვევაში ქანი გამდიდრების შემდეგ სამრეწველო მადანს წარმოადგენს.

კვარციტისებრი მანგანუმადნიანი ფილიტი მანგანუმით გამდიდრებული მეტამორფული ქანია.

კირიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიქმნებიან კვარც-დოლომიტისა და ტრემოლით-კალციტისა ფილიტები — მარმარილოები, რომლებიც გამარმარილოებულ კირქვებთან და პიროფილიტ-კალციტისა ქანებთან შედარებით მეტად მეტამორფულებია. ასეთი მარმარილოების სტრუქტურა ვრანობლასტურია; შედგება კალციტის, დოლომიტის, კვარცის, ტრემოლითისაგან და სხვ.

კვარც-მინდვრისშპატისა საწყისი ქანებიდან ფორმირდება მასიური კვარციტი — ძირითადად კვარცით აგებული (შეიმჩნევა შეუარაღებელი თვალისათვის) და კვარცითვე შეცემენტებული წვრილმარკელოვანი მეტამორფული ქანი.

საწყისი ტუტემიწა ულტრამაფიტური ქანები გარდაიქმნება სერპენტინიტად და ქლორიტისა, აქტინოლითისა და ტალკისა ფიქლებად. სერპენტინიტი (ტერმინი შემოიღო მ. ლოდოჩნიკოვმა 1933—1935 წწ.) — ულტრამაფიტების (ოლაუინისა ქანები და პერიდოტიტები) ხარჯზე მეტასომატური გზით გაჩენილი ქანია, რომელიც უპირატესად სერპენტინისაგან შედგება.

ქლორიტისა ფიქალი ფიქლოვანი ქანია; შედგება უმთავრესად ქლორიტისაგან სერიციტის, კვარცის, აქტინოლითის, ალბიტის, ეპიდოტის, ტალკის, მადნეული მინერალის და სხვ. მინარევით (იხ. ნახ. 96); აქტინოლითისა ფიქალი თითქმის მხოლოდ აქტინოლითისაგან შედგება.

საშუალოკაემქევა და კაემქევა ტუტემიწა ქანებიდან წარმოიშობა ტალკისა ფიქლები. პროპილიტები, მეორადი კვარციტები, ჰელეფლინტები და ლეპტიტები.

ტალკისა ფიქალი ფიქლოვანი მეტამორფული ქანია; შედგება უმთავრესად ტალკისაგან ქლორიტის, ეპიდოტის, კვარცის, აქტინოლითის, სერპენტინიტის, მადნეული მინერალის და სხვ. მინარევით.

პროპილიტი (ბერძ. „პროპილვა“ — წინკარა, მისასვლელი) ხშირად მადანშემცველი ქანია; წარმოიშვა ჩვეულებრივ ბაზალტების,

ანდეზიტების, უფრო იშვიათად დაციტების, მათი პიროკლასტოლითებისა და ამავე შედგენილობის შირი ინტრუზივების მწვანე ქვის შეკვლის (პროპილიტიზაციის) შედეგად. შემადგენლობა: საწყისი ფუძე პლაგოკლასტის ხარჯზე წარმოქმნილი ალბიტი, თავის მხრივ ჩანაცვლებული ადულარით, ეპიდოტი, აქტინოლითი, ქლორიტი, სერიციტი, კვარცი, კარბონატი, პირიტი, ლეიკოქსენი, რუთილი, ცეოლითი. ხშირად საწყისი ქანების რელიქტური მინერალებიც აღინიშნება.

პროპილიტიზაციას ჩვეულებრივ მოსდევს სერიციტიზაცია, კოლინიზაცია და გაკვარცება, რასაც მადნის გამოლექვა მოჰყვება. პროპილიტიზაციის პროცესი სტადიურად მიმდინარეობს — შედარებით მაღალტემპერატურული სტადიიდან დაბალტემპერატურულსაკენ, რის შედეგადაც ცალკეული ზონები წარმოიქმნება. გარეთა ზონები ალბიტიანია, აქტინოლითით, ეპიდოტით და ქლორიტით, შიდა — სერიციტ-კვარციანი და კარბონატ-კვარციანი (ბერეზიტი და ლისტვენიტი), მადანს ემიჯნება და ვითარდება ბერეზიტიზაციისა და ლისტვენიტიზაციის პროცესების შედეგად. პროპილიტებთან ჩვეულებრივ დაკავშირებულია Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Hg მადნების წარმოქმნა. განსაკუთრებით ტიპურია პირველი სამი ლითონისა და მრავალლითონების მადნები.

მ ე ო რ ე უ ლ ი კ ვ ა რ ც ი ტ ი (ტერმინი შემოიღეს ე. ფედოროვმა და ვ. ნიკიტინმა 1901 წ.) ვულკანიზმის შემდგომი (მაგმატიზმის შემდგომი) მეტამორფული ქანია; იგი წარმოიქმნება სხვადასხვა შედგენილობის ვულკანიტების (კაჟეჟაჟა, საშუალოკაჟეჟაჟა, იშვიათად ფუძე) ხარჯზე, უმთავრესად კაჟის შემოტანის შედეგად, არგილიტიზაციისა და პროპილიტიზაციის სტადიების გავლით. 1947 წელს ნ. ნაკონიკმა მეორეული კვარციტების რამდენიმე ტიპი გამოყო: კორუნდ-ადულარ-კვარციანი, დიასპორ-კვარციანი, ალუნიტ-კვარციანი, დიკიტ-კვარციანი, პიროფილიტ-კვარციანი, სერიციტ-კვარციანი და მონოკვარციანი. ყველა აღნიშნული ტიპი კვარცთან ერთად შეიცავს რუთილს, რკინის სულფიდებს (ან რკინის ჟანგებს), ზოგჯერ ალუმინის სულფატებსა და თვითნაბად (ხალას) გოგირდს.

პრაქტიკული თვალსაზრისით მეორეული კვარციტები ძალიან საინტერესო წარმონაქმნებია. ისინი შეიცავენ თვითნაბადი (ხალასი) გოგირდის, კორუნდის, თიხამიწის ნედლეულის, სპილენძის (ზოგჯერ ტყვიისა და თუთიის შემცველობით) მადნების და Au, Ag, Cu, Mo, Hg, Sb, Pb, Zn-ის ძარღვეულ-ჩანაწინწკლ მადნების საბადოებს, უმთავრესად გარეთა გარდამავალ ზონებში — პროპილიტებში და პიდროთერმულ არგილიტებში.

ჰ ე ლ ე ფ ლ ი ნ ტ ი, ანუ ჰ ე ლ ე ფ ლ ი ნ ტ ა (შვედ. „ჰელეფლინტი“ — მთის ქვა) ნაცრისფერი, მწვანე, წითელი და შავი

წერილმარცვლოვანი რქაქვისებრი მეტამორფული ქანია, ხიჭვისებრი მონატეხით; შედგება ძალიან მკვრივი, მიკროსკოპის ქვეშ ძნელად გასარჩევი კვარცისა და მინდვრის შპატის ნარევისაგან, ქარსისა და მადნეული მინერალის (მაგნეტატი, ჰემატატი) უმნიშვნელო მინარევით: ძალიან იშვითად გვხვდება რქატყუარა, ქლორიტი, ეპიდოტი და კარბონატი. ტექსტურა მასიური, ზოლიანი, ფიქლოვანი, სფეროლითური და ფლუიდურია; სტრუქტურა — ბლასტოპორფირული, კვარცისა და პლაგიოკლასის მცირე ჩანაწინწყობის გამო. ქანი წარმოიშვა კვარციანი (რიოლითური) პორფირების, იმავე შედგენილობის ვიტროკლასტური ტუფებისა და ტუფიტების ხარჯზე, რაზეც მიუთითებს ქანის ქიმიური შედგენილობა, პორფირობლასტური სტრუქტურა და აგრეთვე სფეროლითური და ფლუიდური აღნაგობა.

**ლ ე პ ტ ი ტ ი** (ბერძ. „ლექტოს“ — წვრილი) ნაცრისფერი, მოწითალო, ხშირად თეთრი, ძალიან წერილმარცვლოვანი და მკვრივი ქანია. შედგება კვარცის, მინდვრის შპატის (ალბიტის, კალიუმშპატის), იშვითად რქატყუარას, ნაკლები რაოდენობით ქარსისა და გრანატისაგან. შედგენილობის მიხედვით გამოყოფენ ორი ტიპის ლექტატებს (ფლევისონ-ლესინგი): ნატრიუმთან (ალბიტთან) და კალიუმთან (კალიუმშპატთან); საწყისი ქანების მიხედვით არჩევენ (პ. ესკოლა) კაუმეაჟა პორფირული ქანების (კვარციანი ან რიოლითური პორფირები დ. მათი ტუფები) ხარჯზე წარმოქმნილ ბლასტოპორფირულ და ტუფურტერიგენული ქანების ხარჯზე წარმოშობილ წერილმარცვლოვან სახესხვაობებს; მაგალითად, კორდიერიტისშემცველი ლექტიტები ქიმიური შედგენილობით თიხიან ქანებს უახლოვდებიან (ფიქრობენ, რომ ამ უკანასკნელთა მეტამორფიზმი იზოქიმიური გზით მიმდინარეობდა).

ჰელეფლინტი და ლექტიტი უძველესი მეტამორფული ქანებია, რომლებიც ახლოს დგანან ერთმანეთთან გენეზისით და შედგენილობით. განსხვავება მათ შორის მდგომარეობს შემდეგში — ჰელეფლინტს ახასიათებს რქაქვისებრი სტრუქტურა და ხიჭვისებრი მონატეხი, აგრეთვე მკვეთრად გამოხატული, მემკვიდრეობით მიღებული აჯებულება — პორფირული, სფეროლითური და ფლუიდური.

#### ლაკსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესური სერია

ლაკსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები წარმოიშვა ძალიან მაღალი წნევისა და დაბალი ტემპერატურის პირობებში. ყირგიზეთის ქედის რაიონში ხშირად აღინიშნება გლაუკოფანიანი ქანებისა და ამფიბოლიტების მონაცვლეობა. ცნობილია სერპენტინიტების მიერ შეტაცებული ეკლოგიტებისა და ლაკსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანების ლოდები კალიფორნიაში და კუბაში; ამ უკანასკნელთა მინერალებში ჩანს ეკლოგი-

ტური მინერალების ჩანაცვლების ყველა სტადია. კალიფორნიაში კი განვითარებულია ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები, რომლებიც მეზოზოური ასაკის ფრანკისკანული სერიის შედგენილობაში შედიან; მათ წარმოქმნას უკავშირებენ ნატრიუმთან ხსნარებს ძალიან მაღალი წნევისა (600 მპა რივის) და ზომიერი ტემპერატურის (არა უმეტეს 200°C) პირობებში იმის საფუძველზე, რომ გლაუკოფანიანი ფიქლები გლაუკოფანთან. ჟადეიტთან და ლავსონიტთან ერთად შეიცავენ არაგონიტს, რომელიც საერთოდ მეტამორფულ ფიქლებში პირველად დაადგინა რ. კოლმანმა. ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანების გავრცელების რაიონებში აღინიშნება მეტამორფიზმის არაერთგვაროვნება: ეს ქანები განლაგებულია არამეტამორფიზებულ ქანებს შორის; ზოგიერთი ჟადეიტიზირებული გრაუეკა მსგავსია მისი გარემომცველი არამეტამორფიზებული ქანებისა.

კორსიკაზე ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები მკიდრო ასოციაციაში არიან მწვანე ფიქლების ფაციესის ქანებთან: იგივე აღინიშნება შვეიცარიის ალპებში, ავსტრალიაში (კვისლენდის შტატი) და კუნძულ სულავესიზე. უკანასკნელზე ჩანს ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანებისა და მწვანე ფიქლების მონაცვლეობა და აგრეთვე მათი ერთმანეთში თანდათანობითი გადასვლა.

ი. სეკის მონაცემებით, ცენტრალურ იაპონიაში ერთმანეთთან ასოციაციაში მყოფი ფუძე და გასერპენტინიტებული ულტრაფუძე ქანები განლაგებულია ლავსონიტ-პუმპელიიტ-ეპიდოტ-ვლაუკოფანიანი ქანებს შორის. მანვე დაადგინა ჟადეიტის შემცველი ქანებისათვის საწყისი ქანების ორი ტიპი: ფუძე ვულკანური და სედიმენტოგენური. პირველში ჟადეიტი გვხვდება ლავსონიტთან, ეპიდოტთან, პუმპელიიტთან, გლაუკოფანთან, ალბიტთან და კვარცთან ასოციაციაში; მეორეში — ლავსონიტთან, კვარცთან, ალბიტთან, ქლორიტთან, თეთრ ქარსთან და სტილპლომელანთან ერთად. ამ ასოციაციაში არ არის ეპიდოტი, პუმპელიიტი და გლაუკოფანი.

ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები აღმოჩენილია ურალზეც, ახალ კალედონიაშიც, პორტუგალიაშიც, საბერძნეთშიც, თურქეთშიც და სხვა რაიონებში, რაც იმას ადასტურებს, რომ ისინი არც ისეთი იშვიათი წარმონაქმნებია, როგორც უახლოეს წარსულში ფიქრობდნენ.

საწყისი თიხამიწიანი (პელიტური) ქანებისაგან წარმოიშვა (იხ. გრ. 7, ცხრ. 30) ფ ე ნ გ ი ტ-კ ვ ა რ ც (ქლორიტ-მონტმორილონიტ-გრანატ)-გ ლ ა უ კ ო ფ ა ნ ი ა ნ ი, ფ ე ნ გ ი ტ-კ ვ ა რ ც - ქ ლ ო რ ი ტ-ლ ა ვ ს ო ნ ი ტ-ჟ ა დ ე ი ტ-ა ლ ბ ი ტ ი ა ნ ი, კ ვ ა რ ც-ა ლ ბ ი ტ-ფ ე ნ გ ი ტ-ლ ა ვ ს ო ნ ი ტ ი ა ნ ი და სხვა ქანები. ამ ქანების ტექსტურა ჩვეულებრივ მასიურია, წვრილმარცვლოვანი, იშვიათად ფიქლისებრი. სტრუქტურა გრანობლასტურია, საწყისი დანალექი ქანების რელიქტ-



ბიზ. ისინი მიეკუთვნებიან აწეული ტუტეანობის მეტამორფიტების რიგს. დიდი რაოდენობით გლაუკოფანის შემცველობის გამო ქანი სხვადასხვა ტონის ცისფერია. გვხვდება ალპინოტიპური ჰიპერბაზიტებისა (ოფიოლიტების) და მწვანე ქვის (მწვანე ფიქლების) ფორმაციის (სპილიტები, და სხვ.) სარტყლებში. შეიცავს გლაუკოფანს, ლავსონიტს, ფენგიტს, მონტმორილონიტს, კვარცს, ყადეიტს, გრანატს, ქლორიტს, ალბიტს, კვარცს და სხვ.

რუთი წნევისა და ტემპერატურის პირობები, რომლის დროსაც ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ქანები ფორმირდება, მცირედ განსხვავდება ალბიტ-ქლორიტიანი ფიქლების, ეპიდოტიანი და კლინოპიროქსენიანი ამფიბოლიტების წარმოშობის პირობებისაგან: აღნიშნული ქანები ერთმანეთს თანდათანობით გადასვლებით უკავშირდებიან, რაც უმთავრესად ტუტეანობის ვარიაციებით არის გამოწვეული. შუალედურ გარდამავალ ქანებს მიეკუთვნებიან ალბიტ-ქლორიტ-გლაუკოფანიანი ქანები, გლაუკოფანიანი და კროსიტიანი ამფიბოლიტები და სხვ.

თიხა-ქვიშა-რკინიანი საწყისი ქანები ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი სერიის პირობებში გარდაიქმნებიან კ რ ო ს ი ტ-კ ვ ა რ ც ფ ე ნ გ ი ტ-გ რ ა ნ ა ტ (ქ ლ ო რ ი ტ, ა რ ა გ ო ნ ი ტ)-ს ტ ი ლ პ ნ ო მ ე ლ ა ნ ი ა ნ ქ ან ე ბ ა დ. ისინი ჩვეულებრივ მასიური წვრილმარცვლოვანი ქანებია: სტრუქტურა გრანობლასტურია. შეიცავენ კროსიტს, კვარცს, ფენგიტს, გრანატს, სტილპნომელანს, ქლორიტს, არაგონიტს, კალციტს, მაგნეტიტს და სხვ.

კირიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიქმნება კ ა ლ ც ი ტ-(ქ ლ ო რ ი ტ. კ ვ ა რ ც)-ლ ა ვ ს ო ნ ი ტ ი ა ნ ი ქ ანი. მისი მთავარი შემადგენელი მინერალებია კალციტი და ლავსონიტი; ზოგიერთი სახესხვაობა შეიცავს აგრეთვე ქლორიტსა და კვარცს.

კვარც-მინდვრისშპატიანი საწყისი ქანებიდან ფორმირდება კ ვ ა რ ც-ყ ა დ ე ი ტ-ა ლ ბ ი ტ (გ ლ ა უ კ ო ფ ა ნ, ქ ლ ო რ ი ტ, ს ტ ი ლ პ ნ ო მ ე ლ ა ნ)-ლ ა ვ ს ო ნ ი ტ ი ა ნ ი ქ ანი. სტრუქტურა გრანობლასტურია, საწყისი არკოზის ან ქვიშაქვის რელიქტებით. შედგება კვარცის, ალბიტის, ყადეიტის, ლავსონიტისაგან: ცალკეული სახესხვაობები შესაძლოა შეიცავდნენ გლაუკოფანს, ქლორიტს, სტილპნომელანს და ზოგიერთ სხვა მინერალს.

ტუტე, ფუქე და საშუალოკაემყავა ქანები გარდაიქმნებიან გ ლ ა უ კ ო ფ ა ნ-ლ ა ვ ს ო ნ ი ტ (ა ლ ბ ი ტ, პ უ შ პ ე ლ ი ი ტ, კ ლ ი ნ ო ც ო ი ზ ი ტ, ქ ლ ო რ ი ტ, ა ქ ტ ი ნ ო ლ ი თ)-ყ ა დ ე ი ტ ი ა ნ და სხვა ქანებად. ისინი წარმოიქმნებიან ფუქე შედგენილობის ვულკანიტებისა და ტუფების ალოქიმიური მეტამორფიზმის (მეტასომატიზმის) შედეგად, იძენენ რა ტუტე (ნატრიუმთან) ხასიათს. სტრუქტურა გრანობლასტურია; ზოგჯერ აღინიშნება საწყისი ვულკანიტების გადარჩენილი ნაშთე-

ბი. შედგებიან გლაუკოფანის, ლავსონიტის, უადეიტის, ალბიტის, პუმპელიტის, კლინოკოიზიტის, ქლორიტის, აქტინოლითის, კალციტის, ფენგიტის, კვარცისაგან. ზოგიერთი სახესხვაობა შეიცავს რიბეიტს, არფვედსონიტს და ეგირინს, რომლებიც გლაუკოფანს ღვენიან. გლაუკოფანის შედგენილობა მუდმივი არაა და იცვლება გლაუკოფან-რიბეიტის რიგის ფარგლებში.

### ქარსიან-პლაგიოგენეისური (ეპიდოტ-ამფიბოლიტური) ფაციისური სარია

ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესი პირველად გამოყო პ. ესკოლამ სამხრეთ კარელიის მეტამორფიზებული ფუძე ქანების შესწავლის შედეგად. ა. მარაკუშევი მას საშუალოტემპერატურულად თვლის (350—450°C). 1947 წელს ი. როზენკვისტმა ნორვეგიაში ოპდალის რაიონში გამოყო სოსურიტიანი ფაციესი, რომელიც ეპიდოტ-ამფიბოლიტურის მსგავსად შუალედურია მწვანე ფიქლებსა და ამფიბოლიტურ ფაციესებს შორის. სოსურიტიანი ფაციესის დამახასიათებელ თავისებურებად ი. როზენკვისტი თვლიდა ეპიდოტის რიგის მინერალების (ეპიდოტი, კოიზიტი) მდგრადობას ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზთან ასოციაციაში. კავკასიონზე სოსურიტიანი ქანები წარმოიშვა ფუძე მაგმური ქანებისა და მათი ტუფების რეგრესული მეტამორფიზმის შედეგად. ნატრიუმისა და შემდეგ კალციუმის ზეგავლენით სოსურიტულ მასაში თანდათანობით ლაქებად ჩნდება ალბიტის ან ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზი, აქტინოლითი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი.

ამრიგად, პლაგიოკლაზი მისი არსებობის შემთხვევაში სოსურიტიან ქანებში შეიძლება იყოს ან საწყისი ფუძე მაგმური ქანების პლაგიოკლაზის რელიქტი, ან ახლადწარმოქმნილი მინერალი; უკანასკნელ შემთხვევაში მისი რაოდენობრივი როლი დამოკიდებულია პლაგიოკლაზიზაციის პროცესის ხარისხზე.

ქვემოთ განხილულია ქარსიან-პლაგიოგენეისური სერიის ქანთა მთავარი სახესხვაობანი (გრ. 8, ცხრ. 30), საწყისი ქანების ხასიათის მიხედვით.

თიხამიწიანი (პელიტური) საწყისი ქანებიდან წარმოიშობიან ქარსიანი, ქარსიან-ანდალუზიტიანი და სტავროლითიანი ფიქლები, გენისები და მიგმატიტები, ლაქებიანი ფიქლები და რქაქვა.

ქ ა რ ს ი ა ნ ფ ი ქ ა ლ ს აქვს მკვეთრად გამოხატული ფიქლისებრი ტექსტურა და ჩვეულებრივ ლეპიდობლასტური სტრუქტურა. შედგება ქარსის (ბიოტიტი, მუსკოვიტი), კვარცის (სქარბობს), ზოგჯერ პლაგიოკლაზისაგან (ოლიგოკლაზი), შესაძლოა იყოს აგრეთვე სტავროლითი, ანდალუზიტი, ალმანდინი, ტურმალინი, ქლორიტი და აქცესო-

რები — კიანიტი, გრაფიტი, მადნეული მინერალი და სხვ. არჩევენ ბიოტიტთან, მუსკოვიტთან და ორქარსიან ფიქლებს.

ქ ა რ ს ი ა ნ ი გ ნ ე ის ი ხასიათდება მკვეთრი ფიქლისებრი ტექსტურით და ლეპიდოგრანობლასტური სტრუქტურით. იგი შედგება ქარსის (ბიოტიტი, მუსკოვიტი), კვარცის, პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზის) და კალიუმიანი მინდვრის შპატისაგან, რითაც ის განსხვავდება ზემოხსენებული ფიქლისაგან; შესაძლოა იყოს აგრეთვე ანდალუზიტი, სტავროლითი და აქცესორები — კიანიტი, გრაფიტი, აპატიტი, ცირკონი და სხვ.

ქ ა რ ს ი ა ნ ი მ ი გ მ ა ტ ი ტ ი ხასიათდება ზოლიანი ტექსტურით და გრანოლეპიდობლასტური სტრუქტურით. შედგება კვარცის, შიკროკლინის, პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზი) და ქარსისაგან (მუსკოვიტი-ბიოტიტი); შეიძლება იყოს აგრეთვე გრანატი (სპესარტინი, ალმანდინი), კორდიერაიტი, ანდალუზიტი, ტურმალინი და აქცესორები — აპატიტი, ცირკონი, მადნეული მინერალი და სხვ.

ქ ა რ ს ი ა ნ - ს ტ ა ვ რ ო ლ ი თ ი ა ნ ი და ქ ა რ ს ი ა ნ - ა ნ დ ა ლ უ ზ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ა ლ ი, გ ნ ე ის ი და მ ი გ მ ა ტ ი ტ ი ხასიათებიან შესაბამისად თითოეული ქანის ყველა თავისებურებით და განსხვავდებიან მხოლოდ სტავროლითის მაღალი შემცველობით პიროველ და ანდალუზიტის მაღალი შემცველობით — მეორე შემთხვევაში. შედარებით მაღალი წნევის პირობებში შესაძლოა წარმოიქმნან ქარსიან-კიანიტიანი ფიქლები, გნეისები და მიგმატიტები.

ლ ა ქ ი ა ნ ი ფ ი ქ ა ლ ი (მ ა რ ყ უ უ ი ს ე ბ რ - ქ ა რ ს ი ა ნ ი) ფიქლისებრი ტექსტურისა და კრისტალურ-მარცვლოვანი სტრუქტურის ქანია. მეტამორფიზმის გაძლიერებასთან ერთად ქლორიტის რაოდენობა კლებულობს მის სრულ გაქრობამდე და წარმოიშობა კვარცისა და მუსკოვიტის უხეშმარცვლოვანი აგრეგატები, აგრეთვე კორდიერაიტი და რუხი ბიოტიტი; ამის შედეგად ქანი თანდათანობით გარდაიქმნება კრისტალურმარცვლოვანი სტრუქტურის ლაქიან (მარყუქისებურ-ქარსიან) ფიქლად. ამ ქანებისათვის ჩვეულებრივი მინერალურია კვარცი, მუსკოვიტი, ბიოტიტი და პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი). ქარსის შედარებით მსხვილი ქერცლები და მისი ოვალური გროვები ქანს ლაქიან იერს აძლევს. რამდენადმე უფრო მაღალი ტემპერატურის პირობებში წარმოიშობა კორდიერაიტი ან ანდალუზიტი, ან ორივე მინერალი ერთად; ეს იწვევს პორფირობლასტების გაჩენას, რაც ქანს აგრეთვე ლაქიან იერს აძლევს.

კ ვ ა რ ც - პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ ( ო ლ ი გ ო კ ლ ა ზ ) - მ ი კ რ ო კ ლ ი ნ - ქ ა რ ს ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ვ ა მასიური ქანია; საწყისი ქანის — თიხაფიქალის ან ფილიტის ფიქლისებრი ტექსტურა წაშლილია მეტამორფული პროცესების გავლენით (კაჟისა და ტუტეების შემოტანით); წარმოიშობა

გრანობლასტური (რქაქვის) სტრუქტურა. რაც განპირობებულია წვრილი, დაახლოებით თანაბარი ზომის მინერალური მარცვლების მოზაიკით. რომლებიც შემდეგი მინერალებისაგან შედგებიან (რაოდენობის კლების მიხედვით): კვარცი, პლაგიოკლაზი (ჩვეულებრივ, ოლიგოკლაზი), მიკროკლინი ან მიკროკლინ-პერტიტი და ქარსი. შეიძლება მცირე რაოდენობით იყოს გრანატი (ალმანდინი), ანდალუზიტი, კორდიერიტი, სტაევროლითი და სხვ.

თხიან-ქვიშიან-რკინიან-მანგანუმიანი ქანები აღწერილი ფაციესის პირობებში გარდაიქმნებიან ფიქლიან-მაგნეტიტიან და კვამატიტიან კვარციტებად (ჩესკილიტიებად) (ინგლ. „ჩესპერ“ — იასპი). ხშირად ამ ქანებს რკინიან კვარცხულ ფიქლებს უწოდებენ. ბრაზილიაში რკინიან ზოლიან (ფიქლისებრი) ქანებს „იტაბერიტებს“ უწოდებენ, ხოლო „რკინიან კვარციტში“ გული-სხმობენ ისეთ კვარციტს, რომელშიც რკინიანი მინერალი განაწილებულია არა შრე და შრე, არამედ თანაბრად.

მოცეშული ქანები, მანგანუმადნიანი ფიქლიანი კვარციტების ჩათვლით, ხასიათდებიან უფრო მკვეთრად გამოხატული ფიქლოვნებით და უფრო მკვირივი არიან, ვიდრე ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესური სერიის კვარციტისებრი ფილიტები, რომლებიც რკინასა და მანგანუმს შეიცავენ.

კირიანი საწყისი ქანებიდან ფორმირდებიან კიანტიტ-კვარცხალციტიანი, პლაგიოკლაზ-კორუნდ-კალციტიანი, კვარც-პლაგიოკლაზ-დიოფსიდ-დოლომიტიანი მარმარილოები. სტრუქტურა ნათლად გამოხატული გრანობლასტურია. მინერალურ შედგენილობაში წამყვან როლს სახელწოდებაში აღნიშნული მინერალები თამაშობენ, მაგრამ მინარევის სახით შეიძლება სხვა, განსაკუთრებით კი იმავე ფაციესის მარმარილოების მინერალებიც მონაწილეობდნენ. წარმოშობის ტემპერატურაა 300—350°C.

კვარც-მინდერისშპატიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიშობა ფიქლოვანი კვარციტი; ხასიათდება გრანობლასტური სტრუქტურით და არა ყოველთვის მკვეთრად გამოხატული ფიქლოვანი ტექსტურით, რაც განპირობებულია უმთავრესად ქარსის განლაგებით სუბპარალელურ სიბრტყეებში. ქანი შედგება ძირითადად კვარცის წაგრძელებული მარცვლებისაგან, ქარსისა და სხვა მინერალების — პლაგიოკლაზის, ტრემოლითის, აპატიტის და სხვათა მინარევით. ქარსის რაოდენობის ზრდასთან ერთად ქანი კვარც-ქარსიან ფიქალში გადადის.

ბოქსიტ-ლატერიტიანი საწყისი ქანები გარდაიქმნებიან ზუმფარას ქანებად. ისინი შავი, მოშავო-ნაცრისფერი და მუქი მწვანე ფერის წვრილმარცვლოვანი მეტამორფული წარმონაქმნებია და შედიგები-

ან უმთავრესად კორუნდისა და მაგნეტიტის მარცვლებისაგან, აგრეთვე ქლორიტოიდის, მარგარიტის, პირიტის, მუსკოვიტის, ბიოტიტის, კიანიტის, სტავროლითის, შპინელის, დიასპორის, კარბონატისა და ჰემატიტისაგან. ისინი შედგენილობით შეესაბამებიან ბოქსიტებს, ჩვეულებრივ რომლებსაგანაც არიან წარმოშობილი.

ზუმფარას ქვა (ზუმფარა) გამოიყენება როგორც დაბალი ხარისხის აბრაზიული მასალა მარტივ აბრაზიულ ნაყოთობათა დასამზადებლად (საშლიფე ქვა, დოლაბი, ზუმფარას ქალაღი, საშლიფე ფხენილი და სხვ.).

ტუტემიწა ფუქე საწყისი ქანებიდან წარმოიშობა შემდეგი ქანები: ეპიდოტიანი ამფიბოლიტი ხასიათდება მასიური, იშვიათად ფიქლოვანი, არამკვეთრად გამოხატული ტექსტურით; სტრუქტურა გრანობლასტურია. ამ ამფიბოლიტების უმთავრესი მინერალებია ამფიბოლი და ინტენსიურად გაეპიდოტებული პლაგიოკლაზი (ეპიდოტით, ცოიზიტით და სხვ.). მინარევის სახით გვხვდება შემდეგი ახალწარმოქმნილი მინერალები: კარბონატი, ქლორიტი, სფენი, კვარცი, ბოტიტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, რუთილი და სხვ. ფიქლოვანი ტექსტურის ამფიბოლიტებს ამფიბოლიტურ ფიქლებს უწოდებენ.

უპლაგიოკლაზო ამფიბოლიტი, ანუ პორნბლენდიტი (გერმ. „პორნბლენდი“ — რქატყუარა) ჩვეულებრივ მასიური, უფრო იშვიათად ფიქლოვანი ქანია, გრანობლასტური, ნემატობლასტური ან ფიბრობლასტური სტრუქტურით. თითქმის მონომინერალურია; შედგება ძირითადად მაგნიუმით მდიდარი ამფიბოლისაგან (ანტოფილიტი, ყედრიტი); უმნიშვნელო რაოდენობით შეიქლება შეიცავდეს პლაგიოკლაზს, კარბონატს, ქლორიტს, სფენს. მადნეულ მინერალსა და სხვ. შესაბამისი ამფიბოლების შემცველობის მიხედვით მოცემულ ფაციესში გამოყოფენ აქტინოლითიტებს, ტრემოლითიტებს და ქანთა სხვა სახესხვაობებს.

კიანიტიანი ყედრიტი მიეკუთვნება უპლაგიოკლაზო ამფიბოლიტების ჯგუფს; შედგება უმთავრესად მაგნიუმით მდიდარი ამფიბოლისაგან (ყედრიტი და კიანიტი).

ცოიზიტიანი ეკლოგიტი მაგნიცადა ზედნადები რეგრესული მეტამორფიზმი ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში. ეკლოგიტებისათვის დამახასიათებელ მინერალებთან (ომფაციტი, გრანატი კიანიტით ან რომბული პიროქსენით) ერთად შეიცავს ცოიზიტს, როგორც ახალწარმოქმნილ დაბალტემპერატურულ წყალშემცველ მინერალს. ქანი მასიურია, ზოგჯერ სუსტად ფიქლოვანი.

ეპიდოზიტი, ანუ ეპიდოტიტი უმთავრესად ეპიდოტისა და კვარცისაგან შემდგარი, ბაზიტების ხარჯზე გაჩენილი ფიქლისებრი ქანია. მასში შეიქლება შედიოდეს აგრეთვე დაშტრახული პლაგიოკლაზი, კალციტი, აქტინოლითი, ქლორიტი, მადნეული მინერალი და სხვ.

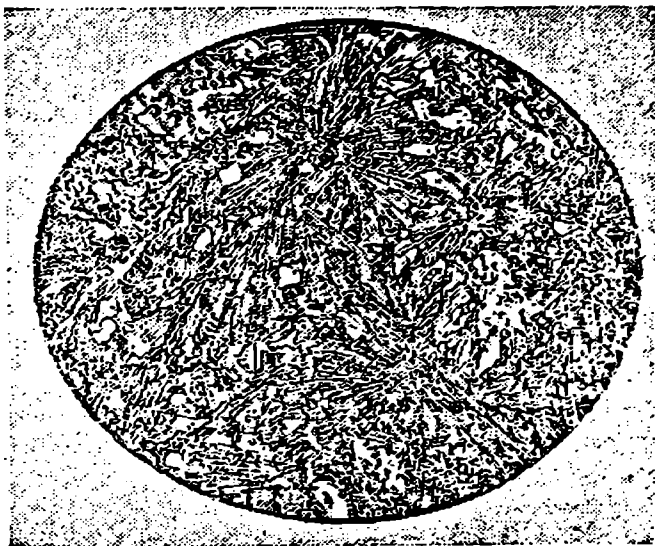
ს ო ს უ რ ი ტ ი ტ ი ფუძე მაგმური ქანების ხარჯზე წარმოშობილი მეტამორფული ქანია, რომელიც მთლიანად სოსურიტისაგან შედგება (ო. სოსურის მიხედვით); უკანასკნელი ცოიზიტის ან ეპიდოტის, ალბიტის, სერიციტის, ქლორიტის, კალციტის და პლაგიოკლასის დენატორტიტიზაციის (ალბიტიზაციის) პროდუქტების წვრილმარცვლოვანი ნარევი. შესაძლოა უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავდეს საწყისი მინერალების დაშლილ რელიქტებს.

ქ ვ ა რ ც ა - პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ - ე პ ი დ ო ტ - ა ქ ტ ი ნ ო ლ ი თ ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ვ ა რ თ უ ლ ი შედგენილობის ქანია, შედგება უმეტესად ქანის სახელწოდებაში ჩამოთვლილი მინერალებისაგან.

### გიოტიბ-სილიჩანიტ (კიანიტ)-გნაისური (აფიზოლიტური) ფაბიუსური სარია

ამ ფაციესში ფუძე მაგმური ქანებისათვის კრიტიკულ მინერალებად ითვლება პლაგიოკლასი და რქატყუარა. ყოველთვის ხერხდება მეტამორფული ქანებისათვის აღნიშნული ფაციესისადმი ზუსტად მიყუთვნება. თუ მწვანე ფიქლების ფაციესებისათვის მდგრადია ეპიდოტ-ალბიტის ასოციაცია, ხოლო ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესისათვის—ეპიდოტ-პლაგიოკლასი (Апг), განსახილველი ფაციესის კალციუმითა და თიხამიწით მდიდარ ქანებში შესაძლებელია ეპიდოტ (ცოიზიტ-კლინოცოიზიტ)—პლაგიოკლასის (ლაბრადორის) ასოციაცია. მაგალითად, თეთრი ზღვის სანაპიროს დასავლეთ ნაწილში, აღნიშნული ფაციესის მაღალტემპერატურული სუბფაციესის ქანებში დადგენილია მონომინერალური—კლინოცოიზიტისანი და ცოიზიტისანი ქანები, რომლებიც ზოგ ადგილას ეპიდოტს შეიცავენ.

კარბონატით მდიდარ კაეიან ქანებში ამფიბოლიტური ფაციესის დაბალ ტემპერატურებზე ეპიდოტთან ერთად შეიძლება გაჩნდეს დიოპსიდოც. მაგრამ, ჩვეულებრივ, დიოპსიდ-ჰედერბერგიტის რიგის პიროქსენი ჩნდება ამ ფაციესის უფრო მაღალ ტემპერატურებზე; ეს სურათი შეინიშნება როგორც თეთრი ზღვის სანაპიროს დასავლეთ ნაწილში, ასევე მღ. არდონის აუზის (ჩრდილოეთი კავკასია) ბურონის პალეოზოური მეტამორფული წყების ამფიბოლიტებში, სადაც ზოგან თავს იჩენს დიოპსიდ-ჰედერბერგიტის რიგის პიროქსენი, რაც ქანის ფორმირების პროცესში ტემპერატურულ ნახტომზე მიუთითებს. რომბული პიროქსენი ამფიბოლიტურ ფაციესში არამდგრადია; მის ნაცვლად ულტრაფუძე ქანებში ჩნდება ანტოფილიტი. კორდიერიტი შეიძლება ამ ფაციესის ქანებისათვის დამახასიათებლად ჩაითვალოს, თუმცა იგი ცნობილია უფრო მაღალტემპერატურული ფაციესის ქანებშიც (ნახ. 100). აღნიშნული ფაციესისათვის დამახასიათებელია სტავროლითიც; მისი იზოგრადა დაახლოებით ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის საზღვრის გასწვრივ გაივლის.



ნახ. 100. კორდიერტ-ანტოფილტანის ქანი.

სამხრეთ ალტაი. სტრუქტურა ნემატობლასტური, ცენტრული; ტექსტურა მასიური. ქანი შედგება ანტოფილტის პრიზმებისაგან, რომლებიც ანტოფილტის პრიზმული ინდივიდუებისაგან წარმოდგენილი ცენტრების ირგვლივ რადიალურ-სხივოსნურ აგებულებას ქვნიან. დამორჩილებული რადიენობით წარმოდგენილია კორდიერტი, ქლორიტი და მადნეული მინერალი. უანალიზატორად. ი. პოლოენინას მიხედვით (1966).

აღნიშნული ფაციესის ტიპური მინერალია კიანიტი; იგი გვხვდება მუსკოვიტთან ან ალმანდინთან და სტაფროლიტთან ასოციაციაში. ცნობილია შემთხვევები, როდესაც კიანიტის ნაცვლად შეინიშნება ანდალუზიტი, ზოგჯერ კორდიერტთან ერთად, როგორც ეს არის ლადოგის ჩრდილოეთ სანაპიროზე.

სილიმანიტი ხშირად წარმოიშობა აღნიშნული ფაციესის უფრო მაღალტემპერატურულ პირობებში, ვიდრე კიანიტი, როგორც ეს შოტლანდიის ზეგნისა და შამსკის რაიონშია (ცემბირი). თუმცა კიანიტი შესაძლოა იყოს უფრო მაღალტემპერატურული ფაციესის თიხამიწით მდიდარ ქანებში, როგორც ეს შეინიშნება კოლის ნახევარკუნძულის დასავლეთ ნაწილში და ფინეთის ლაპლანდიაში. აღნიშნულთან ერთად კიანიტი გავრცელებულია ეკლოგიტურ ქანებშიც, რაც პირველად პ. ესკოლამ დაადგინა 1920 წელს.

სილიმანიტი გვხვდება ბიოტიტთან ასოციაციაში ბიოტიტ-სილიმა-

ნიტიან და ბიოტიტ-კორდიერიტ-სილიმანიტიან ფიქლებში და გნეისებში. ხოლო კიანიტი გრანულიტებში უწყლო მინერალთან პარაგენეზისშია ცნობილი, რაც მიუთითებს მის კრისტალიზაციაზე მაღალტემპერატურულ პირობებში.

მუსკოვიტი აღნიშნული ფაციესის პირობებში მდგრად მინერალად ითვლება. მისი კრისტალიზაციისათვის სხვა ფიზიკურ პირობებთან ერთად, აუცილებელია წყლისა (უმნიშვნელო რაოდენობით) და კალიუმის არსებობა. კალიუმის შემცველი ხსნარების ზემოქმედების შედეგად კიანიტს ჩაენაცვლება მუსკოვიტი, რაც მეტამორფიზმში რეგრესიულ მიუთითებს.

შესაძლოა აღნიშნულ ფაციესში ვოლასტონიტი წარმოიშვას კაჟიან კარბონატული ქანების დეკარბონატისაციისა და ნახშირმჟავას განთავისუფლების შედეგად. იგი შეიძლება გამოიყოს 400°C ტემპერატურის პირობებში.

ბიოტიტ-სილიმანიტ (კიანიტ)-გნეისურ ფაციესში შედის კორდიერიტ-ანტოფილიტიანი სუბფაციესი, ანუ რქატყუარიანი რქაქვების ფაციესი ფ. ტერნერის მიხედვით და ამავე ავტორის მიერ 1956 წელს გამოყოფილი სამი სუბფაციესი, რომლებიც შედიან ალმანდინიანი ამფიბოლიტების ფაციესში.

კორდიერიტ-ანტოფილიტიანი სუბფაციესი გამოყვეს ფინეთში, ორი-არვის ოლქში 1915 წელს პ. ესკოლას გამოკვლევის შედეგად. ფ. ტერნერმა ეს სუბფაციესი ამფიბოლიტური ფაციესიდან დამოუკიდებელი სახით გამოყო რქატყუარიანი რქაქვების ფაციესის სახელწოდებით იმის საფუძველზე, რომ ამფიბოლიტები და მათთან ასოციაციაში მყოფი სხვა რეგიონულად მეტამორფული ქანები შესაძენვედ განსხვავდებიან კონტაქტური ორეოლის ქანებისაგან. კორდიერიტ-ანტოფილიტიანი სუბფაციესის ქანების წარმოშობას პ. ესკოლა მიიჩნევდა აგრეთვე ოლიგოკლაზიანი გრანიტების ინტრუზივის ზემოქმედებასთან კავშირში, რამაც რეგიონული ხასიათის მეტამორფიზმი გამოიწვია.

აღსანიშნავია, რომ კონტაქტ-მეტამორფული ფაციესები გვხვდება არა მარტო ინტრუზივის კონტაქტებში; ისინი რეგიონულადაა გავრცელებული. კერძოდ, ეს მოვლენა აბერდინშირში (შოტლანდია) აღინიშნება.

კონტაქტ-მეტამორფულ ფაციესებს შორის, რქატყუარიანი რქაქვების ფაციესის გვერდით; ფ. ტერნერი გამოყოფს პიროქსენიანი რქაქვების ფაციესს; მასში კალიუმის მინდვრის შპატი ანდალუზიტთან ან კორდიერიტთან ერთად არსებობს, ხოლო დიოპსიდი ან ჰიპერსტენი წარმოიქმნება რქატყუარას ნაცვლად. რქატყუარიანი რქაქვების ფაციესის ანალოგიურად, პიროქსენიანი რქაქვების ფაციესშიც ქანები შეიცავენ ანდალუზიტსა და სილიმანიტს, რომლებიც ინტრუზივის მახლობლად წარმოიშობიან.



ამრიგად, პიროქსენი, რომელიც ამფიბოლის ნაცვლად გვხვდება, ჩნდება ტემპერატურის რამდენადმე აწევისას, რის შედეგადაც წარმოიშობა პიროქსენ-კორდიერიტ-ანტოფილიტიანი ასოციაცია (სუბფაციესი) დ. კორჯინსკის მიერ გრანატის შემცველი ამფიბოლიტებისათვის გამოყოფილი ალმანდინ-დიოპსიდ-ამფიბოლიანი ასოციაციის (სუბფაციესის) ანალოგიურად; უქანასკნელი გაერთიანებულია ფ. ტერნერის მიერ გამოყოფილი რქატყუარიანი გრანულიტების სუბფაციესში. პიროქსენ-კორდიერიტ-ანტოფილიტის მინერალურ ასოციაციას (წარმოშობის ტემპერატურული პირობების მსგავსების გამო) განვიხილავთ როგორც გარდაამავალს პიროქსენიანი გრანულიტების ფაციესში.

კორდიერიტ-ანტიფილიტიანი სუბფაციესი ხასიათდება ქარსის (მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ფლოგოპიტი), ამფიბოლების (თიხამიწიანი რქატყუარა, ანტოფილიტი, ტრემოლითი), ანდალუზიტის, კორდიერიტის და ზოგჯერ კალიუმის მინდვრის შპატის შემცველობით.

განსახილველი სუბფაციესი ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესისაგან თიხამიწიანი რქატყუარასა და ფუძე პლაგიოკლაზის არსებობით განსხვავდება. მოცემული სუბფაციესი უფრო მაღალი საფეხურის სუბფაციესისაგან განსხვავდება კალიუმით ღარიბ ქანებში ანდალუზიტის, კორდიერიტის და ანტოფილიტის შემცველობით და ეპიდოტის, ალმანდინისა და სტაევროლითის არარსებობით.

ქვემოთ ჩამოთვლილია დანარჩენი სამი სუბფაციესი: სტაევროლით-კვარციანი, დამახასიათებელი პელიტური ქანების სტაევროლითიანი ზონისათვის (ბარუას მიხედვით); კიანიტ-მუსკოვიტ-კვარციანი, შეიცავს კიანიტიანი ზონის ქანებს; სილიმანიტ-ალმანდინიანი, შეესაბამება სილიმანიტიანი ზონის ქანებს, რომლებიც ჩვეულებრივ მიგმატიტებთან ერთად გვხვდება.

1. სტაევროლით-კვარციანი სუბფაციესი ხასიათდება იმით, რომ კიანიტი, სტაევროლითი და ალმანდინი თანაარსებობენ მათში არა კალიუმის მინდვრის შპატთან, არამედ ქარსებთან — ბიოტიტთან ან მუსკოვიტთან. უქანასკნელი შესაძლოა აღინიშნონ კალიუმის მინდვრის შპატთან ერთად. უხვთიხამიწიან ქანებში გრანატთან, სტაევროლითთან ან კიანიტთან ასოციაციაში შესაძლოა მონაწილეობდეს პარაგონიტი.

2. კიანიტ-მუსკოვიტ-კვარციანი სუბფაციესი წინამდებარის მსგავსია და მისგან მხოლოდ სტაევროლითის არარსებობით განსხვავდება.

3. სილიმანიტ-ალმანდინიანი სუბფაციესში ვარაუდობენ გრანიტიზაციის პროცესებს, რის შედეგადაც მეტამორფიზმის ტემპერატურები გადახურავენ მაგმურ ტემპერატურებს. ამით აიხსნება რიგი გადახრები მინერალურ ასოციაციებში — კიანიტის შემონახვა სილიმანიტის ზონაში, ქარსების ნაწილობრივი ჩანაცვლება სილიმანიტის პრიზმების ქსელით, რომელსაც კალიუმშპატი ახლავს.

თიხამიწიანი (პელიტური) ქანები მოცემული ფაციესის პირობებში გაზღაიქმნებიან ქვემოთ განხილულ ქანებად.

ბ ი ო ტ ი ტ-ს ი ლ ი მ ა ნ ი ტ ი ა ნ ი, ბ ი ო ტ ი ტ-კ ი ა ნ ი ტ ი ა ნ ი და ს ი ლ ი მ ა ნ ი ტ-კ ი ა ნ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი, გ ნ ე ი ს ე ბ ი და მ ი გ მ ა ტ ი ტ ე ბ ი ხასიათდებიან ამ ფაციესის ქანებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურებითა და სტრუქტურებით. ქანების სახელწოდებაში აღნიშნული მინერალების გარდა, ისინი შეიცავენ ისეთ დამახასიათებელ მინერალებს, როგორც კვარცი, კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი) და ფუძე პლაგიოკლაზია. მინარევის სახით აღინიშნება მუსკოვიტი, ანტოფილიტი, ანდალუზიტი, კორდიერიტი, სტაეროლითი, ალმანდინი (შედარებით დაბალტემპერატურული სუბფაციესის ქანებში). განხილულ ფიქლებში, გნეისებში და წმინდატრებში კიანიტის, სტაეროლითისა და ალმანდინის არსებობისას არ აღინიშნება კალიუმშპატი და კალიუმის მინერალები წარმოადგენილია ქა-სებით — ბიოტიტის ან მუსკოვიტის სახით.

სოლიმანიტ-კიანიტის გნეისების (კამბრიულამდელი კომპლექსი დარჯილინგი, ინდოეთი) შედგენილობაში შედის მუსკოვიტი, სოლიმანიტი, კიანტი, პლაგიოკლაზი, კვარცი, კალიუმის მინდვრის შპატი. გრანატი (f=82), ბიოტიტი (f=59), მაგნეტიტი, აპატიტი.

ბ ი ო ტ ი ტ-ა ნ დ ა ლ უ ზ ი ტ ი ა ნ ი და ბ ი ო ტ ი ტ-კ ო რ დ ი ე რ ი ტ ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ე ა, სხვა რქაქვებისაგან განსხვავებით, ხასიათდება შესაბამისად ბიოტიტისა და ანდალუზიტის და ბიოტიტისა და კორდიერიტის სიჭარბით. აღნიშნული მინერალების გარდა ქანები შეიცავენ ფუძე პლაგიოკლაზს, მუსკოვიტს, კვარცსა და სხვ. წარმოიქმნებიან კალიუმით ღარიბი და ალუმინით მდიდარი თიხამიწიანი ქანების ხარჯზე და იმ შემთხვევაში, თუ არ ხდება გარედან კალიუმის შეტანა. კალიუმით მდიდარი და ალუმინით ღარიბი პელიტური ქანებიდან შეიძლება წარმოიქმნას ბ ი ო ტ ი ტ-მ უ ს კ ო ვ ი ტ-კ ო რ დ ი ე რ ი ტ - პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ ი ა ნ ი ან (კალიუმის უფრო მეტი რაოდენობის შემცველობისას) ბ ი ო ტ ი ტ-მ უ ს კ ო ვ ი ტ-კ ა ლ ი შ პ ა ტ-პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ე ბ ი.

თიხან-ქვიშიან-რკინიან-მანგანუმიან საწყის ქანებს უკავშირდება გონდატებისა და ვირილინიანი კვარციტების გაჩენა.

გონდიტი (ინდოელთა ტომის გონდების მიხედვით) წვრალმარცვლოვანი ქანია, რომელიც უმთავრესად გრანატის (სპესარტინი), კვარცის, აპატიტის და რუთალსაგან შედგება. მის შედგენილობაში შეიძლება შედოდეს აგრეთვე როდოქროზიტი, როდონიტი, ამფიბოლი, მაგნეტიტი, ორთოკლაზი და მანგანუმის ქანები.

ვირილინიანი კვარციტი (ვირილინი—მწვანე ანდალუზიტი, შეიცავს  $Mn_2O_3$  7.66% და  $Fe_2O_3$  9.6 %; სინონიმი — მანგანანდალუზი-

ტი) მანგანუმის შემცველი კვარციტია; განვითარებულია ალდანის ვარის კამბრიულისწინა მეტამორფულ კომპლექსში.

კირიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიშობა შესაბამისი მარმარილოები და სკარნები.

ფორსტერიტ-კალციტიანი, დიოფსიდ-დოლომიტიანი, ვოლასტონიტ-კალციტიანი მარმარილოები მათთვის ტიპური გრანობლასტური სტრუქტურის მქონე ქანებია. ისინი ძირითადად სახელწოდებაში მითითებული მინერალებისაგან შედგებიან.

კირიანი სკარნი (შვედ. „სკარნ“ — ფუკი ქანი, ნარჩენი; ცნება შემოტანილია მადნის თანმხლები ძარღვეული ქანების აღსანიშნავად) მეტასომატური გზით წარმოშობილი ქანია. შედგება მაღალტემპერატურული კირიან-რკინა-მაგნეზიური სილიკატებისა და ალუმოსილიკატებისაგან, რომლებიც ჰიპობისურ და მეზოაბისურ პირობებში (4—5-დან 15—16 კმ-მდე სიღრმეზე) წარმოიქმნენ. იგი შეიძლება გაჩნდეს როგორც კარბონატული და ალუმოსილიკატური ქანების კონტაქტებში, ასევექმათ გარეშე, მაღალტემპერატურული; პოსტმაგმური [ტუტე ხსნარების შემოქმედების შედეგად] 1000-დან 400°C-მდე ტემპერატურულ დიპაზონში. მოცემული სკარნების ტიპომორფულ მინერალთა პარაგენეზისი ასეთია: პიროქსენი (დიოპსიდ-ჰედენბერგიტ-იოგანსენიტის რიგის) + გრანატი (გროსულარ-ანდრადიტის რიგის). ფართოდაა გავრცელებული აგრეთვე შემდეგი მინერალები: სკაპოლიტი, ვეზუვიანი, ვოლასტონიტი, ეპიდოტი, პლაგიოკლასი, კალიუმიანი მინდვრის შპატი და იშვიათი სკარნული მინერალები — მონტიჩელიტი, მერვინიტი, სპურიტი, მელილიტი, კუსპი-დინი, კიუსტერიტი და სხვ., აგრეთვე აქცესორული მინერალები — სფენი და აპატიტი; მადნეული მინერალებიდან აღინიშნება მაგნეტიტი, ჰემატიტი, ჰელვინი და გამადნების უფრო გვიანი სტადიის მინერალები — შეელიტი, კასიტერიტი, სულფიდები (Fe, Cu, Pb, Zn, Mo და სხვ.).

ვ. ჟარიკოვი, სიღრმის ცვალებადობისადმი მგრძნობიარე, კალციუმითა და მაგნიუმით მდიდარი სილიკატებისა და ალუმოსილიკატების არსებობა-არარსებობის საფუძველზე გამოყოფს სიღრმულ ფაციესებს; თანაარსებული პიროქსენისა და გრანატის შედგენილობათა განსხვავებების საფუძველზე (რაც ასახავს მასკარნირებელი ხსნარების მყავიანობა-ფუქიანობის რეჟიმს და ჟანგვა-აღდგენით თვისებებს) იგი ადგენს მყავიანობის ფაციესებს; პარაგენეზისების მიხედვით, რომლებიც წარმოიშობიან სკარნული პროცესის განმავლობაში 1 კმ-ზე ნაკლები, ე. ი. 3-4 კმ სიღრმის პირობებში, გამოყოფს სკარნის ჩამოყალიბების ტემპერატურულ ფაციესებს; ტუტეების ქიმიური პოტენციალის (M) აქტივობის ან სიდიდის მიხედვით ადგენს ტუტიანობის ფაციესებს და ბოლოს, Fe, Mg და Mn ხსნარებში ქიმიური პოტენციალის აქტივობის ან სიდიდების მიხედ-

ვით, რომლებიც კანონზომიერად იცვლებიან სკარნის წარმოქმნის განმავლობაში, სულ უფრო მეტად რკინიანი ფაციესების განვითარების მიმართულებით, გამოყოფს რკინიანობის ფაციესებს.

კვარც-მინდვრისშპატიანი საწყისი ქანებიდან წარმოიშობიან ს ი ლ ი მ ა ნ ი ტ-ქ ა რ ს-კ ვ ა რ ც-მ ი ნ დ ვ რ ი ს შ პ ა ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი და გ ნ ე ი ს ე ბ ი. ამ გნეისების დამახასიათებელი თავისებურებაა სახელწოდებაში აღნიშნული მინერალების მნიშვნელოვანი შემცველობა, მათი რაოდენობრივი როლის ზრდის ტენდენციით მარცხნიდან მარჯვნივ. ამ მინერალებს გარდა, ქანი შეიძლება შეიცავდეს ნაკლები რაოდენობით სხვა მინერალებსაც და აგრეთვე აქცესორებს.

ტუტემიწა ფუძე საწყისი ქანების ხარჯზე ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში წარმოიშობა მთელი რიგი ქანებისა.

ა ნ ტ ო ფ ი ლ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ა ლ ი და გ ნ ე ი ს ი შეიცავს რომბულ პიროქსენს — ანტოფილიტს, რომელიც ანტოფილიტ-ყედრიტის იზომორფული რიგის კიდურა წევრია. ამ ქანების ტექსტურა ფიქლისებრია, სტრუქტურა — ფიბრობლასტური. ანტოფილიტის გარდა ქანის შედგენილობაში შედის ბიოტიტი, ფლოგოპიტი, პლაგიოკლაზი და სხვ. მეტამორფიტში ანტოფილიტთან ერთად შესაძლოა კორდიერიტიც იყოს (ნახ. 100).

ულტრაფუძე საწყისი ქანების ყველაზე უფრო მაღალტემპერატურულ ( $650^{\circ}\text{C}$ — $750^{\circ}\text{C}$ ) პიდრატაციას მოსდევს მაგნეზიური ანტოფილიტიანი ქანების განვითარება.

კ უ მ ი ნ გ ტ ო ნ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ა ლ ი და გ ნ ე ი ს ი წარმოიქმნებიან ულტრაფუძე ქანების ხარჯზე. ტექსტურა ფიქლისებრია, სტრუქტურა — ფიბრობლასტური. დიდი რაოდენობით კუმინგტონიტთან ერთად აღნიშნული ქანების შედგენილობაში შედის კვარცი, ბიოტიტი, ფლოგოპიტი, პლაგიოკლაზი, ოლივინი (რკინიანი) და სხვ.

გ რ ა ნ ა ტ ი ა ნ ი ა მ ფ ი ბ ო ლ ი ტ ი წარმოიქმნება მოცემული ფაციესის პირობებში და შესაძლოა შეგვხვდეს უფრო მაღალტემპერატურულ ( $800^{\circ}\text{C}$  რიგის) პირობებშიც. იგი შეიცავს რქატყუარას, გრანატს, (გროსულარ-ანდრადიტი), ფუძე პლაგიოკლაზს, კვარცს. უფრო მაღალი ტემპერატურის დროს იგი განიღვენება ორპიროქსენიანი ფუძე კრისტალური ფიქლებით (ყერძოდ, გრანულიტებით, იხ. ქვემოთ). მაღალი წნევის პირობებში გრანატიან ამფიბოლიტებთან ასოციაციაში შედიან ღრმად ერუდირებულ კამბრიულისწინა კრისტალურ მასივებში განვითარებული გრანატ-პიროქსენიანი კრისტალური ფიქლები (ეკლოგიტური გრანულიტები) (ა. მარაკუშევი). მეტადაა გავრცელებული ორმინერალიანი (პლაგიოკლაზ-ამფიბოლიანი) ამფიბოლიტები.

ა მ ფ ი ბ ო ლ ი ა ნ ი ე კ ლ ო გ ი ტ ი ყველა ეკლოგიტისათვის დამახასიათებელ მინერალებთან ერთად მნიშვნელოვანი რაოდენო-

ბით რქატყუარას და ცოიზიტს შეიცავს. ფიქრობენ, რომ ეს ორი მინერალი პირველადია. ეკლოგიტების ამ სახესხვაობას მიაკუთვნებენ მესამე ტიპს, ვინაიდან ის გრანულიტური კომპლექსის ქანებში (გენისები, მიგმატიტები) და ამფიბოლიტებში ქმნის შრეებსა და ლინზებს. იგი, როგორც ჩანს, გაჩნდა იქ, სადაც ტემპერატურა არ იყო ძალიან მაღალი, წნევა კი პირიქით. პიროპისა და ალმანდინ-სპესარტინის შემადგენლის შემცველობა გრანატში შესაბამისად  $44 \pm 7$  და  $38 \pm 7$  მოლ. %-ია.

კ ი ა ნ ი ტ ი ა ნ ი ე კ ლ ო გ ი ტ ი, ა. მარაკუშევის აზრით (1973), კირიანი ეკლოგიტების ერთ-ერთი სახესხვაობაა. კიანიტის შემცველ ეკლოგიტებში კლასიფიკაციის კრიტერიუმად გამოდგება შეფარდება  $Ca: (Mg + Fe)$  გრანატში და მასთან წონასწორობაში მყოფ კლინოპიროქსენში. ქმნებს, რომელთა გრანატებში ეს თანაფარდობა მეტია, ვიდრე პიროქსენში. უწოდებენ გროსულარ-კიანიტიან ეკლოგიტებს. ქანებს შებრუნებული თანაფარდობით, სახელდობრ,  $[Ca: (Mg + Fe) | Al] < [Ca: (Mg + Fe) | Cr]$  — მიაკუთვნებენ საკუთრივ კიანიტიან ეკლოგიტებს (ნახ. 98).

გროსულარ-კიანიტიანი ეკლოგიტები ყალიბდებიან მაღალ ტემპერატურაზე, ძალიან მაღალი წნევის დროს. თანამედროვე ეროზიულ კრისტალებში გაშიშვლებულ მეტამორფულ კომპლექსებში ისინი არ აღინიშნებიან: ზოგჯერ გვხვდებიან ქსენოლითების (მომრგვალო მარგულების) სახით ალმასის შემცველი ნილების კიმბერლიტებში. ამ ქანების გროსულარში პიროპ-ალმანდინის კომპონენტის შემცველობა 38% აღწევს. მონოკლინური პიროქსენი შეიცავს დაახლოებით 3%  $Na_2O$ -ს. კან-ტი ქმნის იდიომორფულ, ზოგჯერ გაღუნულ კრისტალებს. როგორც ჩანს, გროსპილიტები, ისევე როგორც ალმასის შემცველი ეკლოგიტები და ამ ფაციების სხვა ქანები, ამოტანილია დედამიწის ძალიან დიდი სიღრმეებიდან.

გ რ ა ნ ა ტ ი ა ნ ი ყ ე დ რ ი ტ ი მეტამორფული ქანია, რომელიც ძირითადად მაგნიუმიანი ამფიბოლის — ყედრიტისა და გრანატი-საგან შედგება.

ა მ ფ ი ბ ო ლ ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ე ა წარმოშობილია ფუძე მაგმური ქანების ხარჯზე. ხასიათდება გრანობლასტური სტრუქტურით. შედგება რქატყუარისა და ფუძე პლაგიოკლასისაგან, მაგრამ შეიძლება შეიცავდეს აგრეთვე ანტოფილიტს ან დიოპსიდა, ბიოტიტსა და კვარცს.

ტუტე ფელდშპატოიდიანი საშუალო კაემჟავა და კაემჟავა საწყისი ქანები გარდაიქმნებიან ტუტე გენისებად და ფიქლებად, აგრეთვე უადეტიტებად (ა. მარაკუშევი, 1973). ეს ქანები მეტამორფული წარმონაქმნების განსაკუთრებულ რიგს შეადგენენ. მათი ტექსტურა ხშირად ფიქლოვანია, სათვალისებრი, სტრუქტურა — კრისტალობლასტური, ნაწილობრივ პოიკილობლასტური, ნემატობლასტური. ისინი დაკავშირებულია მეტამორფიზმის პროცესში ნატრიუმით გამდიდრებულ საწყის

ვულკანოგენურ და დანალექ წარმონაქმნებთან. ტუტე ფიქლებისა და გნეისების შედგენილობაში შედიან კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი, მიკროკლინი), პლაგიოკლაზი (ალბიტი, ოლიგოკლაზი), ფელდშპატიოდეზი (ნეფელინი); მუქი მინერალებია არფვედსონიტი, რიბეკიტი, ეგირინი, ზოგჯერ ბიოტიტი, ორთიტი, გრანატი.

გამოიყოფა არფვედსონიტისანი, რიბეკიტისანი და ეგირინისანი (ტუტე) ფიქლები და გნეისები. ბუნებაში ეს გნეისები ჩვეულებრივ სხვა გნეისებთან და ქარსიან ფიქლებთან ასოციაციაში გვეხვდებიან.

გვხვდება ტუტე ფიქლები და გნეისები, რომლებშიც მინდვრის შპატი ალბიტის სახითაა, მიკროკლინი შემორჩენილია მხოლოდ ცალკეული ნარჩენების სახით, მუქი მინერალები წარმოდგენილია გლაუკოფანით, აქტინოლითით, ნაწილობრივ კროსიტით, არის ლავსონიტი და ქლორიტი (ნეფელინი არ არის). ქანები ჩვეულებრივ ფიქლოვანია, ზოლიანი ტექსტურით. მათ მიეკუთვნება გლაუკოფან-ორთოკლაზისანი გნეისები: ზოგი გლაუკოფანისანი გნეისი მკიდროდაა დაკავშირებული ნატრიუმისანი სიენიტური პორფირების ძარღვებთან.

ფართოდ გავრცელებული ზოლიანი ტუტე ნეფელინისანი გნეისები, რომლებიც გრენვილის პროტეროზოულ ფორმაციაში (კანადის ფარი) ქმნიან სარტყელს, თიხამიწიანი ალმანდინ-სილიმანიტისანი გნეისების წყების ნაწილია და გვხვდება გაზრდილი ტუტიანობის ამფიბოლიტებთან, მაგნეზიურ და კირიან მარმარილოებთან. მაგნეტიტისანი კვარციტებთან და პიროქსენისანი გნეისებთან ასოციაციაში. ტუტე გნეისების შედგენილობაში შედის ნეფელინი, ალბიტი ან ოლიგოკლაზი, მიკროკლინი ამფიბოლი, გრანატი (ანდრადიტ-გროსულარი), ბიოტიტი. კლინოპიროქსენი, მაგნეტიტი, ქსენაი, აპატიტი, ცირკონი, ფლუორიტი და მეორადი მინერალები — პლაგიოკლაზი, მიკროკლინი, ამფიბოლი. თვით ნეფელინი დაგვიანებულ ალბიტიზაციას განიცდის. მინერალთა ამგვარი ურთიერთობები გვაძლევს წარმოდგენას შედარებით გვიანი რეგიონული მეტასომატოზის (მკვეთრი ალოქიმიური, მეტამორფიზმი) შესახებ, რომელიც აპირობებს ნეფელინისანი გნეისების ფორმირებას. ეს პროცესი მიეკუთვნება გრენვილის ოროგენულ პერიოდის დამამთავრებელ ეტაპს, რომელსაც უკავშირებენ ლეიკოკრატული ტუტე სიენიტების შემოქრას; უკანასკნელნი კვეთენ ნეფელინისანი გნეისებს და ნაწილობრივ ცვლიან მათ.

#### გრანაბ-კორდიერიტ-გნეისური (პიროქსენ-ამფიბოლიტური) ფასიისური სერია

ამ ფაციესური სერიის მეტამორფიტების ჩამოყალიბების ტემპერატურა ფართოდ დიაპაზონში იცვლება. მცირე სიღრმეებზე რქაქვების (პიქროსტენ-კორდიერიტისანი და სხვ) და აგრეთვე მარმარილოების (პერი-

კლაზ-კალციტიანი და სხვ.) წარმოშობის ზონაში ტემპერატურა იცვლება 700-დან 900°C-მდე. წნევის (სიღრმის) ზრდასთან ერთად ტემპერატურული დიაპაზონი სულ უფრო მცირდება და დაახლოებით 740 — 720 °C ფარგლებშია. ამ პირობებში ჩნდება ეკლოგიტები, გრანატ-სილიმანიტ-ჰიპერსტენიანი გნეისები და სხვ.

მოცემული ფაქტების პირობებში ჩამოყალიბდა (იხ. გრ. 10, ცხრ. 30):

თიხაშიწიანი (პელატური) საწყისი ქანებიდან წარმოიშვა გრანატ-კორდიერიტიანი, გრანატ-სილიმანიტ (კიანიტ)-ჰიპერსტენიანი, კორდიერიტ-ანდალუზიტიანი, ორთოკლაზ-კორდიერიტ-გრანატიანი ფიქლები და გნეისები.

კრისტალური ფიქლები მეტამორფიტების განსახილველ და მომდევნო ტემპერატურულ ფაქტურ სერიებში ფართოდ არაა გავრცელებულა: აქ სხვა გნეისები ამქლავებენ გნეისების ყველა თავისებურებას, მაგრამ განსხვავდებიან სხვა, ნაკლებად მაღალტემპერატურული წარმომადგენლებისაგან მათ სახელწოდებაში აღნიშნულ მინერალთა ჰარბი შემცველობით; უქანასკნელნი, სხვა მინერალებთან ერთად ქმნიან მოცემული ტემპერატურული ფაქტურის სერიისათვის დამახასიათებელ პარაგენეზებს. გრანატ-კორდიერიტიან პარაგენეზისს აქვს მაღალი თერმოდინამიკური მდგრადობა ქანებში შემავალი მინერალების ფართო ვარიაციების გამო. მეტამორფულ კომპლექსებში ფართოდაა გავრცელებული ორი პარაგენეზისი: გრანატი + კორდიერიტი + ჰიპერსტენი + კვარცი და გრანატი + კორდიერიტი + სილიმანიტი + კვარცი.

ამვე საწყისი ქანებიდან წარმოიშვენ კორდიერიტ-გრანატიანი მარმარილოები და მაგნეზიური სკარნები, რომლებიც კორდიერიტისა და გრანატის მნიშვნელოვანი შემცველობით ხასიათდებიან. თიხიან-ქვიშიან-რკინიან-მანგანუმიანი საწყისი ქანები გარდაქმნებიან ეულიზიტებად (ეულიზიტად).

კირიანი საწყისი ქანების ხარჯზე წარმოიშობიან ვოლასტონიტი-პლაგიოკლაზ-კალციტიანი, პერიკლაზ-კალციტიანი მარმარილოები და მაგნეზიური სკარნები. მოცემული მარმარილოებისა და სკარნის დამახასიათებელი თავისებურება წინამორბედი ფაქტურის სერიისაგან განსხვავებით მათში უფრო მაღალტემპერატურული მინერალების შემცველობაა.

მაგნეზიური სკარნები წარმოიქმნებიან დოლომიტებში გრანიტოიდული ინტრუზივების კონტაქტებთან, ნებისმიერ სიღრმეზე მაღალტემპერატურულ პირობებში, ე. ი. მიეკუთვნებიან კონტაქტურ-მეტასომატურ წარმონაქმნებს. ისინი არსებითად განსხვავდებიან კლასიკური სკარნებისაგან, რომელთაც კირიან, ან უბრალოდ სკარნებს უწოდებენ. მაგნეზიური

სკარნები შედგება ფორსტერიტის, დიოპსიდის, სალიტის, ენსტატიტის, რქატყუარას, შპინელის, ფლოგოპიტის, მონტიჩელიტის, გუმიტის, პერიკლაზის, მაგნეტიტის, ბრუსიტის, სერპენტინის, ზოგჯერ ლუდვიგიტის, ფლუობორიტის და მაგნიუმის სხვა ბორატებისაგან. ხასიათდებიან მეტასომატური ზონალობით. სვეტის აპოდოლომიტური ნაწილის სიმძლავრე მნიშვნელოვნად სკარბობს აპოდოლომიტიკური ნაწილის სიმძლავრეს. მაგნეზიურ და მათ თანმზლებ კირიან სკარნებს უკავშირდება Fe, Cu, Pb—Zn, Sn, Au, W, Co და აგრეთვე ფლოგოპიტისა და ბორატების საბადოები.

ყვარც-მინდვრის შპატიანი საწყისი ქანებიდან ფორმირდება ს ი ლ ი მ ა ნ ი ტ (კ ი ა ნ ი ტ)—ს პ ე ს ა რ ტ ი ნ-დ ი ო პ ს ი დ ი ა ნ ი კ ვ ა რ ც ი ტ ი და გ ნ ე ი ს ი, რომელთაც ახასიათებთ ტიპური „ყვარციტებისა“ და „გნეისების“ ყველა თავისებურება, ამავე დროს შეიცავენ ქანის სახელწოდებაში აღნიშნულ მინერალებსაც.

ტუტემიწა ფუძე საწყისი ქანებიდან წარმოიშობიან ო ლ ი ე ი ნ-დ ი ო ფ ს ი დ-ჰ ი პ ე რ ს ტ ე ნ ი ა ნ ი, გ რ ა ნ ა ტ-ჰ ი პ ე რ ს ტ ე ნ ი ა ნ ი, გ რ ა ნ ა ტ-დ ი ო ფ ს ი დ-ჰ ი პ ე რ ს ტ ე ნ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი და გ ნ ე ი ს ე ბ ი, აგრეთვე პიროქსენიანი ამფიბოლიტები, პლაგიოკლაზიანი ეკლოგიტები, ეულიზიტი (ევლიზიტი), პიროქსენიანი და ალმანდინიანი რქაქვა.

პ ი რ ო ქ ს ე ნ ი ა ნ ი ა მ ფ ი ბ ო ლ ი ტ ი, რომელიც უმნიშვნელო რაოდენობის პიროქსენს შეიცავს, როგორც ჩანს, წარმოიშობა პიროქსენიტების დაუმთავრებელი ამფიბოლიზაციის შედეგად ან პირიქით: უმინდვრის შპატო ამფიბოლიტის არასრული პიროქსენიზაციის შედეგად; ტემპერატურის აწევის ხარჯზე (პროგრესული რეგიონული მეტამორფიზმი).

პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ ი ა ნ ი (პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ-კ ი ა ნ ი ტ ი ა ნ ი) ე კ ლ ო გ ი ტ ი, რომელიც ჩანართებს ქმნის კიმბერლიტებში, ა. მარაკულშევის მიხედვით შედგება ნაწილობრივ სკაპოლიტით ჩანაცვლებული პლაგიოკლაზის (A<sub>1145-48</sub>), გრანატის, მონოკლინური პიროქსენის, კიანიტის (Fig 1,728, Np 1,714), აპატიტისა და მადნეული მინერალისაგან. ის გარემოება, რომ კიანიტიან ეკლოგიტებში ხშირად ჩნდება პლაგიოკლაზი, რომელიც თანდათანობით დევნის კიანიტს, დაკავშირებულია ამ ქანების შედარებით მაღალტემპერატურულ პირობებში წარმოშობასთან. პლაგიოკლაზი რამდენადმე ზღუდავს კირიანი გრანატის მდგრადობას. პლაგიოკლაზიანი ეკლოგიტებისათვის დამახასიათებელია გრანატების ქარბო რკინიანობა — უახლოვდება კიანიტიანი ეკლოგიტებისა და ფიქლების გრანატების რკინიანობას.

ე უ ლ ი ზ ი ტ ი (ე ვ ლ ი ზ ი ტ ი) მაღალთიხამიწიანი, ჩვეულებრივ უმინდვრის შპატო გრანატ-პიროქსენ-ფაიალიტიანი ქანია; შედგება მანგანუმ-



რკინიანი გრანატის, ფაილიტის, რკინიანი პროქსენის, აგრეთვე გრუნერიტისა და ფეროანტოფილიტისაგან: ზოგჯერ ეულიზიტში შედის კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი), კვარცი და მაგნეტიტი.

პიროქსენიანი და ალმანდინიანი რქაქვა მაღალტემპერატურული ქანებია, რომლებიც შეიცავენ პირველ შემთხვევაში უპირატესად პიროქსენს, მეორეში — ალმანდინს.

### გრანაბ-კორდონიტ-ჰიპარსან-ზანიური (გრანულიტური) ფაიფისური სერია

აღნიშნული ფაციესური სერიის ჩამოყალიბების ტემპერატურა  $800-900^{\circ}\text{C}$  ფარგლებში მერყეობს.

სოფი პეტროლოგი თვლის, რომ ამ ფაციესური სერიის ქანები ცოტა უფრო ნაკლები ტემპერატურის პირობებში ჩნდებიან, მაგრამ ყველა ერთსულოვანია იმაში, რომ ეს ფაციესი ყველა სხვა ფაციესთან შედარებით უფრო მაღალტემპერატურულია. მაღალია აგრეთვე საერთო წნევა  $7000-10000$  ბარი და მცირეა  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  (არა უმეტეს  $1000-2000$  ბარი). ცდები უჩვენებენ, რომ რქატყუარას სრული გაქრობისას  $\text{PH}_2\text{O}$  არ უნდა აღემატებოდეს  $1000$  ბარს  $750^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის შემთხვევაში, რაც შეიძლება გამოიხატოს  $\text{PH}_2\text{O} \ll \text{Ps}$ .

გრანულიტები, როგორც წესი, უძველესი, კამბრიულისწინა წარმონაქმნებია; უფრო ახალგაზრდა გრანულიტები აღწერილია ჩრდილოეთ კავკასიაში, სადაც ამ ქანების შემცველი მეტამორფიტების არგონული მეთოდით დადგენილი ასაკი პალეოზოურია.

ადრე გრანულიტები მაგმურ წარმონაქმნებად ითვლებოდა. დღეს მათ მეტამორფულ ქანებს მიაკუთვნებენ; პ. ესკოლას მიხედვით, ისინი შეიცავენ გრანატს, რომლის შედგენილობაშიც პიროპი  $55\%$ , ხოლო გროსულარი  $20\%$  შეადგენს. გ. დრუგოვას მონაცემებით, პიროპის შემცველობა გრანატში შეიძლება მეტიც იყოს. კავკასიონის გრანულიტური ფაციესის გრანატები, დ. შენგელიას მონაცემებით, მიეკუთვნებიან პიროპ-ალმანდინებს, ანდრადიტული კომპონენტის უმნიშვნელო მინარევით; გროსულარულ კომპონენტს ისინი საერთოდ არ შეიცავენ.

აღნიშნულ ფაციესურ სერიაში თანაარსებობენ  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  შედგენილობის მინერალი (სილამანიტი, ანდალუზიტი, კიანიტი) და გრანატი. ამის გარდა, მათთვის დამახასიათებელია რომბული პიროქსენი. რომბული ამფიბოლები — ედრიტი და ანტოფილიტი, აგრეთვე კუპინგტონიტი ამ ქანებში არ გვხვდება.

დამახასიათებელი მინერალებია აგრეთვე ტუტე მინდვრის შპატი (ჩვეულებრივ პერტიტული), პლაგიოკლაზი (ზოგჯერ ანტიპერტიტუ-

ლა). სილიმანიტი ან კიანიტი, ალმანდინ-პიროპი, ჰიპერსტენი, დიოპსიდ-ჰედენბერგტი, რქატყუარა, ბიოტიტი, კორდიერიტი, რუთილი. შეიძლება იყოს აგრეთვე კვარცი, კალციტი, ოლივინი, ილმენიტი, ვოლასტონიტი, ენსტატეტი, შპინელი, საფირონი. ქანების ტექსტურა ზოლიანია. კვარცის მარცვლების ორიენტირება წაგრძელებულ-ლინზისმაგვარია. კავკასიონის გრანულიტები შეიცავენ სილიმანტს, ალმანდინ-პიროპს, ბიოტიტს, პლაგიოკლასს, კალიუმშპატს, კვარცს, ილმენიტს, შპინელს. რომბულ პიროქსენს და რუთილს; განსაკუთრებით დამახასიათებელი მინერალებია სილიმანიტი, ალმანდინ-პიროპი, ბიოტიტი, კვარცი და მინდვრის შპატი.

გრანატი მოცემული ფაციესის კრიტოკული მინერალია. ნ. სუდოვიკოვი (1964) თვლის, რომ გრანატები შედგენილობის მიხედვით ყოველთვის არ შეესაბამებიან გრანულიტური ფაციესის გრანატებს; შესაძლოა ისინი უფრო დაბალტემპერატურული ფაციესის მთლიანად ან ნაწილობრივ გარდაქმნილი რელიქტები იყვნენ და მათი ზონალური შემთხვევაში მხოლოდ გარეშე ზონები უნდა შეესაბამებოდნენ აღნიშნული ფაციესის გრანატებს.

ამ ფაციესის გავრცელებული მინერალი მაღალთიხამიწიანი ჰიპერსტენია. პ. ესკოლას მონაცემების მიხედვით, ლაპლანდიის გრანულიტური ფაციესის ჩარნოკიტების ჰიპერსტენი შეიცავს 8,26% თიხამიწას, ინდოეთისა — 10,55%-ს. დიოფსიდ-ჰედენბერგიტის რიგს მონოკლინური პიროქსენი გვხვდება ზოგჯერ ალდანის საწყის ფუძე ქანებში ჰიპერსტენთან ერთად. ხშირია რუხი რქატყუარა ტიტანის შედარებით მაღალი და წყლის უმნიშვნელო შემცველობით.

პლაგიოკლაზი მერყეობს ოლიგოკლაზიდან ანორთიტამდე; უკანასკნელი შედის კოლის ნახევარკუნძულის გრანულიტური ფაციესის ფუძე ქანების შედგენილობაში. ორთოკლაზი, რომელიც თანდათანობით გადადის თხელი მრჩობლური მესრის მქონე მიკროკლინში, დადგენილია ლაპლანდიაში. მისი წარმოშობა კალიუმმეტასომატოზს უკავშირდება. სილიმანიტის წვრილი ბოჭკოების შემცველი კორდიერიტი აღნიშნულია ალდანის გრანულიტურ ფაციესში.

ბიოტიტისა და რქატყუარას არსებობა გვაფიქრებინებს, რომ მოცემული ქანები საბოლოოდ ფორმირდება ხსნარების მონაწილეობით, რომლებიც მეტასომატურ პროცესს აპირობებენ. ამის გამო ფიქრობენ, რომ გრანულიტური ფაციესი მშრალია; ექვი ღრმავდება ალდანის რაიონის შესწავლისას, სადაც ამფიბოლიტური ფაციესების საზღვარზე, რომელსაც ძალიან რთული კონტური აქვს, აღინიშნება მათი მონაცვლეობა. ხსნარების მონაწილეობის დაშვების გარეშე შეუძლებელია აიხსნას ალდანის ფარის ბიოტიტ-ჰიპერსტენიანი და ამფი-

ბოლ-ჰიპერსტენიანი გნეისების წარმოშობა, ჰიპერსტენის ან გრანატის ბიოტიტით ჩანაცვლების სტრუქტურებით.

დამახასიათებელი მინერალია რუთილი, ჩვეულებრივ საგენიტი, რომელიც მოცემული ფაციესის ქანებში შედის სფენის მაგივრად. იგი გვხვდება მუხლა მრჩობლების მქონე ცალკეული კრისტალების ან მარცვალთა აგრეგატების სახით. საგენიტი მესერს წარმოქმნის კვარცში ან გრანატში.

მაგნეტიტს, ილმენიტს, აპატიტს, მონაციტს, ცირკონს. სკაპოლიტს შეიცავს აღმოსავლეთ ციმბირის და ფინეთის ლაპლანდიის გრანულიტები, გრაფიტს და საფირონს — ანაბარს ფარის ჩარნოკიტები და ანტიკტიტაში მაკრობერტსონის მიწაზე. ენსტატიტ-საფირონ-კორდონიტები და ენსტატიტ-შპინელ-საფირონიანი ქანები.

განვიხილოთ ფაციესში ორი სუბფაციესი გამოიყოფა (W. Fyfe, F. Turner, I. Verhoogen, 1959) — პიროქსენიან-გრანულიტური და რქატყუარაან-გრანულიტური. პირველი გვხვდება საქსონიის, ლაპლანდიის, ნდოეთის, შრი-ლანკას კამბრიულისწინა წარმონაქმნებში, აღმოსავლეთ აფრიკაში, ანტიკტიტაში, გრენლანდიაზე, ცენტრალურ ავსტრალიაში, ალდანის და ანაბარის ფარებზე. ამ ფაციესის მეტამორფიტებთან ორი ტიპის ქანია დაკავშირებული — ჩარნოკიტი და ანდეზინ-ლაბრადორიანი პლაგიოკლაზიტი (ანორთოზიტი).

იმის გამო, რომ გრანულიტური ფაციესისათვის დამახასიათებელია მაღალტემპერატურული უწყლო მინერალური ასოციაციები, საექვოა მისი რქატყუარასა და ბიოტიტის შემცველი ქანებისათვის მიკვთვნება. ტიტანიტა და რკინით მდიდარი რქატყუარა, როგორც ჩანს, მდგრადია ალნიშნული ფაციესის პირობებში. შრი-ლანკაზე გვხვდება გრანულიტების, ჩარნოკიტებისა და გნეისისმაგვარი რქატყუარაან-ბიოტიტ-ტიტანიტ-გრანიტების მორიგეობა, რაც მიუთითებს იმაზე, რომ მეტამორფიზმის მოცემულ ფაციესში ქანთა წარმოშობა დამოკიდებულია არა მარტო საწყისი ქანების განლაგების სიღრმეზე, არამედ აღმაველი ხსნარების ტემპერატურაზეც და იმ წყებათა შედგენილობაზე, რომლებიც მეტამორფიზმს განიცდიან.

ცენტრალური ყაზახეთის კამბრიულისწინა წარმონაქმნებში, კოკჩეტაუს ანტიკლინის ქვედა სერიის ქვედა წყებაში განვითარებულია გრანულიტები, რომლებიც ზევით თანდათანობით გადადიან ეკლოგიტებში, გრანატიან და ცოიზიტაან ამფიბოლიტებში და სხვ. ცნობილია, რომ ეს ამფიბოლიტები და გრანულიტები ეკლოგიტების ხარჯზე წარმოიქმნენ. ყაზახეთის გრანულიტების მინერალური ასოციაციებია: სილიმანიტი-გრანატი-კორდიერატი-ბიოტიტი-კვარცი-პლაგიოკლაზი; გრანატი-კორდიერატი-ბიოტიტი-კვარცი-პლაგიოკლაზი. კავკასიონის გრანულიტების მინერალური ასოციაციები; გრანატი-სილიმა-

ნიტი-ბიოტიტი: სილიმანიტი-ანორთიტი, ბიოტიტი-ანორთიტი-შპინელი (ფუჟე ქანებისათვის), სილიმანიტი-გრანიტი-ბიოტიტი, კალიუმშპატი-ბიოტიტი-გრანატი (კაჟმეავა ქანებისათვის); ასოციაციები კვარცი-ილმენიტი-რუთილი — პირველი და კვარცი-პლაგოკლაზი — მეორე მინერალური ასოციაციისათვის დამატებითა.

დე ვარდის მონაცემების თანახმად (H. Winkler, 1967) მეტნაკლებად უცვლელი ტემპერატურის დროს გამოიყოფა ორი სუბფაციისი: რომბული პიროქსენისა და პლაგოკლაზის შემცველი გრანულიტების სუბფაციისი (პ. ესკოლას გრანულიტების ფაციესი) და რომბული პიროქსენისა და პლაგოკლაზის გარდა, რქატყუარის (ბიოტიტის) შემცველი გრანულიტების სუბფაციისი. მეორე სუბფაციისი შეიძლება წარმოიშვას წყლის გარკვეული რაოდენობის არსებობისას ( $P_{H_2O}$  დაბალი). თუ  $P_{H_2O}$  უფრო მცირეა, მაშინ რქატყუარა და ბიოტიტი მდგრადობას კარგავენ და წარმოიშობა პირველი სუბფაციისი.

ბუნებრივია, რომ პირველი სუბფაციისი შეიძლება წარმოიშვას დასრულებული პროგრესული მეტამორფიზმის შედეგად, მეორე სუბფაციისის სტადიის გავლით, უკანასკნელი გარკვეულ პირობებში შეიძლება შენარჩუნებულ იქნეს რელიქტების სახით. ანდა პირიქით — მეორე სუბფაციისი შეიძლება პირველი სუბფაციისის რეგრესული მეტამორფიზმის (აღმავალი წყლიანი ხსნარების მოქმედების) პროდუქტი იყოს. მოცემული პროცესის დაუმთავრებლობის შემთხვევაში პირველი სუბფაციისის გრანულიტები შეიძლება შემორჩნენ რელიქტების სახით და შეგვხვდნენ მეორე სუბფაციისის ქანებთან ერთად.

საწყისი ქანების ხასიათის მიხედვით გრანულიტური ფაციესის პირობებში შემდეგი მეტამორფიტები წარმოიშვა (გრ. II, ცხრ. 30).

თიხამიწიანი (პელიტური) საწყისი ქანებიდან წარმოიშვა გრანატ-კორდიერიტი-ჰიპერსტენიანი, ჰიპერსტენსილიმანიტიანი (კონიატიანი) და ჰიპერსტენკორდიერიტიანი ფიქლები და გნეისები. ისინი უპირატესად შედგებიან სახელწოდებაში მითითებული მინერალებისაგან და შესაბამისი მინერალური პარაგენეზისებით ხასიათდებიან.

ა. მარაქუშევის აზრით (1973), ჰიპერსტენ-კორდიერიტიანი გნეისების გრანატის უყიდურესად დაბალი რკინიანობა ( $f \approx 50$ ) მიღწეულია ძალიან ღრმა ზონების მეტამორფიზმის პირობებში, სადაც ლითონ-ტატიკური წნევა დაახლოებით 10 კბარს უდრის. შედარებით უფრო მაღალი წნევის დროს გრანატ-კორდიერიტის პარაგენეზისი იდევნება ჰიპერსტენის სილიმანიტთან ან კიანიტთან ასოციაციით. ჰიპერსტენ-სილიმანიტიანი გნეისები შიშვლდებიან უძველესი ფარების (ალდანის, ანბარის) განსაკუთრებით ღრმად ეროდირებულ ზონებში. ტემპერატურის დაწევასთან ერთად ჰიპერსტენ-სილიმანიტიანი პარაგენეზისი,

კალიუმის მინდვრის შპატ-ს არსებობისას, ადგილს უთმობს გრანატ-ბიოტიტთან ასოციაციას, ხოლო კალიუმით ღარიბ ქანებში — ექვარიტიან პარაგენეზისებს.

ჰიპერსტენ-კორდიერიტიანი და კალიუმ-შპატ-კორდიერიტიანი რქაქვა შედგება სახელწოდებაში აღნიშნული მინერალებისაგან. ამ ფაციესურა სერიის რქაქვებისათვის ტიპურია აგრეთვე რკინიანი ალმანდინური გრანატი; უფრო დაბალი წნევის ფაციესში გრანატი მდგრადია მხოლოდ კვარც-ს გარეშე (ა. მარაქუშევი, 1973).

ტუტემიწა ფუძე საწყისი ქანებიდან წარმოიშვა გრანატ-ორპიროქსენიანი ფიქლები და გნეისები (გრანულიტები); ეს ჩვეულებრივ, მეტამორფული ქანებია ფაქლოსებრი (გნეისისმაგვარი) ტექსტურით. გრანულიტებისათვის მარცვალთა ლენტისებრა ან ლინზისმაგვარი აგრეგატებია დამახასიათებელი (ნახ. 101).

გრანულიტებისა და გრანულიტური ფაციესის სხვა ქანების მინერალებია ტუტე მინდვრის შპატი (ჩვეულებრივ პერტიტული), პლაგიოკლაზი (ზოგჯერ ანტიპერიტიტული), გრანატი, პიროპისა და გროსულარ-ს კომპონენტის მაღალი შემცველობით; ამავე დროს გროსულარის კომპონენტს განსაკუთრებით უზვად შეიცავს ის გრანატები, რომლებიც ასოციაციაშია მონოკლინურ პიროქსენთან.  $MgO:FeO$  მოლეკულური შეფარდება აღწევს I. გარდა აღნიშნულისა, ამ ქანებში შესაძლოა იყოს კორდიერიტი, რომელი პიროქსენი, ჩვეულებრივ ჰიპერსტენი, რომელიც შეიცავს 10%-მდე  $Al_2O_3$ , მონოკლინური პიროქსენი, უმეტეს შემთხვევებში ლია-მწვანე დიოფსიდ-ქედენბერგისტი, რომლის შედგენილობაში შედის ნატრიუმი, სამვალენტო რკინა და ალუმინი, მომწვანო რუხამდე რქატყუარა, ბიოტიტი (ჩვეულებრივ მაგნიუმით გამდიდრებული) და ბოლოს კიანიტი ან სილიმანიტი.

ამავე საწყისი ქანებთან არის დაკავშირებული ჩარნოკიტების (ქ. კალკუტის დამაარსებელი ქ. ჩარნოკის მიხედვით, რომლის საფლავზედაც დევს ჩარნოკიტის ფილა) წარმოშობა; ისინი ჰიპერსტენიანი და დიოპსიდ-ჰიპერსტენიანი, ძალიან სპეციფიკური ტუტე გრანიტებია.

გ. ვინკლერის მოსაზრების მიხედვით (1960), ჩარნოკიტები ისეთივე მინერალური შედგენილობისაა, როგორც ზოგი ლია ფერის გრანულიტი, მაგრამ მათი ტექსტურა სრულიად განსხვავებულია. ადრე ამ ტერმინს იყენებდნენ რომელიც პიროქსენის შემცველი საკმაოდ განსხვავებული ქანების აღსანიშნავად. 1959 წელს ა. სუბრამანიანმა წინადადება წამოაყენა ჩარნოკიტები ეწოდათ მხოლოდ კაუმჟავა ქანებისათვის — ჰიპერსტენ-კვარც-მინდვრის შპატიანი გრანულიტებისათვის,



ნახ. 101. გრანატ-პიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი გრანულიტი.

საქსონია, ხარტმანისდორფი, ხემნიცის მახლობლად. სტრუქტურა პორფირობლასტური; ძირითადი ქსოვილის სტრუქტურა გრანობლასტური, გლომერობლასტური. ქანი შედგება გრანატის წვრილი (I მმ-მდე) პორფირობლასტებისა და ძირითადი ქსოვილისაგან, რომელიც პიროქსენით და პლაგიოკლაზით არის აგებული. გრანატის პორფირობლასტებს არა აქვთ კრისტალოგრაფიული ნიხაზულობა და გარშემორტყმული არიან ღია ფერის მარცვლოვანი პლაგიოკლაზით. პლაგიოკლაზი არ არის გამოყოფილი ძირითადი ქსოვილისაგან, რომელსაც გრანობლასტული სტრუქტურა აქვს. გრანატის ირგვლივ პლაგიოკლაზის გაჩენა, როგორც ჩანს, გამოწვეულია იმით, რომ გრანატმა ზრდის პროცესში აითვისა თავის ირგვლივ გარკვეული ფართობიდან მთელი რკინა და მანგანუმი; ამიტომ პიროქსენი ევლარ განვითარდა და გაჩნდნენ პლაგიოკლაზის გროვები. უანალიზატოროდ, გად. 25X. ი. შეინმანის მიხედვით, 1954 წ.

რომლებიც შეიცავენ ან არ შეიცავენ გრანატებს. ღია ფერის გრანულიტებისათვის დამახასიათებელი კვარცის ფირფიტისებური გამონაყოფები ჩარნოკიტებში არ გვხვდება, მაგრამ გრანულიტების მსგავსად ჩარნოკიტების გრანატი არსებითად პიროპია, ჰიპერსტენი კი ძალიან გამდიდრებულია  $Al_2O_3$ -ით. ამის გარდა ტიპური ტიტანის მინერალი კაუმეჟეა ჩარნოკიტებში რუტილის სახითაა. ინდოეთის ჩარნოკიტებში, რომლებიც ქ. მადრასის მახლობლად შიშვლდებიან, შეიცავენ კვარცს 40%, მიკროკლინს 48%, ოლიგოკლაზს 6%, ჰიპერსტენს 3%, ბიოტიტს 1%, მაგნეტიტს 2%; მიკროკლინი ხშირად პერტიტულია. პერტიტული შენაზარდები იმდენად წვრილია, რომ მათ „თმისებრი“

პერტიტებს“ უწოდებენ. ისინი კალიუმის მინდვრის შპატში მოქცეული ალბიტის თმასავით წერილი სხეულაყებია. ჩარნოკიტების სტრუქტურა ალოტრიომორფულმარცვლოვანია, გრანობლასტური.

კალიუმის მინდვრის შპატი (მიკროკლინი) ჩარნოკიტებში მნიშვნელოვნად სჭარბობს პლაგოკლასს. ქანებს, რომლებშიც ანდეზინის რიგის პლაგიოკლასი (An<sub>35</sub>) სჭარბობს მიკროკლინს, ე ნ დ ე რ ბ ი ტ ე ბ ს უწოდებენ (ენდერბის მიწის სახელწოდების მიხედვით ანტარქტიდაში, სადაც პირველად იქნა აღმოჩენილი და აღწერილი).

ჩარნოკიტების გენეზისი ჯერ კიდევ საბოლოოდ არ არის დადგენილი; ფართოდაა გავრცელებული მათი წარმოშობის როგორც მეტამორფული (მეტასომატური), ასევე მაგმური თეორიები. მაგმური პიპერსტენიანი გრანიტებისაგან შედგება მსხვილი ინტრუზიული სხეულები ცენტრალურ ავსტრალიასა და ინდოეთში. მეტად გავრცელებულია, როგორც ჩანს, მეტამორფული ჩარნოკიტები, რომლებიც პირველადი ნალექების ან მაგმური ქანების ხარჯზეა წარმოშობილი. საინტერესოა ა. ვილსონის აზრი (1958), რომლის თანახმად ჩარნოკიტებად ქცევამდე ქანებს მრავალგზის განუცდიათ მეტამორფიზმი. ამავე დროს უკანასკნელ, ყველაზე მაღალტემპერატურულ მეტამორფიზმს არ ახლდა გავალცვა (გაგლინვა), რის შედეგადაც შეიძლება გაჩენილიყო კვარცის დამახასიათებელი ფირფიტისებრი სტრუქტურა და მინდვრის შპატების წაგრძელებული ფორმა, ტიპური კვარციით გამდიდრებული ღია ფერის გრანულიტებისათვის.

ამის მიუხედავად, თუ რომელი პროცესის — მაგმურის თუ მეტამორფულის შედეგად წარმოიქმნა ჩარნოკიტები, მათი ფორმირების ტემპერატურა (გრანულიტების მსგავსად) საკმაოდ მაღალი იყო, აირული ფაზის სახით მყოფი თავისუფალი H<sub>2</sub>O-ს რაოდენობა იყო ძალიან მცირე, ხოლო წნევა (P<sub>s</sub>) მაღალი. ან ძალიან მაღალი.

ჩარნოკიტები გვხვდება კამბრიულისწინა მეტამორფიტების გავრცელების მხოლოდ ზოგიერთ რაიონში. მათი ცნობილი გამოსავლები მდებარეობს ინდოეთში, შრი-ლანკაზე, აფრიკაში (ზაირი, უგანდა და სხვ.), სსრ კავშირში (კარელია, უკრაინა, ციმბირი და სხვ.). მინერალური შედგენილობის მიხედვით ჩარნოკიტები ჰგავს მათ შემცველ მეტამორფიტებს, წარმოიშობა მაღალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში.

საწყისი ქანების ამავე ჩგუფიდან წარმოიშვა გრანულიტური ფაციესური სერიისათვის დამახასიათებელი ო რ პ ი რ ო ქ ს ე ნ - პ ლ ა გ ი ო კ ლ ა ზ ი ა ნ ი და პ ი პ ე რ ს ტ ე ნ - კ ო რ დ ი ე რ ი ტ ი ა ნ ი რ ქ ა ქ ე ბ ი. ისინი წარმოშობილნი არიან შედარებით დაბალი საერთო წნევის (P<sub>s</sub>) პირობებში.

ტერმინი „დინამომეტამორფიტები“ (გრ. 12, ცხრ. 30) აერთიანებს ქანებს, რომელთაც განუცდიათ მსხვერვეა უმთავრესად ცალმხრივ მიმართული წნევის გავლენით, როგორც კრისტალიზაციის გარეშე (ტექტონოკლასტური ქანები ან ტექტონოკლასტები), ასევე ნაწილობრივი კრისტალიზაციის თანხლებით. პირველ შემთხვევაში ფორმირდება ისეთი ქანები, როგორცაა კაკირიტი, ტექტონიკური ბრექჩია, კატაკლაზიტი, მილონიტი, ფილონიტი. მეორე შემთხვევაში კი მეტამორფიტები. რომლებშიც დინამომეტამორფიზმს მოჰყვება ბლასტეზი; მაგალითად, ბლასტომილონიტი.

კაკირიტი (ტბა კაკირის მიხედვით, ფინეთი) ტექტონიკურად დამსხვერველი ბრექჩირებული ქანია, რომელშიც ცალკეული ნატეხები ერთი შეხედვით თითქმის არ არიან გადაადგილებული უწყისრიგოდ (ქაოსურად) განლაგებული მრავალრიცხოვანი წვრილი ბზარების მიმართ.

კაკირიტი დამახასიათებელია ქანების ტექტონიკური ბრექჩირების საწყისი. უდაბლესი სტადიისათვის. იგი წარმოიშობა იმ შემთხვევაში, როდესაც დისლოკაციური წნევა რამდენადმე აღემატება საწყისი ქანის სიმკვრივის; შედეგად ქანები იბზარება და ნაწილობრივ იმსხვერვეა. ჩვეულებრივ, აღნაგობის შესამჩნევი დარღვევის გარეშე. ამ პროცესს კაკირიტიზაცია ეწოდება.

ტექტონიკური ბრექჩია წარმოიშობა ტექტონიკური პროცესების (ცალმხრივი წნევის) ზეგავლენით, რღვევის (შეცოცება. ნაწევი. ნასხლეტი, შესხლეტვა) სიბრტყეების გასწვრივ მოძრავი ალოქტონური ბლოკისა და ავტოქტონური ბლოკის ხახუნის შედეგად. ბრექჩიის ნატეხების ზომა იცვლება უმნიშვნელოდან რამდენიმე ათეული და ასეული მეტრის სიდიდის ლოდებამდე (ალპური შეცოცებები). ნატეხებს შორის სივრცე ამოვსებულია შედარებით წვრილი ნამსხვერვეი მასალით, რომელიც შემაკავშირებელი მასის როლს ასრულებს: მასში უფრო გვიანა ჰიდროთერმული წარმონაქმნებიც აღინშნება. ტექტონიკურად ბრექჩირებული ზონის სიმძლავრე დამოკიდებულია საწყისი ქანების შედგენილობაზე და ბლოკების გადაადგილების მასშტაბზე (ამპლიტუდაზე). ზოგ შემთხვევაში ნატეხები უხეშად ორიენტირებულია.

ტექტონიკური ბრექჩია შესაძლოა წარმოიშვას აგრეთვე შრეების გარკვეული დასტის (წყების) დიფერენცირებული გადაადგილების ხარჯზეც.

ტექტონიკური ბრექჩია საწყისი ქანების ტექტონიკური მსხვერ-



ვის შემდგომი საფეხურის პროდუქტია; იგი ვითარდება დედამიწის ქერქის ზედაპირულ ზონაში.

**კ ა ტ ა კ ლ ა ზ ი ტ ი** (ბერძ. „კატაკლაზო“—ვანგრევ) კატაკლასტური ქანია. წარმოშობილი დისლოკაციური მეტამორფიზმის (დინამომეტარმორფიზმი, კატაკლაზი) შედეგად, რომელსაც არ ახლავს გადაკრისტალუბისა და მინერალწარმოქმნის მოვლენები. ხასიათდება საწყისი ქანის ძლიერ დეფორმირებული, გაღუნული და დამსხვრეული მინერალების არსებობით, რომლებიც ხშირად შეეცემენტებულია წვრილმარცვლოვანი (წვრილნამსხვრევი) პოლიმინერალური მასით. კაკირიტისაგან განსხვავდება მნიშვნელოვნად მეტი სიმტკიცით და წვრილი უწყესრიგო ბზარების არარსებობით, ხოლო მილონიტისაგან (იხ. ქვემოთ) — მინერალთა მსხვრევის ნაკლები ხარისხით და ლინზისებრ-ზოლიანი, ფიქლოვანი ტექსტურის არარსებობით.

ამრიგად, კატაკლაზიტის წარმოქმნის პროცესს მიეყავართ ქანის შინაგანი აგებულების დარღვევამდე და ნაწილობრივ მსხვრევამდე, რის შედეგადაც ხდება მინერალთა კრისტალური მესრის დეფორმაცია ტალღური ჩაქრობის და ცოცვის მრჩობლების გაჩენით; ამასთან. სხვადასხვა მექანიკური თვისებების მქონე მინერალთა დეფორმაცია სხვადასხვანაირად ვლინდება. კატაკლაზის დროს ქანის მსხვრევას არ ახლავს მინერალთა მარცვლების მნიშვნელოვანი დეფორმაციული გადაადგილება, რის გამოც კატაკლაზიტს შეუძლია შეინარჩუნოს საწყისი ქანის ტექსტურა და არ შეინარჩუნოს მისი სტრუქტურა. კატაკლაზის დროს საწყისი ქანის მინერალური და ქიმიური შედგენილობა, როგორც წესი, არ იცვლება ან იცვლება საკმაოდ უმნიშვნელოდ.

**მილონიტი** (ბერძ. „მილეს“ — წაქვილი) დამსხვრეული, კომპაქტური, კაჟისმაგვარი, ხშირად აშკარად ფიქლოვანი ქანია, წარმოქმნილი კატაკლაზიტის მსგავსად, ტექტონიკურ მოძრაობათა რღვევით (დიჟენექტურ) ზონებში, განსაკუთრებით ნასხლეტების, შესხლეტებებს და შეცოცებების სიბრტყეების გასწვრივ. ალოქტონური ბლოკი ნელა მოძრაობს რა ავტოქტონზე. ამსხვრევს და ხეხავს ქანებს, დაძაბულობა ანიჭებს მათ სიმკვრივესა და კომპაქტურობას; ერთდროულად ხდება ქანების გახეხილი, ნაწილობრივ გადაკრისტალებული ნაწილაკების დეფორმაციული გადაადგილება, რაც აპირობებს ზოლიანი და ფიქლისებრი (ფლუიდური) ტექსტურების გაჩენას. უკიდურესად გავალცვისას შესაძლოა წარმოიშვას ულტრამილონიტი. მილონიტი კატაკლაზიტისაგან მსხვრევის უფრო მაღალი ინტენსივობით და ფიქლისებრი ტექსტურის განვითარებით განსხვავდება. იგი დინამომეტამორფიზმის ბოლო პროდუქტია.

**ფილონიტი** გარეგნულად ჰგავს ფილიტს, მაგრამ მისგან განსხვავებით უფრო წვრილმარცვლოვანია, რაც განპირობებულია ზედ-

ნადები კატაკლახით — მილონიტიზაციით. ფილონიტი ხასიათდება ახელშრეული და დაფიქლებული საწყისი ქანების მილონიტიზაციით გამოწვეული ლინზისებურ-მარყუჟისებრი ფიქლოვნებით, რომელიც ქანებს მცირე ლინზისებრ უბნებად შლის. მაგალითად, კვარც-მუსკოვიტ-გრაფიტისანი ფილონიტები კიდევში გადალექილი გრაფიტის პატარა ლინზებით, რომლებშიც ფიქლოვნება ფიქსირებულია ფირფიტისებრი მუსკოვიტით; გრანატისშემცველ ფილონიტებში მინერალთა, მათ შორის ქარსის გროვები ლაგდებიან ფიქლოვნების გასწვრივ, ხან კი მის გარდიგარდმო.

ბლასტომილიონიტი მილონიტია, რომელშიც აღინიშნება ზედნადები გადაკრისტალება (ბლასტენი). მოცემულ შემთხვევაში საწყისმა ქანმა განიცადა ჯერ ღრმა ტექტონოკლასტური დამუშავება, ხოლო შემდეგ გადაკრისტალება ტემპერატურის ადგილობრივი აწევის გავლენით, რაც შეიძლება გამოწვეულია გეოიზოთერმების ამოწვევით. მაგმის შემოჭრით და სხვ. მეტამორფიზმის ამგვარ ტიპს „დინამოთერმულ მეტამორფიზმს“ უწოდებენ. ბლასტომილონიტის წარმოშობისას მილონიტი განიცდის კრებით გადაკრისტალებას, რომლის დროსაც მილონიტში გაბნეული ქარსი თავს იყრის უფრო მსხვილ ფირფიტებში და ქმნის უბნებს ლეპიდობლასტური სტრუქტურით; სოსურიტი გადაკრისტალდება ეპიდოტის და ცოიზიტის მარცვალთა აგრეგატში, სერიციტი — მუსკოვიტში, ქლორიტი — აქტინოლითში, ხოლო კვარცი და სხვა მინერალები გრანობლასტური სტრუქტურის ძირითად ქსოვილს შეადგენენ. კვარცის წვრილი მარცვლები ზოგჯერ განიცდიან კრებით გადაკრისტალებას, რის შედეგადაც წარმოიშობა უფრო მსხვილი მარცვლები — პორფირობლასტები, რომლებთანაც ერთად შეიძლება იყოს მილონიტიზაციის პროცესს გადარჩენილი, უმთავრესად მინდვრის შპატის მარცვლები, რომელთაც პორფიროკლასტებს უწოდებენ.

**დედამიწის (კონტინენტებისა და ოკეანეების)  
ენდოგენური გეოლოგიური ფორმაციები**

თ ა ვ ი x i

**ენდოგენური გეოლოგიური ფორმაციის ცნების შესახებ**

ენდოგენური გეოლოგიური ფორმაციის ცნება ან მოკლედ — ენდოგენური ფორმაცია, შემოტანილ იქნა ეგზოგენური (დანალექი, სედიმენტოგენური) გეოლოგიური ფორმაციის ცნების ანალოგიით (გ. ზარბე, 1962, 1966, 1970). ამასთან, გათვალისწინებულ იქნა, რომ მდნეულ გეოლოგიაში არსებობს ენდოგენური და ეგზოგენური (დანალექი, სედიმენტოგენური) საბადოების ცნება. ეს საბადოები შესაბამისად ქანთა ენდოგენურ და ეგზოგენურ ფორმაციებს უკავშირდებიან. აღნიშნულ ცნებათა უნიფიკაციის აუცილებლობა უდავოა.

ცნება „ენდოგენური ფორმაცია“ ფორმაციების უფრო ვიწრო ცნებებს აერთიანებს. ეფუზიურს. ანუ ვულკანურს, ინტრუზიულს, ანუ პლუტონურს, მეტამორფულს. მეტასომატურსა და პოლიგენეტურს. რომელთა ფორმირება სრულ გეოლოგიურ ციკლებში ცნობილი თანამიმდევრობით მიმდინარეობს და მოიცავს მდნეულ მინერალიზაციასაც მდნეული ფორმაციების წარმოქმნით. ამრიგად, გარკვეულ გეოლოგიურ ციკლში შემავალი კონკრეტული ფორმაციების (ეფუზიური, ინტრუზიული და სხვ.) სხვადასხვა ტიპები ერთობლიობაში ერთიან ენდოგენურ ფორმაციას შეადგენენ და გვხვდებიან ერთი ტიპის გეოსტრუქტურებში, დედამიწის განვითარების სხვადასხვა ეტაპზე.

ენდოგენური ფორმაციის ცნება არ გამორიცხავს ფორმაციათა უფრო ვიწრო ცნებებს: მაგმურს (ეფუზიური, ინტრუზიული), მეტამორფულს და სხვ.

არჩევენ კონკრეტულ და განზოგადებულ, ანუ აბსტრაქტულ ფორმაციებს (ფორმაციულ ტიპებს). მოცემულ წიგნში კონკრეტული ფორმაციები გაიგივებულია ქანთა კომპლექსებთან (მაგმური კომპლექსი, მეტამორფული კომპლექსი და სხვ.), რომლებიც გარკვეულ გეოსტრუქტურულ მხარეში წარმოქმნიან ასაკისა და პარაგენეზისის მიხედვით მსგავს, მაგრამ სხვადასხვა შედგენილობის ქანთა სხეულებს.

მაგმურ (ან მეტამორფული) ფორმაცია განზოგადებული ცნებაა. იგი აერთიანებს სხვადასხვა ასაკის ერთი ტიპის ქანთა კომპლექსებს, ე. ი. წარმოდგენს ქანების ასოციაციას. წარმოშობილს სხვადასხვა გეოლოგიურ დროში დედამიწის სხვადასხვა უბნებზე მსგავს გეოსტრუქტურულ პირობებში.

ცნება „ენდოგენური ფორმაცია“ შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ასოციაციაში მყოფი ქანების რთული გენეზისის დროსაც. მაგალითად, კავკასიონზე განვითარებულია ქვედა და შუაიურული ვულკანოგენური თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფორმაცია, რომელიც გეოსინკლინურ პირობებშია წარმოშობილი. იგი უმთავრესად წარმოდგენილია ინტენსიურად დაფიქლებული, სუსტად გადაკრისტალებული თიხაფიქლების (მეტამორფიზმის თიხაფიქლების ფაციესი), ნაკლები რაოდენობით პალეოტიპური ვულკანური წარმონაქმნების (სილები, დაიკები) და ტუფების სახით, რომლებიც ზოგან სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტულ უბნებს (ქვეფორმაცია) ქმნიან. აღნიშნული ერთიანი ფორმაციის ორ დამოუკიდებელ-მეტამორფულ და ვულკანოგენურ ფორმაციად გაყოფა მიზანშეწონილი არ არის, მით უმეტეს, რომ ვულკანურ ქანებს მწვანე ქვის გარდაქმნა განუცდიათ.

აღსანიშნავია, რომ ფართოდ გავრცელებული აზრი სპილიტ-კერატოფირული მაგმური ფორმაციის შესახებ არაა გამართლებული. ეს ფორმაცია არ არის ქვეშარიტად მაგმური, ვინაიდან სპილიტები და მათთან ასოციაციაში მყოფი სხვა პალეოტიპური მაგმატიკები მეტამორფიზებული არიან მწვანე ქვის ფაციესის პირობებში. ენდოგენური ფორმაციის ცნება შეიძლება გამოყენებულ იქნეს იმ შემთხვევაშიც, როდესაც არ ხერხდება ფორმაციის წარმოქმნელი ქანების გენეზისის ერთნიშნად დადგენა. მაგალითად, მკვლევართა ერთი ნაწილი თვლის, რომ გარკვეული გრანიტოიდები ან სხვა ქანები წარმოიქმნენ მეტასომატური გზით, მეორენი — მაგმის კრისტალიზაციის შედეგად. მესამენი კი — ორივე აღნიშნული წესით, ე. ი. ისინი ჯერ მაგმური გზით წარმოიშენენ, შემდეგ მათ დაედო ნატრიუმისი და კალიუმისიანი მეტასომატოზის თანამიმდევრულად განვითარებადი პროცესები მიკროკლინიანი გრანიტების წარმოქმნით, რომლებიც ზოგჯერ შეიცავენ უფრო ძველი პლაგიოგრანიტების გარდაუქმნელ ცალკეულ მინერალებს ან მთელ უბნებს გრანიტოიდების ერთიან სხეულში. ისინი უნდა მოვაკუთვნოთ რთული გენეზისის (პოლიგენეტურ) ფორმაციებს.

ენდოგენური ფორმაციების მთლიანად და არა ცალ-ცალკე. მაგ-  
მურ ან შეტამორფულ. ან უფრო მცირე, მაგალითად, ვულკანურ და  
სხვა ფორმაციებად განხილვის უპირატესობა იქ. სადაც ისინი ერთიან  
გეოლოგიურ ციკლს შეადგენენ იმაში მდგომარეობს, რომ ენდოგე-  
ნური ქან- და მადანწარმოქმნის პროცესები ურთიერთდაკავშირებუ-  
ლი და ურთიერთგანმაპრობებელია და ანაცვლებენ ერთმანეთს დრო-  
სა და სივრცეში.

ქვემოთ მოყვანილია დედამიწის (კონტინენტების, ოკეანეების)  
ენდოგენური ფორმაციების დახასიათება.

## თ ა ვ ი x i i

### დედამიწის განვითარების მთავარი ეტაპების ფორმაციები

ენდოგენური ქანების ფორმაციული ანალიზი საშუალებას იძლევა  
გამოვლინდეს მათი ჩამოყალიბების კანონზომიერებანი დედამიწის გე-  
ოლოგიური ისტორიის მანძილზე. ყველა გეოლოგიურ ფორმაციას  
ისტორიულ ასპექტში სამ მთავარ ეტაპად ვაერთიანებთ: პროტოგეო-  
ლოგიური (კატარქული-ადრეარქული, ანუ პროტოგეული), პროტო-  
ბაქნურ-პროტოგეოსინკლინური (გვიანარქული-ადრეპროტეროზოული,  
ანუ მეზოგეურ-ადრენეოგეული) და ბაქნურ-გეოსინკლინური (გვიან-  
პროტეროზოულ-ფანეროზოული, ანუ რაფეული+ვენდი-ფანეროზო-  
ული).

მოტანილ დაყოფას, სხვა მსგავს დაყოფასთან შედარებით. გარკვე-  
ული უპირატესობა აქვს, ვინაიდან შემუშავებულია ერთიანი პრინცი-  
პის მიხედვით, რომელიც ასახავს ლითოსფეროს ძირითადი გეო-  
სტრუქტურების თანდათანობით ევოლუციას და ერთი თვისობრივი  
მდგომარეობის მეორე თვისობრივ მდგომარეობაში გადასვლას რაო-  
დენობრივი შუალედური სტადიების გავლით.

### კრონოგეოლოგიური ეტაპის ფორმაციები

ამ ეტაპის სავარაუდო ქვედა ასაკობრივი საზღვარი 4500—4600  
მილიონი წელია. იგი შეესაბამება მთვარის პლანეტურ მაფუტურ ვულ-  
კანიზმს. ზედა ასაკობრივი საზღვარი დაახლოებით 3500 მილიონი წე-  
ლია (საამის დიასტროფიზმი).

განხილულ ეტაპზე ვულკანიტების მეტამორფიზმს დედამიწაზე,  
როგორც ჩანს, ფართო ხასიათი ჰქონდა და ხორციელდებოდა რო-  
გორც მაგმის უშუალო ზემოქმედებით ქანებზე, რომლებიც ქმნიდნენ

დედამიწის თხელ გარსს და აგებდნენ მაგმის ამომყვანი მრავალრიცხოვანი არხების კედლებს (კონტაქტური მეტამორფიზმი), ასევე პოსტუულკანური აირ-ჰიდროთერმების აქტიურობით, რაც იწვევდა დედამიწის გარსის ქანების გარდაქმნას მათი განლაგების სიღრმის შესაბამისად (რეგიონული მეტამორფიზმი). ხსნარების აღმავალი ცირკულაცია მიმდინარეობდა მრავალრიცხოვანი არაორიენტირებული ოღვევების გასწვრივ, რომლებიც, როგორც ჩანს, ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს თანდათანობითი ჩამოყალიბების განმაპირობებელ ელემენტებთან ერთად სულ უფრო მზარდი რაოდენობით შეიცავდნენ აგრეთვე ლითოფილურ ელემენტებსაც. შესაძლებელია, რომ აღნიშნული ხსნარების ზემოქმედებით მიმდინარეობდა ალოქიმიური რეაქციები, რომლებიც თანდათანობით გადაამუშავებდნენ დედამიწის გარე გარსის ფემურ ქანებს სულ უფრო ნაკლებად ფემურ ქანებად. საერთოდ, დედამიწის გარსის ლითოფილური ელემენტებით გამდიდრების ეს პროცესი, რომელიც შემდგომ ეტაპებზე გრძელდებოდა, შეუქცევადია ჩვენი პლანეტის გრანიტულ-მეტამორფიტულ ფენის ფორმირების მიმართულებით მიმდინარე ქიმიური გარდაქმნების (დებაზიფიკაციის) ჭაჭვეში. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ანატექტიკური მაგმები და გრანიტოიდები, როგორც ჩანს, ჩნდებოდნენ უფრო გვიან, დედამიწის გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენის (კონტინენტური გარსის) ფორმირების შემდეგ.

სავარაუდოა, რომ პროტოგეოლოგიურ ეტაპზე ეულკანოგენურ-ტერიგენული წარმონაქმნები ასრულებდნენ უმნიშვნელო როლს, რომელიც იზრდებოდა ამ ეტაპის ზედა ასაკობრივ ზღვართან მიახლოებისას. ამ საზღვარზე პირველად შეინიშნება მიკროორგანიზმები (სვაზილენდის სისტემა — სამხრეთ-აღმოსავლეთი აფრიკა, სერია ონვერვანტი), ნახშირბადის ბიოგეოლოგიური ციკლის პროცესი, სისტემის — ატმოსფერო — ჰიდროსფერო — სტრატისფერო მდგრადი ურთიერთმოქმედება, დედამიწის გარე გარსებში ნივთიერების მიგრაცია, იშუას რაიონის (დასავლეთ გრენლანდია) და კანადის უძველესი (3760 მილიონი წელი) მეტაკვარციტების წარმოშობა და ნახშირბადის შემცველი ნალექების მასობრივი დაგროვება (3700—3500 მილიონი წელი).

პირველი ეტაპის ზედა ასაკობრივ საზღვარს უკავშირდება კარგად შესწავლილი უძველესი (მაგრამ არა ყველაზე ძველი) ქანები — „ნაცრისფერი გნეისები“, რომლებიც შემდეგ ადგილებშია ცნობილი: ამიტსოკი (დასავლეთ გრენლანდია), ლაბრადორის აღმოსავლეთი სანაპირო (კანადა), მინესოტას შტატი (აშშ). ამ ქანებისა და მათში ჩართული მაფიტების ჯამურა ქიმიური შედგენილობა უახლოვდება კონტინენტური ქერქის შედგენილობას. „ნაცრისფერი გნეისების“ საწყის ქანებად თვლი-

ან ანდეზიტური შედგენილობის ვულკანოგენურ ქანებს. ისინი ზოლიანობას (რელიქტურ შრეულობას) ამჟღავნებენ და ზოგჯერ მეტადანალექ ქანებს ენაცვლებიან.

ამავე ეტაპს ვაკუთვნებთ უპირატესად შემდეგ საწყის ვულკანურ ქანებს: ინდოსტანის დოდხარვარის გნეისებს, სამხრეთ აფრიკის საბაკვისა და გვინეის ფარების წარმონაქმნებს, გრენლანდიისა და ანტარქტიდის ჩარნოკიტ-მიგმატიტურ ფორმაციას ( $3980 \pm 170$ ,  $3900 \pm 300$  მილიონი წელი), სვაზილენდის (აფრიკა) და პილბარას (ავსტრალია) გრანიტოიდ-გნეისებს ( $3800$ — $3400$  მილიონი წელი), მონტონისა და მონტევიდეოს (კანადა) გრანიტოიდ-გნეისებს და ტრონდემიტებს ( $3500$  მილიონი წელი), აღმოსავლეთ ანტარქტიდის ჰიპერსტენიან დიორიტებს (ენდერბიტებს), ადრეარქეულ მძლავრ ანორთოზიტებს, კერძოდ, თეთრი ზღვის გაბრო-ანორთოზიტების ფორმაციას ბალტიის ფარზე, აღმოსავლეთ ციმბირის ალდანის კომპლექსს და სხვ. ჩვეულებრივ, ქანები მეტამორფიზებულია გრანულიტური და ამფიბოლიტური ფაციესების პირობებში.

ციმბირისა და რუსეთის ბაქნების შედგენილობაში შემავალი მეტამორფიტების საწყისი ქანები (გამიგმატიტებული და გაგრანიტებული ამფიბოლიტები, პიროქსენიანი გნეისები და კრისტალური ფიქლები) ითვლებიან უძველეს მაფიტურ ვულკანოგენურ წარმონაქმნებად. ბაიკალისპირეთში გვხვდება დაციტის ტიპის ვულკანიტებისაგან წარმოქმნილი ნატროუმიანი ჩარნოკიტები, რომლებიც პიროქსენიან გრანულიტებთან მორიგეობენ.

ვულკანიტების თანადროული ინტრუზიული ქანებიდან (ვულკანურ-პლუტონური ფორმაციები) განხილულ ეტაპს შეიძლება მივაკუთვნოთ ქანთა შემდეგი ანტიდრომული რიგი: ენდერბიტები, გაბრო-ლაბრადორიტები, გაბრო-ნორიტები და ნაკლები რაოდენობით პერიდოტიტები, ოლივინიტები და პიროქსენიტები, რომლებიც შედარებით სრულადაა წარმოდგენილი თეთრ ზღვასა და ბალტიის ფარზე. ვენერას ქანების კაემ-ჟავიანობიდან ( $K \approx 4\%$ ) გამომდინარე, რაც  $A$  — სპექტრომეტრული ანალიზითაა დადგენილი სადგურ „ვენერა — 9“-ის მიერ, თვლიან, რომ დედამიწის ზედაპირული გარსის საწყისი შედგენილობა ანდეზიტურ-ბაზალტური ან ანდეზიტური იყო. ეს დებულება, გრინ-რინგვუდის აზრით, აიხსნება დედამიწის ღრმა ზონებიდან ზედაპირისაკენ მაღალი წნევის პირობებში ადვილად ლობადი ანდეზიტური მდნარების დამატებითი მიგრაციით. არ უარვყოფთ რა დედამიწის გარსის ანდეზიტურ-ბაზალტური ან ანდეზიტური შედგენილობის ფორმირების აღნიშნულ მექანიზმს, ვთვლით, რომ დედამიწის მაფიტური (ბაზალტური) გარსის განვითარების პროტოგეოლოგიურ სტადიაში კაჟითა და ტუტეებით მის თანდათანობით გამდიდრებაში მთავარ როლს ასრულებდნენ ამ ელემენტების შემცველი აღმავალი ხანარები. უკანასკნელნი ინტენსიურად ვლინდებოდნენ

გარკვეულ უბნებზე ვულკანიზმის დროებითი შეწყვეტის შემდეგ და მათი გენერაცია ხდებოდა პროტომანტიაში. ამრიგად, ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ჩვენი პლანეტის მაფიტურმა პროტოგარსმა განიცადა მეტასომატური შეცვლა და თანდათანობით კაჟმეაჟა და ტუტე შედგენილობა მიიღო. უფრო გვიან ამოიფრქვა ანდეზიტები, ჩამოყალიბდა ანორთოზიტები, ენდერბიტები, პლაგიოგრანიტები, შედარებით უფრო სილიციუმმეაჟა და ტუტე გრანიტოიდები, ტონალითები, ტრონდემიტები და გრანოლიორიტები, რომლებმაც განაპირობეს დედამიწის გარსში პირველი, შედარებით სტაბილური უბნების (გუმბათების) ჩასახვა.

ვულკანიზმის პროდუქტებისა და დედამიწის პროტოგარსის შედგენილობის განსაზღვრისას მკვლევარები მხედველობაში არ იღებენ დედამიწის განვითარების პროტოგეოლოგიურ ქვეეტაპზე ინტენსიურად მიმდინარე ალომეტამორფულ და მეტასომატურ პროცესებს. ამ სტადიაში და განხილულ ეტაპზე მთლიანად, როგორც ჩანს, იზოქიმიური მეტამორფიზმი საერთოდ არ მიმდინარეობდა.

ცნობილია, რომ ალოქიმიურ მეტამორფიზმსა და მეტასომატოზს შეუძლია მთლიანად გარდაქმნას სუბსტრატის ქანები. ავტორმა კეკასიის პალეოზოურსა და მეზოზოურში აღწერა მეტასომატური პროცესების საინტერესო მოვლენები, კერძოდ, გაბროიდის გარდაქმნა პლაგიოგრანიტად და შემდგომ მიკროკლინიან გრანიტად; ბაზალტისა და ანდეზიტის გარდაქმნა კვარციან პორფირიტად და კვარციან ალბიტოფირად კვარცის ფენოკრისტალებით, რომლებშიც აღინიშნება პროცესის ყველა შუალედი სტადია.

ავტორმა გამოთქვა მოსაზრება დედამიწის კაჟმეაჟა ქერქის წარმოშობის მიზეზების შესახებ. აღნიშნა, რომ ამ პროცესში სხვა პროცესებთან ერთად წამყვან როლს თამაშობდა საწყისი მაფიტური სუბსტრატის მეტასომატური გრანიტიზაცია, განპირობებული კაჟისა და ტუტეების შემცველი აღმავალი წყლიანი ფლუიდების ხანგრძლივი ზემოქმედებით (მანტიის დეგაზაცია). ეს პროცესი თვალნათლივსა გამოხატული გვიანდელ წარმონაქმნებში, რადგან უკეთესადაა შემონახული, რაზეც ჩვენ არაერთხელ მიგვიქცევია მკვლევართა ყურადღება. „მაგმის დეგაზაცია... შესაძლოა მიმდინარეობდეს მხოლოდ მაგმის მიერ იმ წყლიანი ფლუიდური კომპონენტების გამოტანის შედეგად, რომლებიც თავისუფლდებიან სილიკატური შემადგენლისაგან მაგმის კრისტალიზაციისას დედამიწის ქერქის ზედა პორიზონტებში“ (გ. პეტროვი, 1980, გვ. 21). გ. ეზი (1976, 1978, გვ. 119) აგრეთვე თვლის, რომ ადრეკამბრიულისწინა პირველად-დანალექი და ვულკანოგენური ქანები ფორმირდებოდა გაგრანიტებული მაფიტებისა და ულტრამაფიტების ხარჯზე, რომლებიც გარდაიქმნენ მეტად სილიციუმმეაჟა მეტამორფიტებად „სიღრმული ფლუიდების მიერ ქერქში კაჟმეიწისა და ტუტეების შემოტანის შედეგად“.

ზოგი მკვლევარის აზრით პირველი კაჟმეაჟა მიგმატიტები წარმოიშ-



ვა ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების გადადნობის გზით, რომელთაც არაერთგზის განუტედათ არაერთჯერადი დანალექი დიფერენციაცია და ხშირად იკვეთებიან გრანიტოიდებით. ამ აზრის საპირისპიროდ ჩვენს უკანასკნელ შრომებში ვწერთ: „ის ფაქტი, რომ ქანები, რომელთაც შეიძლება ნამდვილი გრანიტოიდები ვუწოდოთ, გაჩნდნენ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებებზე გვიან, არ გამოდგება გრანიტების დანალექი წყებების გადადნობის ხარჯზე წარმოშობის საბუთად, ვინაიდან ეს წყებები იმ დროს, ბუნებრივია, ჯერ კიდევ სუსტად დახარისხებული უნდა ყოფილიყვნენ. საჭიროა აგრეთვე სერიოზული ანგარიში გავუწიოთ მეტასომატური გრანიტიზაციის უპირატესი განვითარების ფაქტს მაფიტური სუბსტრატის გავრცელების რაიონებში, რაც აღინიშნება ფანეროზოულ გრანიტოიდებშიაც. რომლებიც უკავშირდებიან ბაზალტურ სუბსტრატზე ჩასახულ ეგეოსინკლინებს (ოკეანური ქერქი)“.

როგორც ჩანს, უნდა დავუშვათ, რომ დედამიწის მანტია მეტად აქტიური იყო მთვარის მანტიასთან შედარებით. პროტომანტია ზემოთ განლაგებული მძლავრი ასტენოსფეროდან უხვად ამარაგებდა დედამიწის ზედა გარსებს მაგმითა და ქიმიურად აქტიური სხვადასხვა ელემენტებით (ფლუიდების სახით); ეს პროცესი აპირობებდა ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს თანდათანობით ჩამოყალიბებას და ადრეული ქანების მეტამორფიზმს და მეტასომატიზმს ჟანგბადის დეფიციტის პირობებში, რაც  $Fe_2O_3:FeO$  დაბალ მნიშვნელობაში ვლინდება. მთვარეზე ეს პროცესები, როგორც ჩანს, უმნიშვნელო იყო, რაც დასტურდება იქ კვარცის და გრანიტოიდების ტიპის მეტამორფული და კაჟმყავა ქანების არარსებობით. ამიტომ საეჭვოა დადასტურებულად ჩაითვალოს მთვარეზე აირ-ჰიდროთერმების გამოყოფა იმ მოცულობით, რომ ატმოსფერო და ჰიდროსფერო წარმოქმნას. ამ უკანასკნელთ ვერ აკავებდა პლანეტა და სამყაროს სივრცეში გაითანტებოდა.

დედამიწის განვითარების პროტოგეოლოგიურ-პროტობაქნურის-წინა ეტაპისათვის დასახულია შემდეგი ენდოგენური ფორმაციები (ფორმაციული ტიპები):

ბაზალტური პროტოგეოლოგიური ქვეეტაპისათვის დასაშვები;

მეტაბაზალტური: 1. გნეის-ამფიბოლიტური; თეთრი ზღვის სერიოზული ფარზე (სამიური), ზედა ასაკობრივი საზღვარი 3000 მლნ. წელი (ლოპიური). 2. გნეის-მიგმატიტ-კრისტალური ფიქლებს; ციმბირის და რუსეთის ბაქნები და სხვ. ამფიბოლიტ-ამფიბოლ-ბიოტიტ-გნეისური: უკრაინის ფარი და სხვ.;

ულტრამაფიტ-მაფიტური: 1. მეტაპერიდოტიტ-პიროქსენიტური; იისკის კომპლექსი აღმოსავლეთ საიანში და სხვ. 2. ანორთოზიტ-გაბროული, აღმოსავლეთ საიანის ტაგულსკის კომპლექსი და სხვ.;

მაფიტ-ულტრამაფიტური (პროტოოფიოლიტური, პროტომწვანექ-

ვის სარტყელი): გაბრო (-დიაბაზ)-ულტრამაფიტური (ჰიპერბაზიტური)-გნეის-პიროქსენ-პლაგიოკრისტალურფიქლებრივი; აღმოსავლეთ ვეროპის, ციმბირის, ინდოსტანის ბაქნები, უკრაინის ფარი;

მეტაანდეზიტ-მეტაბაზალტური: 1. დიაბაზ-პორფირიტ-ამფიბოლიტ-პლაგიოკრისტალურფიქლებრივი; კეივი—კოლის ნახევარკუნძული და სხვ. 2. პერიდოტიტ-ენდერბიტ-გაბრო-ანორთოზიტული; ბალტიის ფარი (თეთრი ზღვის რაიონი), აღმოსავლეთი ანტარქტიდა და სხვ. 3. გნეისურ-ლეპტიტური; ბალტიის ფარი (კოლის ნახევარკუნძული და სხვ.);

ანორთოზიტ-მანგერიტული (უფრო გვიან ანორთოზიტ-გრანიტულ კომპლექსთან ასოციაციაში); სტანოვოი, გრენვალის და ანაბარის სარტყლები;

გაბრო-ანორთოზიტული; ბალტიის და ალდანის ფარები და სხვ.; ტრანალათ-ტრონდიემიტური (ვულკანურ-პლუტონური; მეტაანდეზიტები, ტონოლათ-ტრონდიემიტური გნეისები, მიგმატიტები, ამფიბოლიტები)-„ნაცრისფერი გნეისების“; ბალტიის, უკრაინის და კანადის ფარები, სამხრეთ და დასავლეთ აფრიკის მხარეები და სხვ.;

მეტატერაგენულ-კვარციტული; იისუა — დასავლეთ გრენლანდია, საბჰოთა კავშირის შორეული აღმოსავლეთი და სხვ.;

მეტავულკანოგენურ-მეტაკვარციტული; იისუა — დასავლეთ გრენლანდია;

ჰიპერსტენ-გნეისურ-მიგმატიტური-გრანულიტ (-ენდერბიტ)-ჩარნოკიტული; ციმბირის ფარი (ბაიკალისპირეთი) და სხვ.;

ჰიპერსტენ-ბიოტიტ-პლაგიოგნეისური; ბალტიის ფარი და სხვ.; მეტაგაბრო-პლაგიოგრანიტული;

გრანიტულ-გნეისური; სვაზილენდი — სამხრეთ-აღმოსავლეთი აფრიკა, პილბარი—ავსტრალია და სხვ.;

მიგმატიტ-გრანიტული; ბალტიის ფარი და სხვ.;

აღსანიშნავია, რომ კატარქეულსა და არქეულში ლითოსფეროს განვითარების სტადიები მის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვა იყო, ხოლო ენდოგენური ქანთწარმოქმნის თანამიმდევრობა — დაახლოებით ერთნაირი. დედამიწის გარსის ამგვარი არათანაბარი (უბნობრივი) განვითარება ღვინდება აგრეთვე პროტობაქნურ-პროტოგეოსინკლინურ ეტაპზეც.

#### პროტოპაქნურ-პროტოგეოსინკლინური ეტაპის ფორმაციები

პროტობაქნურ-პროტოგეოსინკლინური ეტაპის ასაკობრივი საზღვრებია 3500—2600 (კენორული დიასტროფიზმი) — 2000 მილიონი წელი (ბაქნების წარმოქმნა; 2000 მილიონი წლის წინათ დედამიწის კონვექციური აქტივობა მეტად ინტენსიური იყო). ამ ეტაპზე მრავალ ტერიტორიაზე ხდება კონტინენტური ქერქის ინტენსიური ზრდა, ადრე წარმოქმნილი შედარებით სტაბილური უბნების (გუმბათების) გასწვრივ, იმ პროტოგეოსინკლინების კვდომის ხარჯზე, რომლებმაც განიცადეს დეფორმაცია, ალოჰიმიური მეტამორფიზმი და მეტასომატური გრანიტიზაცია.

აღდანის ფარზე 3000 მილიონი წლის წინათ აღდანი-ტიმპტონის ბლოკის უბანზე წარმოშობილი პროტობაქანი გარდაიქმნა პროტოგეოსინკლინად, რომელმაც არსებობა შეწყვიტა 2600 მილიონი წლის წინათ და შემდეგ კვლავ მიიღო პროტობაქნური განვითარება. პროტობაქნურ ქვეეტაპზე აქ წარმოიშვა უზარმაზარი სისქის (12—13 კმ) დანალექი საფარი, რომელიც მწვანე ქვის, ნაწილობრივ ამფიბოლიტური ფაქციის პირობებში მეტამორფიზებულ კაემქევა ვულკანიტებს შეიცავს. საფარის წარმონაქმნები დაკეცილია ბრახიმორფულ ნაოქებად. აღდანის ფარის განვითარების ბოლო სტადიაში (1900± 100 მილიონი წლის წინათ) ბაქნური ქვეეტაპის დასაწყისში ჩამოყალიბდა კოდარო-კამენსკის მსხვილი გრანიტოიდული ლოპოლითი.

კამბრიულისწინა ტრაპული ფორმაცია (დორესის კომპლექსი) უკავშირდება ეპიარქეული პროტობაქნის აქტივიზაციის დამაფიქსირებელ გრაბენ-სინკლინებს. იგი შედგება პროტობაქნური საფარის ნალექებში განლაგებული სუბვულკანური სხეულებისაგან (სილები, დაიკები). ქანები წარმოდგენილია კონგო-დოლერიტების, მიკროგრანოფირული დოლერიტების, დიაბაზებისა და მცირე რაოდენობის ტაქსიტური დოლერიტების, ფეროდოლერიტების, გრანოფირების და გაბრო-პეგმატიტების სახით, რომლებიც მაღალ საერთო რკინიანობას (78%-მდე) ამჟღავნებენ. დადგენილია კამბრიულისწინა ტრაპების ჩამოყალიბების სამი სტადია: 2200—2000, 1540—1500 და 1200—1000 მილიონი წელი.

პროტობაქნის ფორმირების მეორე მაგალითია ტრანსვაალი (საძხრეთ-აღმოსავლეთი აფრიკა). აქ, სეაზილენდის „სისტემის“ არქეული ქანების დეფორმაციის შემდეგ წარმოქმნილი კონსოლიდური უბანი აღრეპროტეროზოულში გადაიქცა პროტობაქნად, რომლის ჩრდილოეთი მხარე დაიძირა, ხოლო სამხრეთი (სამხრეთი როდენია და ნატალო) — აზევდა და წარმოიქმნა მძლავრი უხეშნატეზოვანი ნალექები („სისტემა“ დომინიონ რიფი) და სუბექვენტური ვულკანიტები — რიოლითები (კვარციანი პორფირები), ანდეზიტები, ბაზალტები და სინქრონული ინტრუზივები — გაბრო და გრანიტები (ვულკანო-პლუტონური ფორმაცია). მეორე დანალექი „სისტემა“ ვენტერსდორპი, რომელიც ღრმულებს ავსებს, ხასიათდება ანდეზიტობაზალტური, იშვიათად რიოლიტური შედგენილობის ვულკანიტებით. მხარის განვითარების დამაგვირგინებელ სინდეფორმაციულ სტადიაში წარმოიშვა არქეული ფუნდამენტისა და დანალექი საფარის სიბრტყის ვასწვრივ განლაგებული გრანიტოიდული სხეული (პონგოლის პლუტონი).

პროტობაქნების პერიფერიებზე ყალიბდებოდნენ ანორთოზიტების ავტოქტონური მსხვილი ხაზოვანი მასივები (ცნობილია აღდანი-სტანოვოის, ანაბარის და ბალტიის ფარების ფარგლებში). ისინი წარ-

მოიშენენ Ca—Al მეტასომატოზის შედეგად, რასაც თან ახლავს Mg, Fe და Ti გატანა და ბაზიფიკაციის პროცესები, რომლებმაც განაპირობეს ტიტანომაგნეტიტის გამადნების ზონის წარმოქმნა.

აღნიშნული ანორთოზიტები, სხვა უფრო გვიანი ანორთოზიტები-საგან არსებით განმასხვავებელ თავისებურებათა გამო (რიტმული შრეულობის არარსებობა, მეტი ლეიკოკრატულობა,  $Al_2O_3$ -ის მაღალი შემცველობა), გამოიყოფიან დამოუკიდებელი ანორთოზიტული ფორმაციული ტიპის სახით. მეორე ფორმაციად (ფორმაციულ ტიპად) უნდა ჩაითვალოს ანორთოზიტ-ულტრამაფიტ-გაბროიდული ფორმაცია. ამ შემთხვევაში ანორთოზიტები შედიან განშრევებული ინტრუზივების შედეგნილობაში.

პროტობაქნურ-პროტოგეოსინკლინური ეტაპის პროტობაქნური ქვეეტაპი, კონტინენტური ქერქის განვითარების სხვადასხვა ადგილზე სხვადასხვა დროს დაიწყო — უკრაინის ფარის აზოვისპირა რაიონში 3500 მილიონი წლის, კოლის ნახევარკუნძულზე — 3400.—3100 და კანადის ფარზე — 2400 მილიონი წლის წინათ. რუსეთის ბაქნის კამბრიულისწინა ფუნდამენტის კონსოლიდაციის დრო, განსაზღვრული რიფეული ავლაკოგენების ჩამოყალიბების, ფარებისა და მასივების განცალკევების დროის მიხედვით, 1800—1600 მილიონი წელია. კოლის ნახევარკუნძულზე პროტობაქნური ქვეეტაპის დასაწყისს უკავშირდება პიროქსენიტებით და ნორიტებით აგებული მონჩეგორსკის სტრატოფორმული ინტრუზივის წარმოქმნა. სხვა განშრევებული ინტრუზივები. როგორცაა ბუშველდი (გვიანი წითელი გრანიტების ასაკი  $1500 \pm 50$  მილიონი წელი), სტილუოტერი, სადბერი, დიდი დაიკა და სხვ., ჩამოყალიბდნენ აგრეთვე პროტობაქნებზე.

ზოგიერთი მკვლევარი (S. G. Shand) ბუშველდის ინტრუზივის ზედა ნაწილში განლაგებულ წითელ გრანიტებს თვლის ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტად, რის დასადასტურებლადაც სხვა მონაცემებთან ერთად იყენებს ნ. ბროუნის ცნობილ ექსპერიმენტს. ჩვენ აღრინდელ ნაშრომში (გ. ზარიძე, 1966) ყურადღება გავამახვილეთ ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით გრანიტების მიღების შეუძლებლობაზე და აღვნიშნეთ საერთოდ ამ ჰიპოთეზის დაუმტკიცებლობა. დღეს მრავალი პეტროლოგი, საერთოდ, უარყოფს ბუშველდის წითელი გრანიტებისა და გრანიტოიდების ასეთ გენეზისს. ვ. პეტროვი (1980, გვ. 23) აღნიშნავს, რომ ბაზალტის ყველაზე კაემჟავა დიფერენციატი შეიძლება იყოს დიორიტი, უკეთეს შემთხვევაში კვარციანი (მიკროპეგმატოტური) დიორიტი და რომ გამოყოფილი კრისტალების ფრაქციონირების გზით გრანიტოიდების წარმოქმნის რეალური მექანიზმი ხელთ

არა გვაქვს. იგივე ავტორი გრანიტული მავმის გენერაციის ერთადერთ მექანიზმად ევტექტიკურ კრისტალიზაციას თვლის.

განშრევებულ (სტრატოფიცირებულ) ინტრუზივებს შორის გამოყოფენ ქანების სამ მთავარ ასოციაციას (ფორმაციას): მაფიტურ-ულტრამაფიტურს, ულტრამაფიტურ-ბაზალტურს მალალი ტუტრიანობით და ტუტეს, რომელიც ფანეროზოული განშრევებული ინტრუზივებისათვის დამახასიათებელი არ არის. პირველი ორი ფორმაცია განვითარებულია უმთავრესად პროტობაქნების ფარგლებში და ადრეული კონსოლიდაციის მხარეებში.

ბუშველდის ლოპოლიტი, რომელსაც ძაბრისებრი ფორმა აქვს, გემამაში 65000 კმ<sup>2</sup> ფართობზეა გაქიმული და განლაგებულია ტრანსვალის სინეკლიზის ცენტრალურ ნაწილში. მისი სისქე ზოგ ადგილას 8 კმ-ს აღწევს. ლ. უეიჯერის და გ. ბრაუნის (L. Wager & G. Brown, 1963) მიხედვით, ინტრუზივი ფორმირდებოდა შემდეგნაირად: ბაზალტური მავმის შემოჭრის შემდეგ დაიწყო კრისტალიზაცია; კრისტალები იძირებოდნენ მდნარში და მუდმივი კონვექტური დენების საშუალებით გადადიოდნენ ზედა, შედარებით ცივი ზონებიდან კამერის ღრმა ჰორიზონტებში, შემდეგ კი ილექებოდნენ რეზერვუარის ფსკერზე. მათივე აზრით, მინერალების განაწილება მკაცრად განისაზღვრება ქანების სტრატომორფულ თანამიმდევრობით. რაც გამოიხატება მასივის გაშიშვლებულ ფუძეში ულტრამაფიტური დიფერენციატების მაფიტური შედგენილობის ქანებით, შემდეგ საშუალო შედგენილობის, და ბალოს, პლუტონის სახურავთან — კაჟმავა ქანებით. აღმავალ კრილში მინდვრის შპატების, ოლივინების, პიროქსენებისა და შპინელების შედგენილობის თანდათანობითი ცვალებადობა იზომორფული სერიის მალალტემპერატურული წევრებიდან დაბალტემპერატურულსაკენ. აგრეთვე მასალის დასარისხების ხასიათი რიტმულად განშრევებულ ზონებში მიუთითებს იმაზე, რომ კრისტალიზაცია მიმდინარეობდა თანამიმდევრულად კამერის საგებიდან სახურავისაკენ. თუმცა, ბუშველდის მასივის ჩამოყალიბების აღნიშნული მექანიზმი უნაკლოდ არ ჩაითვლება.

ლ. უეიჯერისა და გ. ბრაუნის (L. Wager, G. Brown, 1968) მონაცემებით, ბუშველდის ინტრუზივის ბაზალტური ზონა (სისქე 1200 მ) შედგება უმთავრესად პიროქსენიტებისა და სხვა ულტრამაფიტებისაგან (ბრონზიტი, ჰარცბურგიტი, პერიდოტიტი, ოლივინიტი, დუნიტი) ქრომიტის თხელი შუაშრეებით; უკანასკნელთა რაოდენობა მატულობს კრილის ზედა ნაწილში. ზემოთ მომყოლი კრიტიკული ზონა (სისქე 1000 მ, ათვლილი ქრომიტის შუაშრის ფუძიდან) ხასიათდება ყველაზე მეტად მკვეთრი განშრევებით. კუმულაციური მინერალებიდან აქ შეინიშნება, უპირველეს ყოვლისა, ქრომიტი, შემდეგ ბრონზიტი, ფუძე პლაგიოკლაზი. შებრუნებული ზონალობით, 300 მ სიმაღლეზე - ავგიტი და ოლივინი.

ქანები და მინერალები აქ ნაკლებად მაგნეზიურია ( $MgC-26-27$  წონითი %, ორთოპიროქსენი  $FS_{18}-24$ ). მოცემული ზონის ზედა ნაწილში არის პლატინა-სულფიდისანი პიროზონტი (მერენსკის რიფი), რომელიც შედგება გაბროიდებით გათიშული პიროქსენიტის ორი მსხვილმარცვლოვანი შრისაგან. მერენსკის რიფი (ციკლური დასტა) გადახურულია მისი მსგავსი შემადგენლობის ციკლური დასტით, რომელსაც რიფ ბასტრადს უწოდებენ. ზევით მოდის ყველაზე მძლავრი ზონა (5000 მ-დან აღმოსავლეთ ტრანსვალში, 3000 მ-მდე რიუსტენბურგში — მასივის დასავლეთი ნაწილი), რომელსაც მთავარ ზონას უწოდებენ. მის ფუძეში მკვეთრი მიკრორიტმების ნაცვლად შეინიშნება კუმულატები ცუდად გამოხატული ან სრულიად განუვითარებელი განშრევებით. ზონა აგებულია გაბროიდებით ( $MgO$ -ს შემცველობა 9 წონით % -მდე), რომელშიც კუმულაციურ ფაზებად გამოიყოფა პლაგიოკლაზი ( $AN_{63-67}$ ), მონოკლინური პიროქსენი, რომბული პიროქსენი ( $FS_{28-60}$ ) ნაკლები რაოდენობით. ზედა ზონა (მინიმალური სიმძლავრე მასივის დასავლეთ ნაწილში 900 მ) შედგება გაბროს, ტროქტოლითის, პიროქსენიტის (2 შრე) და 20-ზე მეტი მაგნეტიტური შრისაგან. ზედა ზონის ნათლად განშრევებულ ქანებში კუმულაციური მინერალებიდან მაგნეტიტის გარდა გვხვდება რკინიანი ოლივინი, რქატყუარა და მცირე რაოდენობით ბიოტიტი. ზედა ზონის ქანები და მინერალები, ქვემოთ მდებარე ზონებისაგან განსხვავებით, შეიცავენ ნაკლებ  $Mg$  და  $Ca$  და მნიშვნელოვნად მეტ  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Si$  და ტუტეებს.

ქრომიტული შუაშრეების არსებობა, რომელთა რაოდენობა ბაზალტური ზონიდან ზევით მატულობს, ეწინააღმდეგება კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას. მეორე ზონაში მინერალთა დანაწილება მიგვიბრუნებს, რომ მათ ვერტიკალურ განლაგებაში არ არსებობს რაიმე კანონზომიერება, გამომდინარე კრისტალიზაციური დიფერენციაციის ჰაპოთეზიდან. განხილული შრომის ავტორების მიერ მოყვანილ ნახაზზე გარკვევით ჩანს ქრომიტიანი და პლაგიოკლაზიანი შრეების მკვეთრი მონაცვლეობა, ხოლო მომდევნო ნახაზზე შეიმჩნევა ამ მონაცვლეობის დარღვევა. ერთ-ერთ სურათზე ჩანს „მეწყურული“ სტრუქტურები. რაც ტიპურია ქანებისათვის, რომელთაც განუცდიათ მეტასომატური გარდაქმნა (დინების ტექსტურები).

კარგად განშრევებული კრისტალური ზონის მცირე სისქე მთავარ მძლავრ ზონასთან შედარებით, რომელშიც განშრევება ან სრულებით არ არის, ან სუსტია, აუხსენელია. უნდა ვიფიქროთ, რომ ზედა ზონის ქანები საფუძვლიანად გადამუშავდა ზედნადები მეტასომატური პროცესების შედეგად, რომლებმაც წაშალეს უფრო ადრეული პროცესების კვალი; ამგვარი მოვლენა აღინიშნება ყოველთვის, როდესაც მეტასომატოზი შორს მიდის. ავტორები თვითონ აღნიშნავენ, რომ ზედა ზონის სიმძლავრე განისაზღვრება სხვადასხვანაირად იმის მიხედვით, თუ რა თვალსაზრისით

გაბატონებული ინტრუზივის სულ ზედა, გაშიშვლებულ ნაწილში განვითარებული კაემჟავა ქანების წარმოშობაზე. ზონა მაქსიმალურ სიმძლავრეს აღწევს მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც იგი შეიცავს ავტორების აზრით გაურკვეველი გენეზისის წერილმარცვლოვან გრანიტებს. მინიმალური სიმძლავრე დადგენილია მასივის დასავლეთ ნაწილში, სადაც გამკვეთი წითელი გრანიტებია განვითარებული; როგორც ჩანს, გრანიტების ამ ორი სახესხვაობის ჩამოყალიბებამ გამოიწვია ბუშველდის ინტრუზივის ზედა ზონის ქანების საფუძვლიანი გადამუშავება და განაპირობა მათი მეტასომატური გარდაქმნა (მეტამორფული დიფერენციაცია). როგორც სამართლიანად შენიშნავს ა. ლებედევი (1951), „... ფაქტორების მთელი რიგი — ფსევდოსტრატოფიკაცია, ინტრუზიული სხეულით დაკავებული სივრცის ამოვსების ან ჩანაცვლების წესი — არასაკმარისად ან სრულიად აუხსნელი რჩება“.

ა. ლიხაჩევი (1975) აღნიშნავს, რომ ბუშველდის ინტრუზივში ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის ყველაზე პოპულარული პირობებია მიუღებელია, ვინაიდან ამ სახის მაგმის დიფერენციაციის დროს ( $MgO \approx 8$ — $8$  წონითი%) წარმოიქმნება უფრო რკინიანი ფემური მინერალი (ოლივინი 5—15) და მეორეც, უპირატესად პიროქსენიტით აგებული ინტრუზივის ფუძეში მძიმე მინერალები — ოლივინი, ქრომიტი, მაგნეტიტი და სულფიდები არ გროვდება. ისინი ძირითადად თავს იყრიან ზემოთა პორიზონტებში. საწინააღმდეგო მოსაზრება საფუძვლიანია, მაგრამ აზრი ბუშველდის ინტრუზივის ჩამოყალიბების შესახებ მაღალი ტემპერატურის პირობებში, მანტიიდან ნივთიერების სტადიური გაღობისა და მისი თანამედროვე კამერაში შეღწევის შედეგად, რომელსაც მხარს უჭერს ა. ლიხაჩევი, ნაკლებად დამაჯერებელია. თუ დაეუშვებთ მანტიიდან სულ უფრო ნაკლებად კამჟავა შედგენილობის მასალის სტადიურ გამოღობას, მაშინ წარმოუდგენელი იქნება მაგმის ცალკეული ულუფების გარკვეული წესით განლაგების დაშვება მათი ინტენსიური შერევის გარეშე, რაც მასივში არ შეინიშნება. იმავე ავტორის აზრით, ამოსული მაგმის პირველი ულუფები ურთიერთქმედებენ რა ტრანსეპალის სერიის ქანებთან, დედამიწის ქერქის ღრმა გარდაქმნების შედეგად გვაძლევენ წითელ გრანიტებს, გრანოფირებს და სხვ., მაშინ, როდესაც ყველა სხვა მკვლევარი (რ. დელის გამოკლებით) მათ უფრო გვიანდელ წარმონაქმნებად თვლის.

ბუშველდის ინტრუზივის სახურავის შესახებ აღნიშნულია, რომ მის ცენტრ ალურ ნაწილში გაშიშვლებული ზედა პორიზონტების ქანები ჩვეულებრივ, კონტაქტში იმყოფებიან გრანიტების, ფელზიტების და გრანოფირების რთულ სხეულთან. რიგ რაიონებში, კერძოდ, სიგნელმაუნტინის სარტყელში შეინიშნება განსრულებული ქანების თანხმობით გა-

დახურვა თითქმის პორიზონტული დანალექი ქანებითა და როიბერგის სერიის ფელზიტებით, რომლებიც ძნელად განიყოფიან ბუშველდის ინტრუზივის სახურავის კაემქავა ქანებისაგან. სხვა უბნებზე, განსაკუთრებით კი მასივის დასავლეთ ნაწილში, რიუსტენბურგის ჩრდილოეთით განშრე- ვებული ქანები უშუალოდ ეხებიან წითელი გრანიტების უზარმაზარ მასივს, ხოლო გვიანდელი გამკვეთი გრანოფირები ზოგჯერ გადახუ- რულია როიბერგის სერიის ქანებით. სერია პრეტორია უმეტესად ბუშ- ველდის მასივის საგებს წარმოქმნის. ამრიგად, შესაძლებელია მხოლოდ იმის მტკიცება, რომ პორიზონტულად განლაგებული სერია როიბერ- გი ძველია წითელ გრანიტებზე, რომლებიც როგორც ბუშველდის ქანებს, ასევე როიბერგის სერიას ევითენ.

იგივე შეიძლება ითქვას სტილუოტერის (აშშ, მონტანას შტატი) და სხვა განშრევებულ ინტრუზივებზე (გ. ზარიძე, 1966, 1970). აქ ბევრ აუხსნელ ფაქტთან გვაქვს საქმე. კერძოდ, ე. ჯეკსონი (E. Jackson, 1861) სტილუოტერის ინტრუზივის ციკლურ ერთეულებს ფსკერისპირა კრის- ტალიზაციის პროცესში სტაბილიზებული, პერიოდულად განახლებადი დაგუბებული მაგმიდან კრისტალების დალექვის პროდუქტად თვლის. გ. ჰესი (Hess, 1960) თხელი რიტმული განშრევების, ამასთან ნორმალუ- რი და შებრუნებული გრავიტაციული სტრაციომორფულობის თავისე- ბურებებს, აგრეთვე მკვეთრი კონტაქტების მქონე შრეების მონაცვლეო- ბას ხსნის აღმავალი და დაღმავალი ნაკადების გავლენით პიროქსენისა და პლაგიოკლასის კრისტალების დალექვის სიჩქარეზე და თავისი შეხედუ- ლებების დასადასტურებლად მოჰყავს სათანადო გაანგარიშებანი. ლ. უეიჯერი და გ. ბრაუნი (L. Wager, G. Brown, 1968) თვლიან, რომ გან- სხვავება შრეების სისქესა და ხასიათში განპირობებულია უფრო მეტად კონვექტური დენების ცვლადი სიჩქარითა და განსხვავებული ხასიათით, ვიდრე ცალკეულ უბნებში და კამერაში მთლიანად მათი განსხვავებული მასშტაბით. ამ ავტორებმა შემოგვთავაზეს დამატებითი პროცესები სტილუოტერის ინტრუზივის ცალკეული ზონების თავისებურებათა ასა- ხსნელად, რაც მეტყველებს კრისტალიზაციური დიფერენციაციის ჰი- პოთეზის უფარგისობაზე განშრევებული ინტრუზივების გენეზისის ასახს- ნელად.

#### პროტოგეოსინკლინური კვანძების ფორმაციები

პროტოგეოსინკლინები ზოგადად ფანეროზოული გეოსინკლინების მსგავსია. ამ უკანასკნელთაგან განსხვავდებიან ნაოქების მარტივი ფორ- მებითა და შიდაგეოსინკლინურ აზევებათა არარსებობით, ნალექთა ფა- ციესური არამდგრადობით, ინტენსიური მაფიტური ვულკანიზმით, ზოგ- ჯერ აწეული კაემქავიანობით, რაც ვრცელი მწვანე ქვის სარტყლების



ფორმირებას განაპირობებს, რომელთა მეტამორფიზმის ასაკი 3000 — 2800 მილიონი წელია (სვეზილენდი, კანადა, ალდანი, კოლის ნახევარკუნძული). ამ წარმონაქმნების ბაზალური კონგლომერატები შეიცავენ ძველი პლაგიოგრანიტების ქვარგვალებს. პროტოგეოსინკლინები ხასიათდებიან მაღალტემპერატურული მეტამორფიზმით გრანულიტური და ამფიბოლიტური ფაციესების პირობებში, მიგმატიტიზაციითა და გრანიტიზაციით, პლაგიოგრანიტების გვერდით ანატექტიკურ-მეტასომატური გრანიტების განვითარებით და პირველი პორფირობლასტური გრანიტიდებით, რომლებიც მეტასომატური (ზედნადები) გზით წარმოიშვნენ.

პროტოგეოსინკლინებში, რომლებიც დღეს ბალტიისა და კანადის ფარებისა და აღმოსავლეთ ევროპის ბაქნის შედგენილობაში შედიან. საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში იფრქვეოდა ერთმანეთის მონაცვლე მაფიტები და ულტრამაფიტები. ბელგოროდ-მიხაილოვსკის სარტყელის მიხაილოვსკის სერიაში (3500 — 3200 მილიონი წელი) ცნობილია კომატიტ-ბაზალტები, ბაზალტები, მათი პიროკლასტოლითები, დაციტები და რიოლითები, რომელთაც განუცდიათ მეტამორფიზმი, რის შედეგადაც წარმოიშვა მწვანე ქვის ულტრამაფიტ-მაფიტური და ლეპტიტ-სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტული ფორმაციები. პროტოგეოსინკლინის გეოანტიკლინურ სტადიაში თანამიმდევრულად ყალიბდებოდა პლაგიოგრანიტები და პლაგიომიკროკლინიანი გრანიტები, აგრეთვე კვარცპორფირ-კერატოფირ-დიაბაზ-პორფირიტული ფორმაციის მწვანე ქვის ვულკანიტები.

საიანისპირეთის არქეული პროტოგეოსინკლინისათვის ციმბირის ბაქნის ფუნდამენტის სამხრეთი შვერილის ფარგლებში გამოყოფილია მეტაბაზიტიური (ორპიროქსენიანი და პიროქსენ-ამფიბოლიტური კრისტალური ფიქლებისა და ამფიბოლიტების) ფორმაცია, რომლის აბსოლუტური ასაკი 2800 — 2500 მილიონი წელია და სპილიტ-დიაბაზური (საკუთრივ პროტოგეოსინკლინური) ჩარნოკიტული და მიგმატიტ-გრანიტული (ინვერსიული) ფორმაციები.

ბაიკალის დასავლეთ სანაპიროს ოლხონის არქაულ სერიაში გამოიყოფა გრანულიტური ფაციესის მარმარილოები, პარაგნეისები და პარაკრისტალური ფიქლები, რომლებიც, როგორც ჩანს. პარაგნეისურ-პარაკრისტალური ფიქლების ფორმაციას შეესაბამებია (საკუთრივ პროტოგეოსინკლინურს) და გაბრო, გაბრო-პიროქსენიტები, ულტრამაფიტები და ჩარნოკიტისმაგვარი გრანიტები. აღრეპროტეროზოულში შეინიშნება შარანურსკის და ზღვისპირა კომპლექსების მეტაგაბროები (ამფიბოლიტები), გაბრო-დიაბაზები, პლაგიოგრანიტები, გრანიტ-გნეისები, რომლებიც, როგორც ჩანს, ორ ფორმაციას — გაბრო-პლაგიოგრანიტულს და გრანიტიდულს შეესაბამებია.

ვორონეჟის კრისტალურ მასივში პროტოგეოსინკლინისათვის (აღრე

პროტეროზოული) გამოიყოფა რამდენიმე ფორმაცია: მიგმატიტ-გრანიტული და მიგმატიტ-პლაგიოგრანიტული ( $> 2500$  მილიონ წელზე), გაბრო-პროქსენიტ-პერიდოტიტული, მეტამაფიტიური (ამფიბოლიტიური და გრანულიტიური ფაციესის პირობებში მეტამორფიზებული საწყისი დიაბაზები), გაბრო-დიორიტ-გრანოდიორიტული (1870—2200 მილიონი წელი), მიგმატიტ-ტანალთ-პლაგიოგრანიტული (1840 — 2210 მლნ. წ.)

პროტოპაქსურ-პროტოგეოსინკლინური ეტაპის პროტოგეოსინკლინურ ქვეეტაპზე (3500—2600—1800 მლნ წლების დიაპაზონში) შესაძლებელი ხდება გამოიყოს არქეული და ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტიური ასოციაციები. ე. ნალივიკინის მოსაზრებით (1980), პირველი მათგანი წარმოდგენილია ძველი ნაოქა ნაგებობების მსხვილ ტექტონიკურ ბლოკებში და წარმოიშვა სპეციფიკური პანეგეოსინკლინების ვრცელ ფართობებზე. მათი კავშირი ხაზოვან გეოსტრუქტურებთან არ დგანდება. პირველი ოფიოლიტიური ასოციაციის ქანებმა განიცადეს დანაოქება, მეტამორფიზმი გრანულიტიური ან ამფიბოლიტიური ფაციესების პირობებში და რეგიონული გრანიტიზაცია. ჭისინი და შედარებით უფრო გვიანი გრანიტოიდები წარმოქმნიან მოზაიკურ სხეულს. ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტები აგებენ გამწე წყვეტილ სარტყლებს და არქეულ ოფიოლიტებთან შედარებით უკეთ არიან შემონახული. დანაოქების სტადიაში მათ განიცადეს სუსტი გრანიტიზაცია, უპირატესად სარტყლის კიდურა ნაწილებში და მეტამორფიზმი მწვანე ქვის, ეპიდოტ-ამფიბოლიტიური და ამფიბოლიტიური ფაციესების პირობებში. გრანიტოიდული ინტრუზივები განლაგებულია მწვანე ქვის სარტყლების გასწვრივ.

არქეული და ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტების მსგავსება მდკომარეობს შემდეგში: ისინი წარმოიქმნებიან განვითარების საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში (იგივე ხდება ფანეროზოულ გეოსინკლინებშიც). შედგებიან ერთი და იმავე საწყისი ქანებისაგან და ხასიათებიან ერთნაირი მადნეული მინერალაზაციით (Fe, Ni, Co, Cr).

ე. ნალივიკინი თვლას (1980), რომ თუ წარმოსახვით მოეხსნით რეგიონულ გრანიტიზაციას, მაშინ შესაძლებელი იქნება არქეული და ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტების შედარება ტალასოგეოსინკლინებისა და ოკეანური ქედების (ეგეოსინკლინები) ოფიოლიტურ ასოციაციებთან.

არქეული ოფიოლიტური ასოციაცია წარმოდგენილია უმთავრესად ( $> 80\%$ ) პიროქსენ-პლაგიოკლასიანი ფიქლების (მეტადიაბაზები), ბიოტიტ-პლაგიოკლასიანი და სხვა გნეისების, კაეიანრკინიანი (მეტატერაგენულა) ქანების, მეტაგაბროსა და მეტაულტრამაფატების მცირე სხეულების სახით. წყების საერთო სისქეა 10 კმ. ქანები წარმოქმნიან დედამიწის ქერქის ძველ, გადამუშავებულ (გაგრანიტებულ და მეტამორფიზ-

ბულ, ჩარნოკიტების გაჩენით) ბაზალტურ ფენას. ისინი აგებენ გრანიტულ-მეტამორფული ფენის უღრმეს ნაწილებს.

არქეული ოფიოლიტური ასოციაციები განვითარებულია აღმოსავლეთ ევროპის ბაქნის ბუგისპირა, ბუგი-დნესტრის, კოლის და თეთრი ზღვის სერიებში, ციმბირის ბაქნის კანსკის, იენგრის და ტიმტონის სერიებში, ინდოსტანის ბაქნის გენისების კომპლექსში, კანადის ფარის „გენისურ-გრანულიტურ“ კომპლექსში, ანტარქტიდის ბაქნის გენისურ კომპლექსში და აფრიკის ბაქნის „ფუძის კომპლექსში“.

ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტური ასოციაციები წარმოდგენილია აპოდიბაზური ( $\approx 80\%$ ) და აპოკერატოფირული ფიქლების სახით ( $\approx 7\%$ ), რომლებიც კრილის ქვედა ნაწილს აგებენ. მეტატერიგენული ქანების, კაჟიან-რკინიანი ქანების ჩათვლით ( $\approx 9\%$ ), მეტაგაბროსა და ულტრამაფიტების მცირე სხეულების სახით. ისინი გვხვდებიან საკსაგანიდების— უკრაინის ფარზე და კარელიდები— ბალტიის ფარზე, მწვანე ქვის სარტყლებში, აგებენ ენისეის სერიის უმეტეს ნაწილს ციმბირის ბაქნის ფუნდამენტში, განვითარებულია უჩის, აბიტის, კივატინის სარტყლებში კანადის ფარზე, დარვარის, სოკოლის, სინგბიუმის სარტყლებში ინდოსტანის ფარზე და სხვ.

პროტობაქნურ-პროტოგეოსინკლინური ეტაპისათვის შეიძლება გამოიყოს შემდეგი ფორმაციები (ფორმაციული ტიპები):

პროტობაქნებისათვის:

ანორთოზიტული;

მაფიტ-გაბრო-ნორიტ-ანორთოზიტული, ბალტიის ფარი და სხვ;

ანორთოზიტ-მეტაულტრამაფიტ-მეტაგაბროზული;

მეტამაფიტ-მეტაულტრამაფიტური (განშრევებული ინტრუზივებისათვის);

პროტოპლატობაზალტური (პროტოტრაპული), კოდარო-უდოკანის ზონა;

მეტანდეზიტ-მეტაბაზალტური;

მეტაგაბრო-დიბაზური;

გრანიტ-პორფირული;

გრანიტოიდული; პლაგომიკროკლინიანი და ოლიგოკლაზიანი გრანიტების და სხვ.; ბალტიის ფარი და სხვ.;

პორფირობლასტური გრანიტების; უსტ-პონოსკის მასივი, ბალტიის ფარი და სხვ.;

ტუტე-მაფიტური;

ტუტე-ულტრამაფიტური; პროტეროზოური კარელია-კოლის პროვინცია, რუსეთის ბაქნის ცენტრალური ტიპის პროტობაქნური ინტრუზივები;

ტუტე-გრანიტული;

ტუტე-გრანოსიენიტური;

ტუტე-(ნეფელინ)-სიენიტური, ადრეპროტეროზოული.

პროტოგოსინკლინებისათვის:

კრისტალურფიქლოვანი (მეტაულტრამაფიტი-მეტამაფიტიური, მეტამაფიტიური, მეტატერიგენული);

მწვანე ქვის ტოლეიტ-კომატიტური (ძველი) და მწვანე ქვის კომატიტ-ტოლეიტ-ბაზალტური;

მაფიტი-ულტრამაფიტიური, ოფიოლიტური ასოციაციის შედგენილობაში შემავალი;

მწვანე ქვის მეტაანდეზიტი-მეტადოლოერიტი-კერატოფირ-სპილიტური და პორფირიტი-დიაბაზ-კერატოფირ-სპილიტური;

კაჟიან-რკინა-ფიქლოვანი;

მეტატერიგენულ-მეტავულკანოგენური და მეტატერიგენული (რკინიანი კვარციტების);

რკინამადნიან-გნეისური;

რკინამადნიან-გნეისურ-ამფიბოლიტური;

კაჟიან-რკინა-ფიქლოვანი (მეტატერიგენული) და მეტაგაბროიდულ-მეტაულტრამაფიტიური (გვიანარქეულ-ადრეპროტეროზოული ოფიოლიტებისათვის);

გაბრო (-დიორიტი-მონკონიტი)-პლაგიოგრანიტული;

მიგმატიტი-პლაგიოგრანიტული;

ჩარნოკიტი-მიგმატიტური; ბალტიის ფარი და სხვ.;

ჩარნოკიტი-გრანულიტური; ბალტიის ფარი და სხვ.;

უნდერბიტი-ჩარნოკიტიული;

გრანიტოიდული;

მიგმატიტი-გრანიტული;

გრანიტი-გნეისური;

მიგმატიტი-გნეისური;

სიენიტური.

#### ბაჟნო-გოსინკლინური ეპაის ფორმაციები

ამ ეტაპს ქვედა ასაკობრივი საზღვარი  $\approx$  2000 მილიონი წელია. იგი უფრო ტაქტურად ვლანდება მთელა ფანეროზოულას განმავლობაში. ხასაათება მკვეთრა გამაჯვანთ წრფავად გაჭიმულა (გეოსინკლინური) და სტაბალურა (პაქწურა) სტრუქტურებას, რაჟელააც თითოეული მათგანისათვის თავისებურა მაგმატაზმის, მეტამორფიზმის, მეტასომატაზმისა და მადნეული მინერალაზაცეის პრაქესება ახლავთ.

#### ბაჟნური კვეთბაის ფორმაციები

ბაქნება დედამიწის ქერქის მდგრადი უბნებია. მათი ფართობი თანდათანობათ იზრდება, რასაც დასაბამს აძლევს პერაფერიებზე არაერთგზის ჩასახულა ახალგაზრდა გეოსინკლინება, რაჟელაა დახურვის შედეგ-

გად ახალგაზრდა (ეპიოროგენული) ბაქნები წარმოიშობა. ა. ჯანელიძის ხატოვანი გამოთქმით „გეოსინკლინები წარმოადგენენ ოროგენების აკვანს, ხოლო ბაქნები — სასაფლაოს“.

მიწის ქერქის ბელტურ-ტალღოვანი რხევითი მოძრაობების კონტრასტულობა ბაქნებზე ძალიან მცირეა. ვერტიკალურ მოძრაობათა სიჩქარის გრადიენტები 10—30-ჯერ დაბალია, ვიდრე გეოსინკლინებში. დანაოკება ბაქნების ვრცელ არეებზე ან სრულებით არ შეინიშნება, ან მას ბრაქიმორფული, ნაოკა-წყვეტილი და ბელტური ხასიათი აქვს; ნალექთა შედარებით მძლავრი დაგროვების უბნებში კი ვლინდება დაქირხვნიტ გამოწვეული დანაოკება მარილის გუმბათების წარმოქმნით.

ძველმა ბაქნებმა ჩამოყალიბება იწყეს დაახლოებით 2000 მილიონი წლის წინათ, კარელიის ოროგენეზის შემდეგ.

ჩრდილოეთ ამერიკის ბაქანი წარმოიშვა გულზონის (კარელიის) დანაოკების, მეტამორფიზმისა და გრანიტიზაციის შედეგად ადრე- და შუაპროტეროზოულის მიჯნაზე (1800; მლნ წელი). ამავე დროს ჩამოყალიბდა სამხრეთ ამერიკის ძველი ბაქანი (1800 მლნ წელი) თანამედროვე გვიანის ფარის ფარგლებში. იგი დაიძირა ჯერ კიდევ პროტობაქნურ სტადიაში, რასაც თან ახლდა მძლავრი (2 კმ-მდე) მოლასების დაგროვება (რორაიმის სერია) და ტრაპების ამოფრქვევა. აფრიკა-არაბეთის ბაქნის ჩამოყალიბება მიმდინარეობდა 2000—1700 მლნ წლის ინტერვალში. ოდნავ ახალგაზრდაა ძველი ბაქნები აღმოსავლეთ ანტარქტიდის (1600—1500 მლნ წელი), ყაზახეთ-ტიან-შანის (1730, 1400, 1275, 1070 მლნ წელი) და ინდოსტანის, რომლის კრატონიზაცია დაიწყო 1700 მლნ წლის წინათ. ცამბიარის ბაქნის სტაბილიზაცია მოხდა 2000—1800 მლნ წლის ინტერვალში, ხოლო აღმოსავლეთ ევროპის ბაქნისა — დაახლოებით 1800 მლნ წლის წინათ. აესტრალიის ძველი ბაქანი ჩამოყალიბდა 1850 მლნ წლის წინათ. ახალგაზრდა ბაქნები წარმოიშვნენ პროტეროზოულის შემდგომ პერიოდში კალედონური, ჰერცინული და მეზოზოური დანაოკების, მაგმატიზმისა და მეტამორფიზმის განვითარებას მხარეებში. კერძოდ, მათ მიეკუთვნება შუა ევროპისა და დასავლეთ ევროპის ახალგაზრდა ბაქნები, რომელთა განვითარება ხდებოდა გვიანპერმულ-გვიანკარცულის განმავლობაში. ჰერცინულ მთიან-ნაოკა ნაგებობათა პენეპლენიზაციის შედეგად გვიანპერმულ ტრანსპარსიასთან დაკავშირებით ცხმტეინის აუზი ადრეპერმული ღრმულების ფარგლებს გასცილდა და მოიცვა ჰერცინული დანაოკების რაიონის ნაწილი. ბაქნური რეჟიმი საბოლოოდ ტრიასულში დამყარდა. ახალგაზრდა ბაქნის მეორე მაგალითად შეიძლება დავასახელოთ მიზიურ-სკვითურ-ტურანის ბაქანი, რომლის ცალკეული შემადგენელი ნაწილების სტაბილიზაცია დაიწყო ჯერ კიდევ ადრეკამბრიულ დროში. ტექტოგენეზის ბაიკალურმა ეტაპმა საფუძველი ჩაუყარა მისი, როგორც პროტობაქნის ჩამოყალიბებას. წარმოიშვა მთათაშუა მასივებით გათიშული ტე-

რიგენტულ-ვულკანოგენური გეოსინკლინები. ამ დროს დასახელებული ახალგაზრდა ბაქანი გამოიყო აღმოსავლეთ ევროპის ძველი ბაქინსაგან. ბაქნური რეჟიმი გამოიკვეთა კალედონური ტექტონურ-მაგმური ციკლის (ტურანის ფილაქნის მოლასები) შემდეგ, მაგრამ ეს რეჟიმი მყარი გახდა მხოლოდ ჰერცინული ციკლის დასასრულს.

შემდეგ მაგალითად შეიძლება გამოდგეს ტიმან-პეჩორის ეპიბაიკალური ფილაქანი, რომლის თანამედროვე სახე რიფეულის ბოლოს—ვენდის დასაწყისში ჩამოყალიბდა. ამ დროისათვის დაილექა ბაქნური საფარის მომცემი იემა-ომრინსკის მოლასა და ჩამოყალიბდნენ გრანიტები (780 მლნ წელი).

მაგმატიზმი (და მეტამორფიზმიც) ბაქნებზე საკმაოდ ხანგრძლივი გეოლოგიური დროის განმავლობაში (ასობით და ათასობით მილიონი წელიწადი) არ ვლინდებოდა ან სუსტად ვლინდებოდა, ე. ი. ბაქნები დედამიწის შიგნეთის მასალისათვის შეუღწევადია (ამაგმურია) ან სუსტად შეღწევადი. ჩვეულებრივ, მაგმური პროცესები ბაქნებზე ვლინდება მათი აქტივოზაციის დასაწყისისათვის, რასაც, თუ პროცესი სრულყოფილია, რიფტოგენეზისამდე მივყავართ.

ადრემეზოზოურიდან დაწყებული კაიონოზოურის დასასრულამდე დროის სხვადასხვა მონაკვეთში ბაქნებზე, უბეტეს შემთხვევაში მომავალი ვრცელი სინეკლიზების, იშვიათად კი გრაბენების ფარგლებში ვლინდებოდა გრანდიოზული ტრაპული ვულკანიზმი, რომელიც ბაქნების მაგმური აქტივობის ადრეულ სტადიას უკავშირდება. ამის საუკეთესო მაგალითებია ტუნგუსკის სინეკლიზასთან დაკავშირებული (ციმბირის) ტრაპები — პერმის დასასრული — ტრიასის დასაწყისი (დაახლოებით იმავე ასაკის ტრაპებია ანტარქტიდაში); სამხრეთ-აღმოსავლეთ აფრიკის (კარუსა და პარანას სინეკლიზები) — იურულის დასაწყისი — ქვედაცარცული დრო; ინდოეთის (კამბეის რიფტული ზონა) — ცარცულის ბოლო — პალეოცენი; კოლუმბიის პლატოზე (ჩრდილოეთ ამერიკის კორდილიერები) — მიოცენი და სხვ. ტრაპები. ვ. მასაიტისის მიერ (1973) ჩატარებულმა სხვადასხვა ტრაპული ფორმაციების გამოკვლევების შედეგებმა გვიჩვენეს, რომ ქმაგმის შედგენილობა დამოკიდებულია დროის შუალედზე ბაქნის სტაბილიზაციასა და ვულკანიზმის გამოვლენას შორის. ამ დროს ხდებოდა მაგმის შედგენილობის შეცვლა  $SiO_2$  და ტუტეებით, განსაკუთრებით  $K_2O$  გაღარიბებითა და  $CaO$  და  $MgO$  მომატებით. ზოგჯერ ტრაპული მაგმატიზმის ხანმოკლე აფეთქების შემდეგ ხდებოდა განმეორებითი ამაგმური განვითარება შემდგომში მაგმატიზმისა და რიფტოგენეზისის პროცესების დაწყებამდე; ამასთან დაკავშირებით წარმოიქმნებოდა უფრო ახალგაზრდა ცენტრალური ინტრუზივები, მაგალითად, აფრიკა-არაბეთის რიფტული სარტყლის სამხრეთ ნაწილში (მოზამბიკი,

მაღაღი და სხვ.). ცოტა მოგვიანებით ხდებოდა ტუტე მაგმის ამოფრქვევა. მრავალ ეპიბაქნურ რიფტულ ზონაში ტუტე ცენტრალური ინტრუზიების ჩამოყალიბება უკავშირდებოდა ბაქნის საერთო დამრეცთალოვან აზეებას, რაც წინ უსწრებდა რიფტოგენეზისს.

### კონტინენტარ რიფტალისფინა და რიფტალ ზონათა ფორმაციავი

რიფტული ზონები, რომლებიც ისახებიან დედამიწის ქერქის გაჭიმვის უბნებში და გასწვრივი გრებნებას ერთობლიობას წარმოადგენენ, ყოველთვის იქცევიდნენ გეოლოგების ყურადღებას; მაგრამ ინტერესით მათ მიმართ უკანასკნელ პერიოდში უფრო მეტად გაიზარდა, ოკეანების ფსკერზე უზარმაზარი გამწვობის რიფტული ზონების (სარტყლების) აღმოჩენასთან დაკავშირებით.

ე. მილანოვსკი (1976) ყველა რიფტულ ზონას მათი სიღრმული აგებულების ხასიათის მიხედვით სამ ძირითად კატეგორიად ყოფს: კონტინენტურ, კონტინენტთაშორის და ოკეანურ რიფტებად. რიფტული ზონების ეს სამი კატეგორია აზებრთად განსხვავდება ერთამეორისაგან ზომებით, სტრუქტურულ ფორმების მორფოლოგიით, ვულკანიზმის მასშტაპებითა (უღალესია ოკეანურ რიფტულ ზონებში) და შედგენილობით, სითბური ნაკადის სიღრმით (უმალესია ოკეანურ რიფტულ ზონებში), მაგნიტური ველის სტრუქტურით, მიწისძვრის კერებში დაძაბულობათა ნიშნით (კონტინენტურ რიფტულ ზონებში კუმშვად დაძაბულობათა გექტორი რიფტული ზონების მიმართების სუბვერტიკალურად არის მიმართული) და ა. შ.

ერთიანი რიფტული სარტყლას ამგები ორა პირველი რიფტული ზონის ერთმანეთში გადასვლასა და მკიდრო სტრუქტურული კავშირის საფუძველზე ე. მილანოვსკი (1976) კონტინენტთაშორისი რიფტული ზონების წარმოშობას თვლის კონტინენტური რიფტოგენეზის შორს წასული პროცესების შედეგად.

ა. გრაჩევი (1977) ხველეთას (კონტინენტურ) რიფტებს სამ სტადიად ყოფს — კონტინენტურ, გარდამავალ და ოკეანურ სტადიებად. გარდამავალი სტადია ე. მილანოვსკის რიფტების კონტინენტთაშორის კატეგორიას შეესაბამება. ა. გრაჩევი კონტინენტური რიფტების განვითარებაში ორ ევოლუციურ რიგს გამოყოფს — სრულს და არასრულს. სრული რიგი იწყება კონტინენტურ ქერქზე რიფტის ჩასახვით და ვითარდება ოკეანურ ქერქზე ოკეანური ქედების წარმოქმნამდე. შემდეგ ხდება რიფტოგენეზის ჩაქრობა და ოკეანური ქერქის გადაგვარება. ჩვეულებრივ, არასრული ევოლუციური რიგი წყდება სინეკლაზის წარმოქმნის სტადიაში, რაც ზედა მანტააში მიმდინარე პროცესებთანა დაკავშირებული. არა-

სრული რიგის მაგალითებია რუსეთის ბაქნის ავლოკოგენი, ციმბირის ბაქნის პალეოავლოკოგენი, იმიერურალისა და ციმბირის გრაბენები.

კონტინენტური რიფტების განვითარებას ა. გრაჩევი ორ ეტაპად ყოფს, რაც მათი ორსართულიანი აგებულების დადგენილ ფაქტს ასახავს. პირველი ეტაპი ხასიათდება სუსტადკონტრასტული რელიეფით, ნალექების წმინდამარცვლოვნებით, გაბნეული, მაგრამ მძლავრი ტრაპული ვულკანიზმით (ბაიკალისა და ეთიოპიის რიფტების არაღიფერენციურებული ტუტე ოლიგოცენის ბაზალტები) და ასევე გაბნეული სეისმური აქტივობით. რიფტის განვითარების ამ ეტაპზე დაძირვა კომპენსირდება ნალექდაგროვებით, მთიანი რელიეფი ჯერ არ არსებობს. მეორე ეტაპზე ძლიერდება ტექტონიკური აქტივობა, რის შედეგადაც მთიანი რელიეფი წარმოიშობა; კრილებში ჩნდება უხეშმონატეხიანი ნალექები; ვულკანიზმი და სეისმური აქტივობა ლოკალიზებულია რიფტულ ღრმულში, რომელიც იზრდება მიმდებარე ქედების ხარჯზე. რიფტის წარმოქმნელი რღვევები იძენენ გეომორფოლოგიურ გამოხატულებას.

კონტინენტური (შიდაკონტინენტური) რიფტული ზონები (ტიპი ბ-1, ტაბ. 1). ამ ზონებში რიფტი და მისი „მხრები“ ჩვეულებრივ რამდენადმე შეთხელებული კონტინენტური ქერქით ხასიათდებიან, განსაკუთრებით რიფტის ქვეშ (20-დან 30—35 კმ-მდე). ქერქი აქ დამსხვრეულია, ანომალიურად გახურებული და ქვეშ რამდენადმე მოუქსრივებელი მანტიური მასალის ლინზა უვია.

კონტინენტურ რიფტულ ზონებში ან კონტინენტის რიფტულ ზონებში გამოიყოფა ორი ჯგუფი: 1. ბაქნების (ეპიბაქნური) რიფტული ზონები და სარტყლები, სადაც რიფტოგენეზისი დაიწყო ბაქნური განვითარების საკმაოდ ხანგრძლივი დროის (200—500 მლნ წელი) შემდეგ; 2. ახალგაზრდა ნაოკა ნაგებობათა (ეპიოროგენული) რიფტული ზონები და სარტყლები, სადაც რიფტოგენეზისი უშუალოდ მოსდევდა გეოსინკლინური განვითარების დასასრულს, ე.ი. ოროგენეზს, ან უთავსდებოდა კიდევ ეპიგეოსინკლინური ოროგენეზისისათვის დამახასიათებელ მოვლენებს.

პირველ ჯგუფში გამოიყოფა რიფტული ზონების ორი ჯგუფი: თალურ-ვულკანური და ნაპრაალური (თალგარეშე, ა. გრაჩევის მიხედვით). ამ გვარი დაყოფა გამოწვეულია იმით, რომ რიფტული ღრმული შეიძლება წარმოიშვას როგორც თალზე, ასევე თალის გარეთაც. მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტული ზონა. ბაიკალის რიფტულ ზონაში ჩანს გადასვლა თალური რიფტიდან თალგარეშესაკენ — ტუნკინის ღრმულიდან სამხრეთ-ბაიკალის ღრმულისაკენ შეუღლებული მხრების გარეშე.

თალურ-ვულკანური ტიპი (სამხრეთ აფრიკის ეთიოპიისა და კენიის ზონები) ხასიათდება ძლიერი და ხანგრძლივი მიწისზედა ვულკანური აქტივობით. ვულკანიზმის ფართო გამოვლენა იწყება ჯერ კიდევ



რიფტის ჩასახვამდე, ე. ი. განვითარების ბაქნურ (რიფტულისწინა, ემბრიონალურ-რიფტულ) ქვეეტაპზე და შემდეგ გრძელდება ღერძული გრაბენისა და მასთან დაკავშირებული მეორეხარისხოვანი გრაბენებისა და რღვევათა ზონების ფარგლებში, ე. ი. ეპიბაქნურ (რიფტულ) სტადიაში. რიფტისწინა მძლავრი ვულკანიზმი ეთიოპიაში უკავშირდება ხანგრძლივი დროის მანძილზე მზარდ ვრცელ დამრეც ოვალურთალოვან აზევებას, რომელშიაც შემდგომში ჩასახვას იწყებს გრაბენი, თანდათანობით გადაზრდილი ეთიოპიის რიფტში.

თალურ-ვულკანურ ზონაში, მზარდი თალოვანი აზევების ფართობზე, ამოფრქვევები ღერძული გრაბენის ჩასახვის წინ ხდებოდა; უკანასკნელის წარმოშობის შემდეგ ვულკანიზმი გრძელდება უმთავრესად გრაბენის შივნიტ და ნაწილობრივ მის პერიფერიაზე.

ნაპრალური ტიპი ხასიათდება დიდი სიღრმეებით (3—4 კმ ზემორეინის და 5—7 კმ სამხრეთ ბაიკალის გრაბენებში); იგი ამოცხებულია მძლავრი ფხვიერი ნალექებით, რომლებიც გვაძლევენ დიდ გრავიტაციულ მინიმუმს. რიფტარმოშობა ხდება მხარის საერთო დაძირვის ერთდროულად. რიფტების შივნიტ ალაგ-ალაგ ჩნდება 4—5 კმ-მდე სიმაღლის თალის და ჰორსტისმაგვარი აზევებანი, მაგალითად, ტანგანიკის ზონის რუვენზორის ბლოკში. ნაპრალური ტიპის რიფტულ ზონასთან დაკავშირებული ვულკანიზმი, თალურ-ვულკანურ ტიპთან შედარებით, სუსტი, ლოკალური და ეპიზოდურია ან საერთოდ არ ვლინდება. მოცულობები შესაბამისად 300—150 ათასი კმ<sup>3</sup> და 10—5 ათასი კმ<sup>3</sup>-ია. ამ ნიშნით არჩევენ ნაპრალური რიფტული ზონების სუსტად ვულკანურ (ტანგანიკის და ზემო რეინის) და აველკანურ (ბაიკალის რიფტული სარტყლის შუა სეგმენტა) ტიპებს. ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ნაპრალური ტიპის ვულკანიტები ახლავს დგანან თალურ-ვულკანური ტიპის რიფტული ზონის ვულკანიტებთან. ნაპრალურ რიფტულ ზონებში ვულკანიზმი უკავშირდება უმთავრესად აწეულ უბნებს — გრაბენებს შორის გარდამდგომ უნაგირებს, შუალედურ საფეხურებს გრაბენების ბორტებზე და სხვ.

რიფტული ზონების პირველ ჯგუფთან დაკავშირებული მაგმური პროცესების უფრო სრული დახასიათებისათვის ქვემოთ მოყვანილია ზოგიერთი მათგანის განვითარების მაგალითები.

ბაიკალის რიფტული ზონა ციმბირის ბაქანზე განვითარებულია ფლანგებზე (ტუნკინსკის და ჩარსკის რიფტები) და არ არის ბაიკალისპირეთის ცენტრალურ ნაწილში. აქ რიფტოგენეზის დაწყებისთანავე ქედებზე გამოვლინდა ვულკანიზმი, რომელმაც შემდეგ სამხრეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქედებიდან გადინაცვლა რიფტულ ღრმულში. ვულკანიტების შედგენილობა განსხვავებულია. სტრუქტურულ-ასკობრივი პრინციპის მიხედვით გამოიყოფა ბაზალტოიდების შემდეგი პეტროქიმი-

ური ჯგუფები: ჩარსკის რიფტში — შუამეთხეული ბაზალტები და გვიანმეთხეულ-პოლოცენური დიფერენცირებული ტრაქიბაზალტტრაქიტები; ტუნკინსკის რიფტში — ტუნკინსკის ღრმულისა და ხამარ-დაბანის ქედის მიოცენური ბაზალტები, ტუნკინსკის ღრმულის პლიოცენ-მეთხეული ბაზალტები და მდინარე ჯიდას გვიანმეთხეული ბაზალტები.

ჩარსკის რიფტის ქედის თალურ ნაწილს უკავშირდება მრავალი შუამეთხეული ვულკანი, მონოგენური წილის კონუსი და უამრავი დაიკა (განლაგებული ჩრდილო-აღმოსავლეთის, 40—60° მიმართულებით), რომლებიც გაკვიმვის ზონას აფიქსირებენ. გვიანმეთხეულში ხდება უკვე ცენტრალური ტიპის ვულკანების გადაადგილება ჩარსკის (ემბრიონული) ღრმულისაკენ.

ტუნგუსკის სინეკლიზაში (დაძირვის სიღრმე 8—10 კმ) გვიანპერმულ-ადრეტრიასულში პლატო-ბაზალტებმა დაფარეს 1000—2000 კმ<sup>2</sup> ტერიტორია; ეს ყველაზე უფრო მსხვილი ტრაპული ფორმაციაა ციმბირის ბაქანზე. სინეკლიზის ქვედა ნაწილი აგებულია 600—800 მ სიმაღლის ტუფოგენი წყებით, ხოლო ზედა — 2500—3000 მ სისქის ლავებით. ტერიგენული წარმონაქმნები და ტუფები (უპირატესად სინეკლიზის პერიფერიაზე) დასერილია უამრავი დაიკით 400—500 კმ მანძილზე (კოტუის ზონა), რომელთა სისქე 100 მ ფარგლებშია. სიღების სისქე 350 მ აღწევს. ინტრუზივები წარმოდგენილია ნორილსკის ტიპის მსხვილი განშრეგებული სხეულების სახით. ქვევიდან ზევით ქანები ასეთი თანამიმდევრობითაა განლაგებული: პიკრიტები, დოლერიტები და ტროქტოლიტ-დოლერიტები სპილენძის და ნიკელის სულფიდებით, ოლივინიანი და უოლაფინო დოლერიტები, ლეიკოკრატული კვარციანი გაბრო-დოლერიტები და ჰიბრიდული წარმოშობის გრანოდიორიტები (მაფიტური ფორმაცია). სინეკლიზის სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე შეინიშნება ბაზალტური მილები. დისლოკაციასთან დაკავშირებით შუატრიასულში ბაზალტური ვულკანიზმი წყდება და ტუნგუსკის სინეკლიზის ნალექები ტრაპებთან ერთად ნაოკდება.

ბაიკალის რიფტის ანალოგიურად, რეინის გრაბენშიც ვულკანიზმი გამოვლინდა ფლანგებზე (არ იყო ცენტრალურ ნაწილში). ყველაზე აქტიური ამოფრქვევები იყო ქვემო და ზემო რეინისა და ჰესენის გრაბენების სამმაგი შეულღების ზონაში. პირველი ორი გრაბენის ჩრდილოეთ ნაწილში მდებარეობს ეიფელის, მარის, ტბა ლაახერზეეს და ნეივიდის კაინოზოური ვულკანური რაიონები.

რეინის გრაბენში ვულკანური მოქმედება მაქსიმალურად მიოცენში გამოვლინდა და გრძელდებოდა პოლოცენამდე. წარმოშობილი ვულკანიტები იყოფა რვა ჯგუფად: პლაგიოკლაზიანი ბაზალტები ოლიგენის ყველაზე დიდი რაოდენობით (მაინის ფრანკფურტის ტრაპები), ბაზალ-

ტები და ლიმბურგიტები (დაიკები, გრაბენის მთიანი არშის ნეკები და კაიზერშტულის ლაუერი ნაკადები), ოლიგოცენის ნეფელინიტები (ყელის ფაციესი, რიფტის მხრები), მელოლითიანი ანკარამიტები და ოლიგოცენის შელილიტიტები (ჰეგაუს კომპლექსის დაიკები). ნეფელინიტები და შონკინიტები, კაიზერშტულის კომპლექსის ესექსიტები, ფონოლითები, ჰეგაუსა და კაიზერშტულის კომპლექსების ტრაქიტები და კაიზერშტულის კომპლექსის კარბონატიტები.

კაიზერშტულის ვულკანური კომპლექსის ქანწარმოშობის თანამიმდევრობაა: ეფუზიური ქანები, ტეფრიტები და მათი ტუფები, ლიმბურგიტები, ნეფელინიტები, ფონოლითები, პოლიგენური ტუფები; სუბველკანური ქანები: ფონოლითები, ესექსიტები, ტერალიტები → მონჩიკიტები, ესექსიტები და ტერალიტური პორფირიტები → კარბონატიტული ინტრუზივები → ფონოლიტების დაიკები → ტინგუაიტები, მონდქალდეიტები → შონკინიტური პორფირები → კარბონატიტული დაიკები (ქანების ფორმირების ხანგრძლივობა 2 მლნ, ასაკი — 18—16 მლნ წელი). კარბონატიტების წარმოშობა ფონოლიტებთანაა დაკავშირებული.

მურზუის სინეკლიზის (აფრიკა-არაბეთის ბაქანი) აღმოსავლეთ საზღვარზე ტიბეტის უბანზე განვითარებულია ოლიგოცენის კონტინენტური ნალექები; მათ ახლავს ბაზალტები, რომლებიც ცნობილია აგრეთვე ჯებელ სოდას უბანზე (საერთო ფართობი 730000 კმ<sup>2</sup>). აღნიშნულ ადგილებში ახალგაზრდა რღვევების ზოლში დადგენილია პლიოცენური ბაზალტები. ისინი აღწერილია ჯებელ-ნეფუსის ქედზეც. ანალოგიური ვულკანიტები (პლატო-ბაზალტები) განვითარებულია პოლანში, სინაი-სირიის რკალიდან დასავლეთით და სამხრეთ-აღმოსავლეთით, პაუდენის სინეკლიზაში, რომელიც ამოვსებულია საფარის ტრიასულ-იურული თითქმის პორიზონტული ნალექებით (დოლერიტის განფენები, სილები, დაიკები), დასავლეთ გვინეის სინეკლიზაში (დოლერიტების გვიანტრიასულ-ადრეიურული სილები და დაიკები) და გრაბენ ბენუეში, რომელიც ამოვსებულია ცარცული და პალეოცენ-ეოცენური ასაკის ზღვიური და კონტინენტური დისლოცირებული ნალექებით (დოლერიტები, გაბრო). ინტრუზივები (გაბრო, პერიდოტიტები) არის კალუმის ნახევარკუნძულზე.

კენიისა და ეთიოპიის რიფტებში (აღმოსავლეთ აფრიკის ზონა) ლავები ამოიფრქვა შემდეგი თანამიმდევრობით:

კენიის რიფტი — პლატო-ფონოლითები, ბაზალტები — კენიაში (ნაპრალური) და ნეფელინიტები, ფონოლითები, კარბონატიტები — ეენიაში, უგანდაში (ცენტრალური) — მიოცენი;

ბაზალტები — რიფტის ფსკერი, ფონოლითები, ტრაქიტები — რიფტის ფსკერი, რიოლითები, იგნიმბრიტები, მუჯიერიტები (ნაპრალური) და ბაზალტები, ტრაქიტები, ფონოლითები — რიფტის მხრები. ნეფელინიტები, ტრაქიტები — რიფტის ფსკერი (ცენტრალური) — პლიოცენი;

ბაზალტები, ტრაქიტები, რიოლითები, იგნიმბრიტები, იშვიათად ფონოლითები — რიფტის ფსკერი (ნაპარალური) და ტრაქიტები, იგნიმბრიტები, ფონოლითები, ბაზალტები — კალდერა რიფტის ფსკერზე, ნეფელინიტები, ფონოლითები, კარბონატიტები (ჩრდილოეთ ტანზანია), ბაზალტები, ტრაქიტები, ფონოლითები (ჩრდილოეთ ტანზანია), ბაზალტები, ტრაქიტები — რიფტის ფსკერი, ფონოლითები, ტრაქიტები — რიფტიდან აღმოსავლეთით (ცენტრალური).

ეთიოპიის რიფტი — პლატო-ბაზალტები — ეოცენი-ოლიგოცენი:

პლატოფონოლითები, ნეფელინიტები, ბაზალტები, პლატოს კომენდიტები (ცენტრალური) — მიოცენი:

ბაზალტები (ცენტრალური აფარი), ბაზალტები, აფარის სერიის მუჯიერიტები (ნაპარალური) და ბაზალტები, ბაზანიტები, მეტანეფელინიტები (რიფტის მხრები და პლატო), ბაზალტები, ტრაქიბაზალტები (წითელი ზღვა და აფარი: ცენტრალური) — პლიოცენი;

ბაზალტები, ტრაქიტები, იშვიათად ადენის სერიის კომენდიტები (ჩრდილო აფარი), ადენის სერიის ბაზალტები — რიფტის ფსკერი (ნაპარალური) და ტრაქიტები, პანტელერიტული იგნიმბრიტები და ობსიდიანის ლავეები, ადენის სერიის ბაზალტები — კალდერა რიფტის ფსკერზე, ბაზალტები, ფონოლითები, ადენის სერიის ტრაქიტები — პლატო და ტბა ტანას რიფტი (ცენტრალური);

ტრაქიტ-პანტელერიტული იგნიმბრიტები და ლავეები — რიფტის ფსკერი და ჩრდილოეთი და ცენტრალური ეთიოპიის პლატო — პლეისტოცენი.

შემდეგ მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ ჩრდილოეთ ამერიკის ბაქანი. აქ, კანადა-გრენვილის ფარის ჩრდილოეთ პერიფერიაზე, გრენვილის დიასტროფიზმის ეპოქაში (1000 მლნ წლის წინათ) ჩაისახა პერიკლინური როფი, რომელიც ამოივსო ბაქნური ნალექებით. ამ დროს ამოიფრქვა ბაზალტები და ტუფები, რომლებიც იმავე შედგენილობის დაიკებით იკვეთება; ზედა ტბის რაიონში, ბაქნის ცენტრალურ ნაწილში განლაგებული და კივინაუს სერიის ნალექებით ამოვსებული როფის ქვედა ნაწილში განვითარებულია პლატო-ბაზალტები და ზედა ნაწილში — წითელი არკოზული ქვიშაქვები. კივინაუს სერიასთან დაკავშირებული ინტრუზივები გვხვდება დულტის, სადბერის და სხვ. ლოპოლითების სახით. გრანდ-კანიონის სერიის ნალექებით ამოვსებული პერიკლინური როფი შეიცავს დიაბაზურ (ტრაპები) ეფუზივებს (1200 მლნ წელი), რომლებიც წარმოქმნიან დანალექი საფარის საგებს (კარგად ჩანს კოლორადოს დიდ კანიონში). ფუნდამენტის დამირვის სიღრმე სინეკლიზებში და აელაკოგენებში შესაბამისად 4—4,5 და 10—11 კმ-ია.

სამხრეთ ამერიკის ბაქანზე, ამაზონის სინეკლიზაში წითელი ნალექების დაგროვების (იურულის ბოლო-აღრეცარცული) მერე გასწვრივი და განივი რღვევების ზოლში მოხდა მათიტების (ბაზალტები, დოლერიტები,

დიაბაზები) ამოფრქვევა, რომელიც შემდეგ შეწყდა; ცარცულ-კაინოზოურ დროში კვლავ განმეორდა მცირე სიმძლავრის კონტინენტური ნალექების დაგროვება.

გვიანა-ბრაზილიის მეგაფარის სამხრეთი ნაწილის დაძირვამ გვიანპალეოზოურში და ნაწილობრივ ტრიასში, განაპირობა 2 კმ-მდე სისქის კონტინენტური ნალექებით ამოვსებული პარანის სინეკლიზის ჩამოყალიბება. ეს პროცესი გრძელდებოდა მეზოზოურშიც და ადრეცარცულში მიაღწია თავის კულმინაციას (120 მლნ წელი), რაც გამოვლინდა ბაზალტური მაგმის მასობრივი ამოფრქვევებით; ამის შედეგად წრამოიქმნა 1800 მ სისქის პლატო-ბაზალტები, რომელთაც 1000 000 კმ<sup>2</sup> ფართობი დაფარეს.

ბიკალურისწინა ეპიკარელური კონსოლიდაციის აღმოსავლეთ ანტარქტიდის ბაქნის დანალექი ს:ფარის ჩამოყალიბება სამ ეტაპად იყოფა: ზედაპროტეროზოული (ბიკალური), შუაპალეოზოური (ადრეპერციინული) და ზედაპალეოზოურ-ქვედამეზოზოური (გვიანპერციინულ-აღრეკიმერიული). პირველი ეტაპის საფარის ნალექები (სიმძლავრე 1000 მ) შემორჩენილია დედოფალ მოღას მიწის დასავლეთი ნაწილის პერიკლინურ როფში და დედოფალ მერის მიწის გრაბენში (ავლაკოგენში), მყინვარ დენიშანის სათავეებში. ტერიგენული წარმონაქმნები გვხვდება ბაზალური კონგლომერატების, არგილიტების, ალევროლითების, პოლიმიქტური ქვიშაქვებისა და შრეთაშორისი კონგლომერატების, ხოლო ვულკანოგენური — ანდეზიტ-ბაზალტების განფენებისა და ტუფქვიშაქვების სახით. ისინი ქვეშ უდევს სუსტად დისლოცირებულ ტერიგენულ ნალექებს. მეორე და მესამე ეტაპის საფარის ნალექები გაერთიანებულია ბიკონის სერიაში, რომლას შემადგენელი ქანები იყოფა ქვედა (სიმძლავრე 650 მ) და ზედა (1000 მ) ნაწილებად. ზედა ნაწილი ქვედასაგან ხარვეზითაა გამოყოფილი.

ბიკონის სერია მთავრდება მძლავრი (1200 მ-მდე) ტრაპული ფორმაციათ (ფერარის წყება). ბაზალტურ განფენებს შორის მოქცეულია ქვიშაქვებს დასტები, რომლებაც შეიცავენ ფლორის ნარჩენებს და იურულ ოსტრაკოდებს. განფენებთან ერთად ფერარის წყებაში გვხვდება დოლერიტების მძლავრი სილები და დაიკები (მაგმის ამომყვანი არხები), რომელთა საშუალო ასაკი 175—180 მლნ წელია და იურულს შეესაბამება. წყება შეიცავს აგრეთვე გაბრო-ნორიტების მსხვილ განშრევებულ ინტრუზივებს (მაფიტური ფორმაცია).

შემდეგ მაგალათად მოგვყავს კიმბერიის ღრმულას საფარის ერთი ყველაზე ადრეულ სტრუქტურასთან დაკავშირებული ავსტრალიის ბაქნის მაგმატიზმი; საფარის ნალექთა სისქე 5 კმ აღწევს და აგებულია კვარციანი და არკოზული ქვიშაქვებით, ფერადი ალევროლითებით და არგილატებით, მანდელშტაინური ბაზალტების განფენებით და სხვ. საფარი გაკვეთილია 3 კმ-მდე საერთო სისქის დოლერიტების დაიკებითა და

მძლავრი სიღებით (1800 მლნ წელი), რომლებიც ალაგ-ალაგ გაგრანოფი-რებულა.

გოულერის ბლოკის (ავსტრალიის ბაქანი) ადრეკამბრიულისწინა ფუნდამენტი მკვეთრად უთანხმოდაა გადაფარებული ვულკანოგენურ-მო-ლასური ნალექებით, რომლებიც კუთხური უთანხმოებით გაყოფილია ქვედა და ზედა ნაწილებად. ვულკანიტები წარმოდგენილია რიოლითების, პლუტონიტები-გრანიტების სახით. ზედა წყების ვულკანიტების ასაკი 1500 მლნ წელია, ხოლო გრანიტებისა, რომლებიც წყების ქვედა ნაწილს აკვეთენ — 1740—1550 მლნ წელი.

ადრეკამბრიულში, ოფისერის ღრმულის (სინეკლიზის) უმეტესი ნაწი-ლისა და სხვა ღრმულების (სამხრეთ ავსტრალიის ფარი) ჩამოყალიბების დასაწყისს წინ უსწრებდა ბაზალტების ამოფრქვევა (პლატო-ბაზალტური ფორმაცია). გვიანკამბრიულ-ადრედევონურში რიგ უბნებზე (ანტრემი, ოფისერის ღრმულის დასავლეთი ნაწილი) ჭარბობდა დაძირვა, რასაც წინ უსწრებდა პლატო-ბაზალტების ამოფრქვევა.

მძლავრი ტრაპული ვულკანიზმი და სიღების წარმოქმნა (სიღების მთლიანი სისქე 450 მ) გვხვდება ტასმანიის (აღმოსავლეთი ავსტრალია) (პერმულ-ტრიასულ სინეკლიზაში. გარდა ამისა, ბაზალტების ამოფრქვევა მიმდინარეობდა დაძირვებთან დაკავშირებით, რასაც ადგილი ჰქონდა დი-დი არტეზიული აუზის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში და კლარენს-მო-რეტენის ღრმულში. იურულის ბოლოს წარმოიქმნენ დანაოკების თანად-როული გრანიტული ინტრუზივები.

ინტენსიური ვულკანიზმი ცარცულის დასაწყისში გამოვლინდა მერი-ბოროს ღრმულში ბასოვის სრუტის აღმოსავლეთ სანაპიროზე პერიოკე-ანური დაძირვის ზონაში (აღმოსავლეთი ავსტრალია). აქ ძირითადად ანდეზიტები და ნაწილობრივ ტრაქიტები და რიოლითები იფრქვეოდნენ. ინტრუზივები წარმოდგენილია სიდნის, სიგნეტის და ტასმანიის რაიონე-ბის სიენიტებისა და ტემენიტების, ახალი სამხრეთ უელსის სამხრეთ სანა-პიროს შონკინიტების და იუნგელის რაიონის (კვისლენდში) გრანიტების სახით.

ავსტრალიის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროს ინტენსიური დაძირ-ვის ზონა (დაძირვა დაკავშირებულია რიფტოგენეზის წინამორბედ პროცესებთან) ხასიათდება ოლივიინიანი ბაზალტების ამოფრქვევებით (დაძირვის ზონის გარეთა საზღვარი და ბასოვის სრუტის სამხრეთი ზოლი), რაც ადრეპალეოცენში (ვიქტორია) და ოლიგოცენში (ტასმანია) დაიწყო. უფრო გვიან წარმოიშვა ოლივიინიანი და ოლიგოკლაზიანი ბაზალტებისა და ტრაქიბაზალტების ვრცელი განფენები (ვიქტორია). ტუტე ბაზა-ლტები იფრქვეოდნენ აგრეთვე აზვეების ღერძული ზონის გასწვრივ და დიდი არტეზიული აუზის საზღვარზე როფში, რომელიც განაგრძობდა დაძირვას.

აღნიშნული ვულკანიზმის მაგმის წყაროდ ვ. ხაინი (1979, გვ. 340) თვლის „ასტენოსფეროს ზედაპირის აწევას, რაც დასტურდება ქერქის გათხელებით 30 კმ-მდე აღმოსავლეთ ავსტრალიის ქვეშ წყნარი ოკეანის მიმართულებით. უფრო მეტი გათხელება (25 კმ-მდე) აღინიშნება ბასოვის სრუტის რიფტის ქვეშ“.

კონტინენტური (ეპიოროგენული) რიფტული ზონები (ტიპი ბ-II, ტაბ. I) ზონების მეორე ჯგუფია. იგი ვითარდება ახალგაზრდა ნაოქა ნაგებობებში ოროგენეზის დამთავრების შემდეგ. ამ დროს ისახება მთელი რიგი ვიწრო, მრავალ ასეულ კილომეტრზე გაჭიმული ურთიერთპარალელური გრაბენებისა, რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია ასევე ვიწრო ნორმალური ან ცალმხრივი ჰორსტებით, რაც კარგადაა გამოხატული კორდილიერების რიფტულ სისტემაში. კირ-ტუტე მაგმის (კაემჟავა, საშუალო კაემჟავა, ფუძე) დიდი მოცულობით ამოფრქვევა რიფტული ზონების ჩასახეამდე იწყება და რიფტოგენეზის დროსაც გრძელდება. ვულკანებს კვებადა როგორც ზედა მანტია (განაპირობა ბაზალტიდური ფორმაციების წარმოქმნა), ასევე გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენა (განაპირობა რიოლით-დაციტური ფორმაციების წარმოქმნა). ტუტე მაგმის ამოფრქვევები უმნიშვნელო იყო ან სრულებით არ ხდებოდა. პირველ შემთხვევაში ისინი უკავშირდებოდნენ ახალგაზრდა ნაოქა ზონებსა და ბაქნებს შორის განლაგებულ გარდამავალ ზონებს. ვულკანიზმის ხასიათი ერთი და იმავე ეპიოროგენულ რიფტულ ზონებში განსხვავებულია. ზოგ რაიონში შესაძლოა კარბობდეს კაემჟავა ვულკანიტები, როგორც, მაგალითად, აუზებისა და ქედების პროვინციაში, აშშ დასავლეთში, ზოგან კი — ბაზალტები ტოლეიტური ტენდენციით, რაც მაკდონალდ-კატურის ხაზის მახლობლად განლაგებულ კოლუმბიის პლატოზე და მდ. სნეიკის გრაბენში გვხვდება.

აშშ დასავლეთის რიფტული ზონა გვიანმეზოზოურ-ადრეკაინოზოურის განმავლობაში ოროგენულ მხარეს წარმოადგენდა; რიფტული რეჟიმი დამყარდა ოროგენეზის დასრულებისა და მკირე ხარვეზის შემდეგ. ამ ზონაში ვულკანიზმის გამოვლენა არ ხასიათდება მკაცრი კავშირით გარკვეულ სტრუქტურებთან — განვითარებულია განცალკევებული ბაზალტური ველები (ორეგონი, აიდახო, ნევადა, კალიფორნია), რომლებიც წარსულში ერთიან პლიო-პლეისტოცენურ განფენს წარმოადგენდნენ.

როგორც ჩანს, ეპიოროგენულ რიფტულ ზონას მიეკუთვნება უხეშნატეხოვანი წითელი მოლასები (სისქე 5 კმ); ისინი ავსებენ მთათაშუა ღრმულებს (სინეკლიზებს), რომლებმაც განიცადეს ბელტური დეფორმაცია და მკვეთრი უთანხმოებით არიან განლაგებული აბაბისის და კეის მეტამორფიტებზე (სამხრეთ-დასავლეთი აფრიკის ცენტრალური ნაწილი). მათ უკავშირდება სუბსექვენტური ვულკანიზმი, რომლის პროდუქტები წარმოადგენილია ბაზალტების, ანდეზიტებისა და რიოლითების (კვარ-

ციანი პორფირები) სახით. უკანასკნელი დიდი სისქით ხასიათდებიან. მოლასების ქვედა პორიზონტები გაკვეთილია გრანიტოიდული ინტრუზივებით. ზოგიერთ რაიონში, მაგალითად, კასკადურ მთებში, გამოვლინდა მხოლოდ ინტენსიური ანდეზიტური ვულკანიზმი. მძლავრი კაჟმკაჟა ვულკანიზმი ხშირად წინ უსწრებს ვიწრო გრაბენების წარმოშობას და სწრაფ დაძირვას. მას ხშირად თან ახლავს იგნიმბრიტების უზარმაზარი მასების ამოფრქვევა, რაც როგორც ჩანს, დაკავშირებულია მაგმის გენერაციის მცირე სიღრმის კერებთან. რაც შეეხება ტოლეიტური ბაზალტებისა (კოლუმბიის პლატოს ღრმული) და სუბტუტე ოლივიინიანი ბაზალტების მძლავრ ამოფრქვევებს, ისინი როგორც ჩანს, უკავშირდებიან მანტიურ მაგმურ კეობებს.

კონტინენტთა შორის რიფტული ზონების (ტიპი ბ-III, ტაბ. I) ღერძული ნაწილის ქერქი ჰგავს ოკეანური (შიდაოკეანური) რიფტული ზონების ქერქს. განსახილველი რიფტული ზონების პერიფერიული ნაწილები რამდენადმე გათხელებულია და აგებულია გადაძაბვებული კონტინენტური ქერქით, „მხრები“ კი წარმოდგენილია ტიპური კონტინენტური ქერქის სახით.

ვინაიდან კონტინენტთაშორისი რიფტული ზონები კონტინენტური (შიდაკონტინენტური) ეპიბაქნური რიფტული ზონების განვითარების ღრმად წასული პროცესის შედეგია, მათი მაგმატიზმი გარდამავალი ხასიათისაა სუსტადტუტედან ტოლეიტ-ბაზალტურიისაკენ, რომელიც კონტინენტური (შიდაკონტინენტური) რიფტული ზონებისთვისაა დამახასიათებელი. განსახილველი რიფტული ზონების განვითარების სტადიები შეიძლება ნაჩვენები იყოს აფარის სამკუთხედის მაგალითზე. აქ თავს იყრის ეთიოპიის რიფტი, გრაბენი დანაკილი და შუალედური ქედი შება. პირველ სტადიაში (გვიანი ეოცენი-ოლიგოცენი) ამოიფრქვეოდნენ ეთიოპიის არადიფერენცირებული ტუტე ოლივიინიანი ბაზალტები (პლატო-ბაზალტები); მეორე სტადიაში (ადრემიოცენი-პლიოცენი) ჩაისახა აფარის დებრუსია და ამოიფრქვა დიფერენცირებული ვულკანიტები (ბაზალტები, ტრაქიტები, რიოლიტები), რომლებიც ეთიოპიის რიფტის მეოთხეული ვულკანიტების ანალოგიურია. მესამე სტადია (გვიანპლიოცენი-თანამედროვე პერიოდი) ოკეანურია, რომელშიც წარმოიქმნა თავისებური სტრუქტურა — „რიფტი რიფტში“ და ამოიფრქვა კვარციანი ტოლეიტები.

კონტინენტთაშორის რიფტებს მიეკუთვნებიან აგრეთვე წითელი ზღვისა და ადენის რიფტები. ვულკანიზმის შედეგად ადენის რიფტის ჩრდილოეთ ბორტისპირა ზონაში წარმოიშვა სუსტად ტუტე ქანები (ოლივიინიანი ბაზალტები, ტრაქიბაზალტები, ტრაქიანდეზიტები, ტრაქიტები, კომენდიტები), ხოლო ღრმა ზღვის ღერძულ ზონებში ახლად-წარმოქმნილი ოკეანური ქერქით — ტოლეიტური ბაზალტები (გაბურღილია წითელი ზღვის ღერძულ ზონაში ღრმა ზღვის ტაფობ ატლანტიკ-



II-ში 14 მეტრის სისქის მეოთხეული ნალექების ქვეშ). მიმართების გასწვრივ სამხრეთ დაბოლოებაზე წითელი ზღვის რიფტი კარგავს კონტინენტაშორის ხასიათს; იცვლება ვულკანიზმის პროლექტებიც ტოლეიტური ბაზალტებიდან მათ შუალედურ სახესხვაობებამდე (ტოლეიტურ და ტუტე ბაზალტებს შორის) და შემდეგ სუსტად ტუტე ქანებამდე (ტუტე ბაზალტები, ტრაქიბაზალტები, ტრაქიტები), რომლებიც განვითარებულია რიფტის ღერძული ზონის ვულკანური კუნძულების ძეწკვის გასწვრივ.

აღმოსავლეთ ეგვიპტეში წითელი ზღვის გრადენტან (წითელი ზღვის კონტინენტაშორისი რიფტული ზონა) მიმდებარე ნუბიის ნაწილში, ე. ი. ყოფილი არაბეთ-ნუბიის ფარის ღერძულ ზონაში, დადგენილია ცარცულ-პალეოგენური ასაკის ტუტე-კარბონატიტული ცენტრალური ინტრუზივები, ხოლო სამხრეთით — აღმოსავლეთ სუდანში, პალეოზოური ასაკის ტუტე გრანიტების წრიული ინტრუზივები.

ანალოგიური თანაფარდობანი რიფტის სხვადასხვა ელემენტებს შორის ფიქსირებულია ისლანდიაშიც. რიფტის ყველაზე აქტიურ, გარდღივად მოუბნებზე იფრქვეოდა შიდაოკეანური რიფტული ზონებისათვის დამახასიათებელი ტოლეიტური ბაზალტები, ხოლო ამ ზონების გადაჯვარების მიმართულებით, ტოლეიტური ბაზალტების ნაცვლად განვითარებულია ტუტე ოლივიინიანი ბაზალტები, პავაიიტები და მუჯიერიტები.

ვიბორგის დიასტროფიზმისათვის ტიპურია რაპაკივი გრანიტები, რომლებთანაც ზოგჯერ ასოცირებენ მათი წინამორბედი გაბრო-ნორიტები და ანორთოზიტები (გაბრო-რაპაკივ-გრანიტული ფორმაცია). მოგვიანებითაა წარმოქმნილი ტუტე სიენიტები, რომელთა შორისაა ნეფელინიანი სიენიტებიც. რაპაკივი გრანიტები თითქმის ყოველთვის იკვეთებიან დიაბაზების დაიკებით. რაპაკივი გრანიტებისათვის დამახასიათებელია მაფიტური ქანების (გაბროიდების) და მათი მინერალების, მაგალითად, „ჯაფშნიანი“ ოლივიინის სუსტად გარდაქმნილი ქსენოლითები (ნარჩენები).

კოდარო-უდგკანის კლასიკურ რაიონში (აღმოსავლეთი ციმბირი) ეპიარქეული პროტობაქნის აქტივიზაციის ფარგლებში (ღრმულში, მძლავრი პროტობაქნური დანალექი საფარით) გამოიყოფა სამი მაგმური ფორმაცია: რიტმულად განშრევებული გაბრო-ნორიტ-ანორთოზიტული, რაპაკივ-გრანიტული და ტრაპული.

პირველი მათგანი წარმოქმნის დისკორდანტულ რკინით მდიდარ (85%-მდე) ლოპოლითს. წარმოშობის პირობები ცვალებადია —  $P_{0.5}$  (1. 9.10<sup>-3</sup>—1.69.10<sup>-8</sup> ატმ-მდე), მინერალიზაცია ტიტანომაგნეტიტური და სულფიდური სპილენძ-ნიკელიანი, საწყისი მაგმა უხვთიხამიწიანი ბუშველდ-სადბერის ტიპისაა.

რაპაკივ-გრანიტული ფორმაცია (კოდარის კომპლექსი) ქმნის ფილაქ-

ნისებრ პლუტონს წვრილი ოვოიდების გამოხაყოფებით. პეტროქიმიური თავისებურებებისა და მეტალოგენური სპეციალიზაციის მიხედვით ქანები კლასიკური გრანიტ-რაპაკვივის ანალოგიურია (გვიანის ფარი, კანადა და სხვ.). ისინი ხასიათდებიან საერთო რკინაუხვობით (86%-მდე), რკინაუხვი ბიოტიტის შემცველობით,  $K_2O$ -ს მკვეთრი სიჭარბით  $Na_2O$ -თან შედარებით ( $K_2O:Na_2O > 1,7$ ) და შედარებით მშრალი საწყისი მაგმის კრისტალიზაციის მაღალი ტემპერატურით ( $> 850^\circ$ ).

### ოკეანური რიფტული ზონების უორკასივაი

ოკეანური (შუალედურ-ოკეანური) რიფტული ზონების წარმოშობის სტადია (3 ტიპი ტაბ. 1) შეესაბამება შუალედურ-ოკეანური ქედების გაჩენას ახლადწარმოქმნილი ოკეანური ქერქის პირობებში, როდესაც ღრმად არ არის (3—5 კმ ღერძულ ნაწილში) განლაგებული ანომალური მანტია (ქერქულმანტიური ნარევი), რომელშიც სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარე უფრო დაბალია, ვიდრე ეს ნორმალური მანტიისთვისაა დამახასიათებელი (ფენა 7,3—7,8 კმ/წმ სიჩქარეებით) და ბევრად მაღალაა ოკეანურ ქერქთან შედარებით.

სეისმური ტალღების წარმოშობის მიხედვით ოკეანურ ქერქში გამოყოფენ სამ სეისმურ ფენას. 1-ელი ფენა (ზედა) შედგება რამდენიმე ასეული მეტრი სისქის ფხვიერი ნალექებისაგან, რომელშიც ტალღის გავრცელების სიჩქარე ჩვეულებრივ არა უმეტეს 2,0 კმ/წმ-ია; მას ქვეშ უდევს მაგნიტურად ძლიერ ანომალური მე-2 ფენა, რომელიც აგებულია 0,5—2 კმ სისქის დანალექი, ვულკანოგენური და გრანიტ-მეტამორფიტული ქანებისაგან და აკუსტიკურ ფუნდამენტს უწოდებენ; მე-3 ფენა (ოკეანური ან ბაზალტური) ყველა რაიონში განივი ტალღების გავრცელების დაახლოებით თანაბარი სიჩქარეებით ხასიათდება; იგი საშუალოდ 6,5 კმ სიღრმეზე მოხორავიჩიჩის (მოხოს) ზედაპირითაა შემოფარგლული (ტალღების სიჩქარე 8,0—8,15 კმ/წმ).

ოკეანური რიფტული ზონების ერთ-ერთი დამახასიათებელი თავისებურებაა ვულკანიზმის ფართო გამოვლენა (ციკლის ხანგრძლივობა დაახლოებით 20 მლნ წელი). ამ ვულკანიზმის მასშტაბებზე მსჯელობისას საქმარისა აღინიშნოს, რომ შუალედურ-ოკეანური ქედების მსოფლიო სისტემის სიგრძე აღწევს 80000 კმ-ს, ხოლო მათ მიერ დაკავებული ფართობი შეიძლება დაუპირისპირდეს კონტინენტების საერთო ფართობს. შუალედურ-ოკეანური ქედების მეორე საინტერესო თავისებურებაა მათი „ჩრდილას“ გაგრძელება ოკეანის ფარგლებს გარეთ, ხმელეთისაკენ (კონტინენტისაკენ), რაც ვლინდება მაღალი სეისმურობის და ტექტონიკური და ვულკანური აქტივობის ზონების არსებობაში. მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ აფარის სამკუთხედი ეთიოპიაში — შჩებას ქედის შე-

ერთების ზონა აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტულ სისტემასთან, ქედებისა და აუზების პროვინცია აშშ დასავლეთში — წყნარი ოკეანის აღმოსავლეთი ნაწილის აზვეების გაგრძელება, მამსკის რიფტი სსრ კავშირის ჩრდილო-აღმოსავლეთში — შუა არქტიკის ქედის (გაკელის ქედი) გაგრძელება.

შუალედურ-ოკეანური ქედების ვულკანიზმი კონტინენტების ვულკანიზმისაგან განსხვავდება იმით, რომ იგი მიმდინარეობს წყლიან გარემოში; ეს იწვევს მაგმის სწრაფ გაცივებას, რაც აძნელებს მდნარის დეგაზაციას წყლის მძლავრი ფენის ჰიდროსტატიკური წნევის შედეგად. 2 კმ სიღრმეზე დეგაზაცია საკმაოდ სუსტია, ხოლო 1 კმ-ზე 35% აღწევს. ქედის განსხვავებული რელიეფის გამო ლავეების ტექსტურა ცვალებადია. ციცაბო ფერდობებზე (80—90°-მდე) წარმოიშობა ლილვაკისმაგვარი ლავა, საფეხურების ძირში — ლოდისებრი ლავა, სწორ ფსკერზე — ბალიშისებრი (პილოუ) ლავა. ბაზალტური ქანების სტრუქტურები ხმელეთზე ამოფრქვეული ვულკანიტების ანალოგიურია. გვხვდება აფანიტური, ვარიოლითური, ინტერსერტული, დოლერიტული სტრუქტურები. ამოფრქვევათა ტიპი, ჩვეულებრივ, ცენტრალურია, მაგრამ გვხვდება აგრეთვე ხაზოვანი (ნაპრალური) ამოფრქვევები (შუალედურ-ატლანტის ქედის რიფტული ზონა 10 კმ-მდე ნაპრალის სიგრძით). ცენტრალური ტიპის ვულკანების ნაწილი წარმოქმნის კუნძულებს.

აზრი ვულკანური კუნძულების ასაკის გაზრდის შესახებ შუალედური ქედების ლერძისაგან დამორების შესაბამისად, ყოველთვის ერთნაირად არ არის დასაბუთებული. მაგალითად, კუნძულ ტრისტანის (ატლანტის ოკეანე, ტრისტან-და კუნის კუნძულების ჯგუფი) ქანების ასაკი 9 მლნ წელია, ინეკსესებელის — 6, ხოლო ნეიტინგენის — 18 მლნ წელი. კუნძულებს შორის მაქსიმალური მანძილი 40 კმ-მდეა. აღნიშნული წარმოდგენის თანახმად, კუნძულ ფერდანუ-დანორნიას ასაკი 120 მლნ წელზე მეტი უნდა იყოს. სინამდვილეში კი იგი (K—Ar-ის მეთოდით) 12 მლნ წლისაა.

შუალედური ქედების ფსკერის ვულკანიტიზმი ბაზალტოიდების ფარგლებში განსხვავებულია. აქ უმნიშვნელო როლს ასრულებენ ტუტე ბაზალტოიდები და მათთან დაკავშირებული ტრაქიტები და ფონოლითები (ტახიტ-ფონოლიტ-ტუტე-ბაზალტური ფორმაცია), ხოლო უპირატესად ტოლიტური ბაზალტები, იმავე შედგენილობის ინტრუზივები და ულტრამაფიტებია განვითარებული. შუალედური ქედების ზედაპირზე დრაგირებით დადგენილია ბაზალტები, უმთავრესად ოლივიინიანი და პლაგიოკლაზიანი (ასაკი 120 მლნ წელი) და ბევრად იშვიათად დოლერიტები, დიაბაზები, გაბრო და ორთომეტამორფიტები (ოკეანური ფსკერის მეტამორფიტები). გვხვდება აგრეთვე პიროქსენიანი (დიოპსიდ-ავგიტიანი) და პიკრიტული ბაზალტები.

მეტაბაზალტები არ არის დაფიქლებული ან სუსტადაა დაფიქლებული. მათი გადაკრისტალება ჩვეულებრივ ბოლომდე არ არის მისული: გამოირჩევა ლავებისა და პიროქლასტოლითების საწყისი ბალიშისებრი განწევრება, რომელიც, როგორც ჩანს, მძლავრი ვულკანოგენური წყებების შემადგენელი ნაწილია. წყებების ქვედა ნაწილებში მეტამორფული გადაკრისტალება მიმდინარეობდა მეტამორფიზმის ცეოლათური ( $T 120-180^\circ$ ) ფაციესისა, ნატრიუმის შემოტანით და მწვანე ქვის ( $T \approx 350^\circ$ ) ფაციესის პირობებში (დამარხვის მეტამორფიზმი); ზოგან ამფიბოლიტური ფაციესის ნიშნებიც შეიმჩნევა, მაშინ როდესაც პრენიტ-ტემპელიტური და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესები ჯერ დადგენილი არ არის.

მეტაგაბროიდებს შენარჩუნებული აქვს საწყისი გაბროიდების სტრუქტურა და მეტამორფიზებული არიან მწვანე ქვისა და ამფიბოლიტური ფაციესების პირობებში. რეგრესიული მეტამორფიზმის გამოვლენისას წარმოიქმნებიან ქანები, რომლებიც ცეოლითურ ფაციესს მიეკუთვნებიან.

მეტამორფიზმი ხორციელდებოდა ოკეანურ ქერქში მცირე სიღრმეზე, ქედების თხემის ქვეშ. ამაზე მიუთითებს მალალტემპერატურული ასოციაციის მინერალების არსებობა ქანებში, რომლებიც აგებენ ახალწარმოქმნილ შუალედურ-ატლანტის ოკეანურ ქერქს.

ღრმა ზღვის ბურღვით დადგენილია ბაზალტების დაბალტემპერატურული გარდაქმნა, რაც კალმიროლიზით იხსნება, ამასთან დგინდება  $Fe^{2+}$ , K და  $H_2O$  შეტანა და Ca, Mg და Si გატანა მცირე ელემენტების B, Li, Rb და Cs კონცენტრაციის ერთდროული გაზრდით. ვფიქრობთ, რომ კალიუმში შეიძლება მანტიური (ქერქულმანტიური) წარმოშობისა იყოს, რაზეც მიუთითებს ტუტე ვულკანიტების არსებობა ფსკერის ქანებს შორის.

ინფორმაცია ულტრამაფიტების შესახებ ძირითადად გვაქვს შუალედურ-ატლანტის ქედიდან და ნაკლებად — შუალედურ-ინდოეთის ქედიდან. ეს ინფორმაცია მიღებულია გარდიგარდმო რღვევათა ზონების ან რაფტულ დაბლობთა ფერდობების დრაგირებისას. ჩვეულებრივ, ულტრამაფიტები ძლიერ დეფორმირებული და კატაკლაზირებულია; დამსხვრევა ხშირად აღწევს მილონიტიზაციის საფეხურს, რომელიც წინ უსწრებს სუპერინტიზაციას. სუსტად ან სრულიად შეუცვლელი ქანები აღმოჩნდა შუალედურ-ატლანტის ქედის ზოგიერთ უბანზე. ულტრამაფიტებს საწყისი მინერალური შედგენილობა მუდმივია — ოლივინი 50-80%. პიროქსენი (ენსტატიტი, დიოპსიდი) — 30% და აქცესორული ქრომიანი შპინელი — 1,5%. მეორეული მინერალები გვხვდება სერპენტიტის, ტალკის, ქლორიტის, მაგნეტიტის სახით. ულტრამაფიტების ასაკი ყოველთვის უფრო დიდია, ვიდრე განხილულა ვულკანიტებისა, რასაც

დიდი მნიშვნელობა აქვს მათი გენეზისისა და ფორმაციული ნიშნის საკითხების გარკვევისას. მაგალითად, წმინდა პეტრეს კუნძულის ქანების ასაკობრივი დიაპაზონი 350—3500 მლნ წელია. აქ საიმედოდ ითვლება ერთი მონაცემი, რომლის მნიშვნელობაა 835 მლნ წელი. დუნიტები, რომანშის ღრმულიდან 1600 მლნ წლისაა. ამრიგად, შუალედურ-ოკეანური ქედების ვულკანიტები და ულტრაამფიტები არ არიან ერთმანეთთან დაკავშირებული ერთიანი დიფერენცირებული რიგით.

პეტროქიმიური თვალსაზრისით ფსკერის ბაზალტები რაიმე განსაკუთრებულ ვარიაციებს არ განიცდიან, გამონაკლისია  $Fe_2O_3$ , რომლის ცვალებადობა სხვადასხვა ქედებსა და ერთი ქედის სხვადასხვა უბნის ფარგლებში მნიშვნელოვანია, შემცველობის მაქსიმუმი 12%-მდეა. განხილული ბაზალტების (დრაგირებული და ბურღვით გახსნილი) ზოგადი დამახასიათებელი პეტროქიმიური თავისებურებაა  $SiO_2$  შემცველობა 48,5—50,5 და  $TiO_2$ —0,9—1,6%. გარდა ამისა. შეინიშნება ზომიერი რაოდენობით  $Al_2O_3$ —14,2—16,5% და უმნიშვნელო  $K_2O$  (<0,3%), Mg. Ca. გამონაკლისია წითელი ზღვის ტოლეიტები, რომლებშიც კალიუმის შემცველობა (ბურღვით გახსნილ ტოლეიტებში) ერთი რიგით მეტია, ვიდრე დრაგირებით მიღებულში. ფაქტორული ანალიზით კორელაცია  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ -სა და უფრო ძნელდნობად ენაგებს MgO. CaO.  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , FeO შორის არ დგინდება.

საშუალო ნორმატიული შედგენილობის მიხედვით ფსკერის ბაზალტები კვარცა და ნეფელინს არ შეიცავენ. ისინი ორ მთავარ ტიპად იყოფიან — ოლივინ-პიპერსტენიანი ტოლეიტები (Ol და Hy > 3%) და ნორმატიული პიპერსტენით ნაჯერი ტოლეიტები (პირველი ქარბობენ). ამასთან. განსხვავება ქედების ლერძული ნაწილისა და მისგან დაშორებული ფსკერის უბნების ბაზალტოიდების ქიმიზმს შორის არ შეიმჩნევა. ლითოფილური ელემენტების (Rb, Cs, Sr, Ba, V, Zr, Hf, U) კონცენტრაცია დაბალია. კუნძულთა ტოლეიტებისათვის ტიპურია ლითოფილური ელემენტების უფრო მაღალი შემცველობა და  $^{87}Sr$ ,  $^{86}Sr$  თანაფარდობა. ფსკერის ვულკანიტების მაგური ფორმაციები მოცემულია I ტაბულაში.

შუალედური ქედების კუნძულთა ვულკანიტები განლაგებულია როგორც ქედებზე (თხემის ზონაში), ასევე მათ ფარგლებს გარეთაც (ქედების ფერდობებზე). ისინი უმთავრესად ბაზალტების (90%) სახით გვხვდება. შუალედურ-ატლანტის ქედის ყველაზე კარგად შესწავლილ კუნძულებზე ქარბობს ოლივინიანი ბაზალტები; გამონაკლისია წმინდა პავლეს ვულკანიტები, სადაც დადგენილია ულტრაამფიტები. ოლივინიანი ბაზალტების გვერდით შეიმჩნევა ტრაქიბაზალტები, ტრაქიტები, ფონოლათები, უფრო იშვიათად ანდეზიტები, ხშირად გვხვდება ქსენოლოთები, რომლებიც პერიდოტიტებით, გაბროებით და

სხვ. არიან წარმოდგენილი. წყნარი ოკეანის აღმოსავლეთ ნაწილის ამალ-  
ლების ვულკანები თითქმის მთლიანად (85—90%) ტუტე ბაზალტებისაგან  
შედგება, რომლის გვერდით გვხვდება პიკრიტული და პლაგიოკლაზიანი  
ბაზალტები, აგრეთვე ანდეზიტები, ტრაქიტები და რიოლითები, რომლე-  
ბიც ჩვეულებრივ ტუტე ბაზალტებს ენაცვლებიან. პერიდიოტიტების,  
დუნიტების, პირაქსენიტების, უფრო იშვიათად ამფიბოლიტების ჩანარ-  
თები შეადგენენ არა უმეტეს 0,01%-ს.

შედარებით კარგად შესწავლილ კუნძულ რეიუნიონზე (ინდოეთის  
ოკეანის კუნძულები), რომელიც შუალედური ქედის ზონაში იმყოფება,  
ვულკანიზმი ორ სტადიად გამოვლინდა (ვულკანი პიტონ-დე-ნევი).  
პირველ სტადიაში გაჩნდა ოლივიინიანი ბაზალტებით აგებული ფარი-  
სებრი ვულკანი, ხოლო მეორეში — ამოიფრქვა ქანების დიფერენცირე-  
ბული ბაზალტ-ტრაქიტული სერია. დიფერენცირებული წარმონაქმნე-  
ბიდან ყველაზე ნაირგვარია ვულკანიტების სერია—გავაიიტები. მუჯიერო-  
ტები, ბენზორენიტები, ტრაქიტები და სიენიტები.

ფაქტორულმა ანალიზმა გამოავლინა კორელაცია ერთი მხრივ  $\text{SiO}_2$ ,  
 $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ -სა და მეორე მხრივ  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  შორის:  
გამონაკლისია ისლანდიის ვულკანიტები და კუნძულების რეიუნიონისა და  
ეზ-ზუბეირის (წითელი ზღვა) ოკეანიტები.

პეტროქიმიური კვლევის შედეგებმა აჩვენა, რომ შუალედური  
ქედების კუნძულთა ვულკანიტები აგებულია ოლივინ-ჰიპერსტენიანი ტო-  
ლიტებით, კვარციანი ტოლიტებით, ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებით,  
ბაზალტებით და ოლივინ-მელილიტიანი ნეფელინიტებით; აღნიშნული  
ქანების რაოდენობრივი თანაფარდობა დადგენილი არ არის, ვინაიდან  
დასინჯვა წარმოებდა ვულკანური კუნძულების მხოლოდ ზედა ნაწი-  
ლებში.

შუალედურ-ოკეანური ქედების კუნძულთა ვულკანიტების დიფერენ-  
ცირებულ სერიებში კიდურა ტიპები წარმოდგენილია ან ტრაქიტების  
და ფონოლითების (გოფი, ტრისტან-და-კუნია, წმინდა ელენე), ან რიოლი-  
თების (ბუვე, ამალლების, ისლანდია), ან ორივეს (აზორის კუნძულები)  
სახით. ერთი ციკლის საღური ვულკანიტების საერთო მოცულობა  
10—12%-ია.

აღსანიშნავია, რომ ვულკანიტების დიფერენცირებული სერიები  
მჭიდროდაა დაკავშირებული ცენტრალურ ამოფრქვევებთან და ბევრ  
შემთხვევაში ქედის ლერძისაგან დაშორებით ქიმიური შედგენილობა  
არ იცვლება.

მაგმური ფორმაციები შუალედურ-ოკეანური ქედების კუნძულთა ვულ-  
კანიტებისათვის მოცემულია I ტაბულაში.

შუა და გვიანი პროტეროზოულის მაგმური ქანები დიდად ჰგვანან ფანეროზოულ ქანებს. ამის კარგი მაგალითია საიანისპირა შუა-და გვიანპროტეროზოული წარმონაქმნები. აქ, საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში წარმოიქმნა სპილიტ-კვატოფირები, გაბრო-დიაბაზები, ულტრა-მაფიტები და სელიმენტოგენები, რომლებიც გარდაიქმნენ ჯესპილიტებად. კვარციტებად, გნეისებად, კრისტალურ ფიქლებად, დოლომიტებად (ჩინაცვლება მაგნეზიტებით). ინვერსიულ სტადიაში ჩამოყალიბდა პლაგიოგრანიტების კონკორდანტული სხეულები. ქვედარიფეულში წარმოიშვა ენდერბიტ-ჩარნოკიტებისა და ეკლოგიტების ფორმაციები. პირველი მათგანი წარმოიშვა უფრო ძველი ქანების ხარჯზე (არქეული ქანების ჩათვლით) წნევისა და ტემპერატურის აწევის შედეგად. ჩარნოკიტები, რომლებსაც აშშუშენის ზონები აკონტროლებენ, შეესაბამებიან ენდერბიტ-ჩარნოკიტების რეომორფულ და მაგმურ ტიპებს. ისინი განსხვავდებიან მსხვილ გრანიტ-გნეისურ გუმბათებთან დაკავშირებული არქეული ჩარნოკიტებისაგან, რომლებიც ბრაქიმორფულ სტრუქტურებს ქმნიან. საიანისპირა გრანიტოიდები და ქვედარიფეული ციკლის დამამთავრებელი დიაბაზები ხასიათდებიან ამალეებელი ტუტიანობით.

წარმოშობის გეოლოგიური პირობებით, საწყისი ქანების ტიპებით და მეტალოგენური სპეციალიზაციით გვიანპროტეროზოული ინტრუზივები (მაფიტები, ულტრამაფიტები, გრანიტოიდები, სიენიტები და სხვ.) ფანეროზოულ ინტრუზივებს ემსგავსებიან.

აღნიშნულ ეტაპზე წარმოიშვა მრავალრიცხოვანი განშრევებული ინტრუზივები, კერძოდ, ლისოგორსკის და უსინსკის (მაფიტური). ინჩი, ბელხელვი, მაუდი, კოკტახის, კიზირის და სხვ. (სუბტუტე მაფიტური).

ინტერესს იწვევს ავტორთა ჯგუფის მიერ (გ. პოლიაკოვი, ა. კრივენკო, დ. ორლოვი და სხვ. 1974) დეტალურად შესწავლილი კალედონური განშრევებული ინტრუზივების სამი ტიპი: სიენიტ-გაბროიდული (კიზირის), პიროქსენიტ-გაბროიდული (მასივები ოსერდოკი და პადუნის) და გაბრო-ნორიტ-დიორიტული (კანატიკის, დომარ-ტაიგინსკის, ბაზივაისკის და სხვ.), რომლებიც ვულკანოგენური გეოსინკლინების განვითარებას უკავშირდებიან.

დასახელებული ავტორების მიერ მოცემული კიზირსკის სიენიტ-გაბროიდული მასივის აღწერიდან ჩანს, რომ აქ არის სამი რთული შრეული სერია (მეგარიტმი), ორიენტირებული შემცველი ქანების (ქვედაკამბრიული ფიქლები, კირქვები და ფუძე, იშვიათად კაჟმეჟა ეფუზივები) ჯამისებრი სტრუქტურის მიმართ. იქმნება შთაბეჭდილება, რომ კრისტალიზაციური დიფერენციაცია ხდებოდა რადიალურად და არა ვერტიკალ-

ლურად. რაც თითქოს წარმოუდგენელია. ავტორები თვით აღნიშნავენ, რომ დიფერენციაცია ხორციელდებოდა „მაგმური კამერის საგებისა და კედლების ციკაზო დახრის პირობებში, ე. ი. გრავიტაციული ფრაქციონირებისათვის ნაკლებხელსაყრელ გარემოში“ (გვ. 32). მდიდარი ფაქტობრივი მასალა მეტყველებს, რომ კიზირსკის ინტრუზივში კრისტალიზაციური დიფერენციაციის მეტნაკლებად ნათელი სურათი არ დგინდება, გარდა შემდეგი ტენდენციისა — ქანების რამდენადაც ფუძე შედგენილობა ქვედა შრეულ სერიაში შუა და ზედა სერიებთან შედარებით. მაგრამ ყოველი მეგარიომის შიგნით შეინიშნება სერიოზული გადახრები, რაც ძნელად ასახსნელია. ამიტომ ავტორები იყენებენ ცნებას „დიფერენციაციის რთული პროცესი“. თუ დავუშვებთ, რომ ფუძე მაგმის შემოკრა იყო ერთჯერადი და დაიწყო თანდათანობითი კრისტალიზაციური დიფერენციაცია, მაშინ დაშრეება მთელი მასივისათვის უნდა ემორჩილებოდეს საერთო გრავიტაციას რაიმე მნიშვნელოვანი გადახრების გარეშე. რაც არც ამ და არც სხვა აღწერილ მასივებში არ აღინიშნება.

როგორც ჩანს, მხოლოდ მაგმის ერთჯერადი და შედარებით სწრაფი შემოკრისას უნდა მოველოდეთ ინტრუზივების გრავიტაციულ განშრეებას, როგორც ამას ამ ჰიპოთეზის ფუძემდებლები უშვებდნენ. მაგრამ ამგვარი მექანიზმის დაშვება, განსაკუთრებით მსხვილი ინტრუზივებისათვის, სათუთა, ვინაიდან ინტრუზიული მაგმა მის მიერ დაკავებულ სივრცეს თანდათანობით და ნელა ავსებს. მისი გადაადგილების შეწყვეტის მომენტში იგი უკვე საკმაოდ ბლანტია და მასში კრისტალების დაბირვის დაშვება ალბათ შეუძლებელია. მდნარის მოძრაობის პროცესში კი ეს საერთოდ გამორიცხულია. პირიქით, ხდება გამოყოფილი კრისტალების შერევა, მითუმეტეს, რომ მოძრავი მაგმა ამ დროს იმყოფება დაძაბულ მდგომარეობაში ქვემოლან განვითარებული წნევის შედეგად, რომელიც სუსტდება მხოლოდ კერაში მიმდინარე პროცესების შეწყვეტის (ჩაქრობის) შემდეგ.

საერთოდ, ძნელია თეორიულად წარმოვიდგინოთ მაგმის შემოკრის ისეთი გზა, რომლის დროსაც შესაძლებელია წარმოიშვას ავტორთა მიერ აღწერილი გრავიტაციულ-განშრეებადი ინტრუზივები. მხედველობაში მისაღება მათში არსებული გადახრებიც — კერძოდ, სუსტად გამოხატული რიტმულობა კიზირსკის ინტრუზივში; კანონზომიერად განმეორებადი პიროქსენიტ-გაბრო-ლექსოკრატიული გაბრო-გაბროანორთოზიტის ტიპის სრული რიტმების იშვიათობა; უმეტესად რიტმები ორწევრიანია; ხოლო მომიჯნავე ფენები სისქის მიხედვით არაა ტოლფასოვანი და არ გაიღვენებიან მიმართებაზე (გვ. 32). ფუძეპლაგიოკლაზიანი ქანები ინტრუზივის ქვედა ღონეებისკენ კი არ მიილტვიან, არამედ დაახლოებით კრილის მეორე მეოთხედს (ქვევიდან) უკავშირდებიან. შემცველი ქანების კონტაქტებთან უშუალოდ მიმდებარე ზონებში პლაგიოკლაზების ფუძიანობა



უფრო მეტად მცირდება. კრილის ზედა ნაწილში უმეტესად გვხვდება ქანები პლაგიოკლაზების დაწეული ფუძიანობით, მაგრამ ამასთან გვხვდება უფრო ფუძე პლაგიოკლაზიანი ქანებიც. ქანები სხვადასხვა შედგენილობის პლაგიოკლაზებით ქმნიან ლინზისებრ ზონებს, თუმცა მათი განლაგება ემორჩილება ინტრუზივის საერთო სტრუქტურას; ხშირად აღინიშნება პლაგიოკლაზის მნიშვნელოვანი ცვლა ცალკეული დასტების მიმართების გასწვრივ.

აეტორების მიერ დადგენილი პლაგიოკლაზების შედგენილობის ცვალებადობა ოლივინის ცვალებადობასთან კავშირში (ფარული შრეულობა) ვერ ხსნის მის არაკანონზომიერ მდგომარეობას გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესში.

აეტორები აღნიშნავენ, რომ მეტად რკინიანი ოლივინები გვხვდება უპირატესად ქანების შრეული სერიების ზედა ნაწილებში. ამას გარდა, ქანები რკინაუხვი ოლივინებით საკმაოდ ფართოდაა გავრცელებული ქვედა სერიაში, რაც აიხსნება არა მარტო და არა იმდენად მათი მდებარეობით კრილში, რამდენადაც ამ მინერალის მასივის კონტაქტებთან ახლოს განლაგებით. ასეთი ახსნა ნაკლებად დამაჯერებელია. შემდეგ აღნიშნულია, რომ ოლივინის რკინიანობის ზრდა ჩვეულებრივ მელანოკრატული მადნიანი გაბროსა და მადნიანი პიროქსენიტების ჰორიზონტებში ხდება. რასაც ახლავს პლაგიოკლაზების ფუძიანობის კლება. ეს დამოკიდებულება თავისთავად საინტერესოა, მაგრამ იგი ვერ ხსნის, თუ აღნიშნული მინერალები რატომ არ დაემორჩილნენ სიმძიმის ძალის კანონს. ხსენებული მელანოკრატული პორიზონტების არსებობა ამ აეტორების მოსაზრების თანახმად გვიდასტურებს, რომ ქანების ფორმირების პროცესში პერიოდულად ხდებოდა კრისტალიზაციის პირობების საკმაოდ მკვეთრი ცვლა. ამგვარი მოვლენა შესაძლებელია მაგმის ახალი ულუფის შემოჭრის შედეგად, რაც ჰასივში საერთოდ არ ხდება (არ არის გამოკვეთი ძარღვები). ტემპერატურების ნაკლებშესაძლებელ ნახტომსაც არ შეეძლო გამოეწვია აეტორების მიერ აღწერილი მოვლენა. რაც შეეხება ტექტონიკურ პროცესებს, მხედველობაშია მისაღები, რომ გეოსინკლინი ფუძე მაგმისაქტივობა უკავშირდება უპირატესად ნალექების მშვიდი დაძირვის სტადიას და ტექტონიკური რეჟიმის რამდენადმე მნიშვნელოვანი ცვალებადობა მოსალოდნელი არ არის.

შემდეგ ნათქვამია, რომ უპირატესად კრილის ზედა ნაწილში განვითარებულ პიროქსენიტ გამდიდრებული ქანები აგებენ 1,1 კმ სისქის დასტას. ქვევით ჩანს პიროქსენიტ გამდიდრებული და გაღარიბებული ქანების მონაცვლეობა, უკანასკნელთა უმნიშვნელო სიჭარბით (სისქის მიხედვით). ამასთან, პიროქსენიტ გამდიდრებული მელანოკრატული ქანები, ჩვეულებრივ ღარიბია ოლივინით და მდიდარია მადნეული მინერალებით. კრილის შუა და ქვედა ნაწილებში მელანოკრატული გაბრო

და გაბრო-პიროქსენიტები ქმნიან შედარებით მცირე სისქის ჰორიზონტებს მეტად ლეიოკრატულ ქანებს შორის, მაშინ როდესაც კრილის ზედა ნაწილში უმეტესად პიროქსენით მდიდარი მელანოკრატული გაბროა გავრცელებული. მელანოკრატული გაბრო ჩვეულებრივ ლეიოკრატულ ქანებთან შედარებით ხასიათდება პლაგოკლასების რამდენადმე დაწეული ფუქიანობით.

ამრიგად, სხვადასხვა ზონაში ხდება მინერალთა შედგენილობის კომპენსირებული ვადანაწილება, რაც თავისთავად საინტერესო მოვლენაა. მაგრამ ცხადია, რომ „ურთიერთკავშირის ამგვარი ხასიათი“ ვერ „ხსნის მელანოკრატული ქანების ანომალიურ... დაკავშირებას შრეული სერიის კრილის ზედა ნაწილთან“ (გვ. 35), რადგან კრისტალიზაციური დიფერენციაცია ადრე გამოყოფილი კრისტალების დაფრაქციებით ავტორების მიერ დახასიათებულ ინტრუზივში არ გვხვდება.

ავტორები შემდეგ წერენ, რომ „ვინაიდან ქანთა შრეული სერიების ფორმირება კიზირსკის მასივში, ისევე როგორც მრავალ სხვა ფუძე გაშრეებულ ინტრუზივში (L. Wager, G. Brown, 1968), როგორც ჩანს, ხდებოდა მაგმური კამერის საგებიდან მისი სახურავისაკენ, შედარებით მელანოკრატული ნარჩენი მდნარი თანდათანობით იწურებოდა კამერის ზედა ნაწილში, რაც აპირობებდა იქ შედარებით მელანოკრატული ქანების გაჩენას“ (გვ. 36). როგორც ჩანს, მსგავსი არაერთგვარადი გამოწურვის შედეგად ინტრუზივის მეტ-ნაკლებად ჩამოყალიბებულ ზედა ნაწილში ხდებოდა ქანების შერევა და რიტმის სრული დარღვევა. ვარდა ამისა, შესამჩნევი იქნებოდა მაფიტების ნაწილის გამკვეთი მდებარეობა, რაც მასივში არ არის ფიქსირებული.

უნდა ვიფიქროთ, რომ კიზირსკის მასივის საწყისი ქანები წარმოიქმნენ შუა- და გვიანკამბრიული კიზირსკის ვულკანოგენური წყებისა და ადრე- და შუაკამბრიული ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ჩამოყალიბების პერიოდში (ან ბოლოს), რაც, როგორც ჩანს, არ ეწინააღმდეგება ავტორების აზრს იმის შესახებ, რომ მასივის სტრუქტურა ჩამოყალიბდა მდნარის მიერ მაგმური კამერის შეესების შემდეგ. ისინი დადგენილად თვლიან, რომ „კიზირსკის მასივს, ისევე როგორც ალტაი-საიანის მხარის სხვა მრავალ განშრეებულ ფუძე ინტრუზივს, აქვს სტრუქტურული ცენტრი, რომელშიც პირველად ზოლიანობას და მის თანხვედრ ტრაქიტოიდულობას ჰორიზონტული განლაგება აქვთ“ (გვ. 14).

სივრცულად განშრეებულ მასივთან დაკავშირებული სიენიტები და გრანიტები მასზე ახალგაზრდები არიან. ბუნებრივია, რომ ისინი წარმოიშვნენ შემცველი ვულკანოგენებისა და განშრეებული ინტრუზივის განვითარების ოროგენულ სტადიაში და ახლენდნენ მათზე შესაბამის ზეგავლენას, როგორც ეს ჩვეულებრივად ხდება.

კიზირსკის მასივში შეინიშნება გარქალეული შემცველი ქანე-

ბის, უმთავრესად დანალექი ქანების სიქარზე, მაგრამ გვხვდება აგრეთვე მაგმური ქანებაც. საინტერესოა ის გარემოება, რომ ქსენოლოთები მიმართებაზე გაიღვენებიან ასობით მეტრზე და კილომეტრზეც (სისქე შედარებით მცირეა) და ამჟღავნებენ მასივის ანალოგიურ ორიენტირებულ ტრაქიტოიდულობას და ზოლიანობას.

როგორც ჩანს, კიზირსკის მასივის საწყისი მაფიტური სხეული დანაოქებისწინა წარმონაქმნია. დანაოქების დაწყებასთან ერთად მაგმატაზმი შეწყდა და დაიწყო ფლუიდების აქტიურობა; ისინი მოძრაობდნენ მაგმატიტების სიბრტყითი ტექსტურების გასწვრივ და ახდენდნენ ალოქიმიურ მეტამორფიზმს, მეტასომატიზმს და მეტამორფულ დიფერენციაციას.

ქანების განხილული ასოციაცია, როგორც ჩანს, შეიძლება გაერთიანდეს განშრევებული სიენიტ-გაბროაღული ფორმაციის სახელწოდების ქვეშ.

კავკასიაში აღწერილია ულტრამაფიტები (სერპენტინიტები), რომლებიც ოფიოლიტური სერიის ქანებს მიეკუთვნებიან. კავკასიონზე, მოწინავე ქედის ტექტონიკურ ზონაში დადგენილია ამ ქანების ორი მსხვილი გამოსავალი — ბედენის და ქვემო ტებერდის. ისინი იკვთებიან პლაგიოგრანიტებით (500 მლნ წელი) და გრანიტოიდებით (470-450 მლნ წელი). ეს მონაცემები საშუალებას გვაძლევენ დავუშვათ, რომ სერპენტინიტები კამბირულისწინა წარმონაქმნებია და ზედაპირულ პორიზონტებში ამოტანილია გვიანი, ალბათ პერკინული ტექტონიკური მოძრაობებით. მაფიტებში და ულტრამაფიტებში აღმოჩენილია გლოგიტების მცირე ზომის ჩანართები (ნ. თათრიაშვილი, 1969, 1970).

მცირე კავკასიონზე განვითარებულა სევან-აყერას ოფიოლიტური სარტყელი (ულტრამაფიტების გამკვეთი პლაგიოგრანიტების საშუალო ასაკი 512 მლნ წელია), რომლის დასაველეთი გავრძელება ივულისხმება ჩრდილოეთ ანატოლიასა და ვარდარის ზონაში. იგი საზღვრავს პალეოოკეანე ტეთისის მდებარეობას, რომელმაც, როგორც ჩანს, არსებობა შეწყვიტა ცარცულას ბოლოს, აფრიკა-არაბეთის და ევროპა-აზიის ფილების კონვერგენციასთან დაკავშირებით. გეოლოგიური პოზიციის მიხედვით სარტყლის ქანები ექსტავსებიან ადრეპროტეროზოულ (იხ. ზევით) და ფანეროზოულ ოფიოლიტებს.

კავკასიაში არის ამიერკავკასიის შუალედური მასივის რამდენიმე შევრილი (ძირულის, ლოქის, ხრამის). ლოქის შევრილზე განვითარებულა კვარციანი დიორიტებითა და სხვადასხვა გრანიტოიდებით (ასაკი ცირკონის მიხედვით  $1500 \pm 200$  მლნ წელი) გაკვეთილი კრისტალური ფიქლები (საწყისი ედიმენტოგენური). ისინი განლაგებულია გადამუშავებულ ბაზალტურ საგებზე.

ხრამის შევრილი უმთავრესად აგებულია საწყისი ედიმენტოგენური კვარციანი დიორიტული ჭნისებით (ასაკი ცირკონის მიხედვით 1200

±100 მლნ წელი). რომლებიც ზედაპროტეროზოულში აგებდნენ ამი-  
ერკავასიის პირველ მყიფე სიალურ სუბსტრატს. უკანასკნელმა შემდეგ,  
კანსაკუთრებით კი ჰერცინულ ციკლში, განიცადა ტექტონიკური და  
მეტამორფული გადამუშავება და გრანიტიზაცია.

ორდოვიციულის ბოლოს ან სილურულში ეპიბაიკალურმა სკვითურმა  
ფილამ მსხვრევა განიცადა. აქ ჩაისახა ჰერცინული ეგგეოსინკლინი. შუ-  
აპალეოზოურში წარმოიქმნა ჩრდილოეთისაკენ დახრილი ბენიოფის ზონა.

დანაოკების ბრეტონულ ფაზასთან დაკავშირებით, რომელმაც განა-  
პირობა კუნძულ-კორდილიერების წარმოშობა, კავკასიონზე ამფიბოლიტუ-  
რი ფაციესის მწვანე ქვის, ეპილოტ-ამფიბოლიტურ და დაბალტემპერატურულ  
სუბფაციესების პირობებში განხორციელდა დაბალი წნევის პლაგიოგრა-  
ნოდიორიტამდელი მეტამორფიზმი; მისი პროდუქტების უმეტესობა  
განადგურებულა შემდგომი მეტამორფული პროცესებით და შემორჩა  
მხოლოდ მცირე რელიქტებისა და ქსენოლითების სახით.

შემდგომი რეგიონული მეტამორფიზმი, მიმდინარე ლითოსფეროს ცუ-  
ლათა კონვერგირებულ კიდეებზე კუნძულთა რკალების ქვეშ, მოხდა  
ტექტოგენეზის სუბეტურ ფაზაში, რომელმაც ხელი შეუწყო კუნძულ-კორ-  
დილიერების შემდგომ განვითარებას. იგი მიმდინარეობდა პლაგიოგრა-  
ნოდიორიტული ფორმაციის მაგმური (ანატექტიკური) გრანიტოიდების ფორმი-  
რების თანადროულად, ამფიბოლიტური, უფრო იშვიათად კი გრანული-  
ტური ფაციესის პირობებში. აღნიშნული მეტამორფიზმის პროდუქ-  
ტები თავისი ტიპისა და შედგენილობის მიხედვით შეესაბამება კონტინენ-  
ტური კიდეების კუნძულთა რკალების ვულკანურ სარტყლებს.

ზეღრმა რღვევები (ბენიოფის ზონა), რომლებიც ინტენსიურად გან-  
ვითარდა ტექტოგენეზის ჰერცინულ ციკლში (ბრეტონული ფაზა), როგორც  
ჩანს, ლაგდებოდნენ ზომიერი და აწეული წნევების მეტამორფიტების უბ-  
ნების ქვეშ. ეს მეტამორფიტები წარმოიშვა ოკეანურ ღრმულეებში, რომ-  
ლებიც გაჩნდნენ ბენიოფის ზონების განვითარების შედეგად. დადგე-  
ნილია ამ ქანების მეტამორფიზმის ტიპების თანამიმდევრული ცვლა. თავი-  
დან ხდება აწეული წნევის დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმი, რომე-  
ლიც შესაძლოა აღწევს გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესის საწყისი  
სტადიის პირობებს; შემდგომ, ოკეანურ ღრმულეებში დალექილი ქა-  
ნების მალალტემპერატურულ ზონებში გამოწურვის შედეგად ხდება კი-  
ანტი-სილიმანიტური ტიპის რეგიონული მეტამორფიზმი. ტექტოგენეზის  
ციკლის ბოლოს (ასტურიული ფაზა), ზომიერ და აწეულ წნევათა მეტამორ-  
ფიტები მიდის ერთ თერმოდინამიკურ დონემდე. ხდება რეგრესიული, ისევე  
დაბალი წნევის რეგიონული მეტამორფიზმი, რომელიც მიმდინარეობს  
დაბალტემპერატურული მეტასომატური მიკროკლინიანი გრანიტების (გრა-  
ნიტული ფორმაცია) ჩამოყალიბების ერთდროულად უკვე არსებული

ქანების ხარჯზე (გ. ზარიძე, დ. შენგელია, 1978, G. Zaridze, D. Shengelia, 1978).

ტექტოგენეზის ასტურიული ფაზის დროს მაქსიმალური აზევება გვხვდება მთავარი ქედის ზონაში. მასთან შეუღლებული მოწინავე ქედის ზონა გადაიქცა გრaben-სინკლინორიუმად, რომლის ღრმულებში ილექებოდა ჯერ ნახშირიანი ( $C_2$ -ა), შემდეგ წითელი, უფრო იშვიათად ფერადი (P+T) მოლასები — არგილიტები, ალევროლითები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები და სხვ., რომელთაც ახლდათ სტრატოფიცირებული ეფუზივები და ტუფები. საწყისმა ვულკანიტებმა (ალბათ ანდეზიტები და დაციტები) განიცადეს მწვანე ქვის გარდაქმნა. ისინი გვხვდება პორფირიტების, კერატოფირების, კვარციანი ალბიტოფირების და სხვა ქანების (ტიპი ბ-II)\* სახით.

მოწინავე ქედის ჩრდილოეთით განლაგებული ლაბა-მალკის ზონა (ჩეკასკ-მინერალური წყლების გეოანტიკლინი) განიცდის აზევებას და შემოიქრება დამასრულებლოროგენული გრანიტები, რომელთაც პირობითად ჩრდილოეთის ან წითელ გრანიტებს უწოდებენ (ბ-II ტიპი).

კავკასიის პალეოზოური გეოსინკლინის განვითარების ოროგენული სტადია ნაწილობრივ წააგავს მ. მერედინის (M. A. H. Mersden, 1972) მიერ აღწერილ ახალი ინგლისის (ჩრდილო-აღმოსავლეთი ავსტრალია) გეოსინკლინის განვითარებას. ამ გეოსინკლინში დანაოქება მოხდა შეადევონურის ბოლოს. ზედადევიონურ-ქვედაკარბონულში დახურული გეოსინკლინის ადგილზე წარმოიშვა კონტინენტური წითელი ნალექები, რომელთაც უკავშირდებიან რკალურად განლაგებული პოსტოროგენული ვულკანიტები: რიოდაციტები, ტოსკანიტები, რიოლითები, ბაზალტები, ტრაქიტები (იშვიათად), იგნიმბრიტები. ისინი უკავშირდებიან გრანიტების რგოლური დაიკებით გარემოცულ კალდერულ დაძირვებს.

ფანეროზოული ევგენოსინკლინების საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში ნალექდაგროვება ზოგჯერ იწყება ქვიშიან-(გრაუეკურ)-არგილურ ფორმაციის წარმოშობით, რომელსაც ახლავს ლოკალური ინიციალური ბაზალტური და ანდეზიტური ვულკანიზმი. შემდგომში ეს ნალექები, ვულკანიტები და მათი პიროკლასტოლითები განიცდიან საწყის (ემბრიონულ) მეტამორფიზმს (მეტამორფიზმის თიხაფიქლების, ანუ ასპიდური ფიქლების ფაციესი გ. ზარიძის მიხედვით, 1970). მსგავსი წარმონაქმნების ერთ-ერთი ტიპური მაგალითია კავკასიონის სამხრეთი ფერდი, სადაც ჩვენ მიერ გამოყოფილია ქვედა- და შუაიურული ვულკანოგენური ქვიშიანი თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფორმაცია, რომელიც შეიძლება ფორმაციულ ტიპად მივიღოთ (ა-II).

კარგად შესწავლილ ევგენოსინკლინურ ვულკანოგენურ ფორმაციებს მიეკუთვნება. ი. ბილიბინის მიერ გამოყოფილი სპილიტ-კერატოფირული

\*აქ და ქვემოთ მოყვანილი ფორმაციის აღნიშვნები განზოგადებულია მე-2 ტაბულაში.

ტიპი. ჩვენ ვთვლით, რომ ასოციაცია სპილიტ-კერატოფირი არ შეესაბამება ამ ფორმაციულ ტიპში შემავალი ქანების მრავალფეროვნებას. იგი შეადგენს მხოლოდ ერთ კონკრეტულ ფორმაციათაგანს, ისევე როგორც სპილიტ-დიაბაზური, სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტული, სპილიტ-პორფირიტული, პორფირიტ-დიაბაზური, მწვანე ქვის, ულტრამაფიტ-მაფიტური (კამბრიულამდელი) და სხვა კონკრეტული პალეოტიპური ფორმაციები. განზოგადებულ ფორმაციას (ა-II ტიპი) უმჯობესია ვუწოდოთ სპილიტ-კერატოფირ-დიაბაზ-პორფირიტული (ფანეროზოულისათვის), ან უფრო ზუსტად, მწვანე ქვის (გ. ზარიძე, 1970). ევგეოსინკლინებისათვის კონკრეტული ფორმაციების საწყისი ვულკანიტები ბაზალტები, დოლერიტები და ანდეზიტებია (სუსტად დიფერენცირებული ბაზალტ-ანდეზიტური ფორმაციული ტიპი, ა-I), აგრეთვე ბაზალტები (კარბობენ) და რიოლითები (კონტრასტულ-დიფერენცირებული ბაზალტ-რიოლითური ტიპი, ა-I). რომელთაც გვიან მწვანე ქვის (მწვანე ფიქლების) მეტამორფიზმი განუცდიდათ (მწვანე ქვის ფორმაციული ტიპი, ა-II). თუმცა ზოგიერთ რაფში ვხვდებით თანამიმდევრულად დიფერენცირებულ ფორმაციებსაც (ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ფორმაციული ტიპი, ა-I).

განსახილველი ფორმაციის ტიპური მაგალითია კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გაგრა-ჯავის ტექტონიკური ზონა. აქ შუაიურულში (ბაიოსი) აქტიური კონტინენტური კილის (ამიერკავკასიის შუალედური მასივი) ფარგლებში ჩაისახა ქვეგეოსინკლინი, რომელშიც ადრეულ (საკუთრივ გეოსინკლინურ) სტადიაში წარმოიშვა ბაზალტ-ანდეზიტური ფორმაცია (ა-I ტიპი); უკანასკნელმა საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში განიცადა მწვანე ქვის გარდაქმნა (მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლების ფაციესი), რის შედეგადაც წარმოიშვა სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტული (ტიპი ა-II) ფორმაცია (გ. ზარიძე, 1944, 1970, გ. ძოწენიძე, 1948).

ხსენებულმა ევგეოსინკლინმა გვიანბაიოსურ-ბათურ დროში განიცადა დანაოკება, რამაც დასაბამი მისცა გეოანტიკლინის წარმოშობას. ამ დროს წარმოიშვა ადრეოროგენული (ბათური) გრანიტოიდები (გაბროკვარცმონკანიტ-გრანიტოიდული ფორმაცია, ბ-1 ტიპი) ქანთა ჩამოყალიბების თანამიმდევრობით ფუძეებიდან კაემქავა ქანებისაკენ. აღნიშნული ფორმაციის ქანთა ნარეცხ მასალას (ქვარგვალებს) უხვად შეიცავს ქვედაკარტული ნალექები; ისინი ნანახია აგრეთვე ზედაიურულ ქანებშიც (გ. ზარიძე, 1938, 1944, G. Zaridze, 1972).

აფხაზეთში დღეი რაოლენობით არის მცირე მოცულობის ბათური ინტრუზივები, რომლებიც მოქცეულია როგორც ბაიოსურ სპილიტ-დიაბაზურ-პორფირიტულ, ასევე ქვედა- და შუაიურულ ვულკანოგენ-ქვიშათხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფორმაციაში. კელასურის ინტრუზივი ზომით მცირე ბათალიათს უახლოვდება. ძირულის კრისტალური შევრალის ბაიოსურ სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტულ ფორმაციაში მოქ-

ცეულია ორი ერთმანეთთან ახლოს განლაგებული, მაგრამ სივრცეში გათიშული ინტრუზივი — ხევის და ქალვანის. ბათური ინტრუზივები ცნობილია აგრეთვე დიზის წყების სუსტადმეტამორფიზებულ ქანებში, რომელთა მეტამორფიზმის ასაკი (განსაზღვრული  $K-Ar$  მეთოდით) ბათურია. ყველა ეს ინტრუზივი გეოანტიკლინურ, ადრეოროგენულ ტიპს მიეკუთვნება (ბ-I ტიპი).

ენდოგენური ქანების (ეფუზიური და ინტრუზიული) თანამიმდევრულ-სტადიური წარმოშობის პირველი სქემები, დაკავშირებული სხვადასხვა გეოსტრუქტურების განვითარებასთან, კავკასიის მაგალითზე შემუშავებულ იქნა 1944 წელს (გ. ზარიძე, 1944, 1944<sub>1</sub>, 1944<sub>2</sub>, 1944<sub>3</sub>). მოგვეყავს ერთ-ერთი მათგანი.

ზემოხსენებული ბაიოსური ევგეოსინკლინის შუაიურულ მაგმურ ციკლში დადგენილ იქნა ქანთა ჩამოყალიბების შემდეგი თანამიმდევრობა (გ. ზარიძე, 1944)

1. პორფირიტები, დიაბაზები და გაბრო (ძარღვეული) — ბაიოსური;
2. დანალექ-ვულკანოგენური პორფირიტული წყება (ანუ სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტული ფორმაცია) და შიდაფორმაციული განფენები (პორფირიტები, დიაბაზები და სხვ.) — ბაიოსური;

3. კვარციანი პორფირიტის განფენები (სოფ. გოლოთუბანი და სხვ.) — ზედაბაიოსურ-ბათური;

4. კვარციანი გაბრო-მონცონიტური ქანები (ინტრუზიული ფაზის ადრეული სტადია) — ბათური;

5. გრანიტოიდები (ინტრუზიული ფაზის შემდეგი სტადია) — ბათური;

6. აპლიტები, პეგმატიტები და კემეკვათი მდიდარი ქანები — ბათური. ამრიგად, კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ბაიოსურში, საკლდე გეოსინკლინურ სტადიაში გამოვლინდა მძლავრი ბაზალტ-ანდეზიტური კირ-ტუტე ვულკანიზმი, რომლის პროდუქტებმა შემდგომში განიცადეს მწვანე ქვის მეტამორფიზმი. გეოსინკლინის დახურვის შემდეგ ბათური დანაკლებების გამო, ბაიოსური სპილიტ-დიაბაზ-პორფირიტული ფორმაციით აგებული დისლოცირებული სტრუქტურის ფარგლებში, ვულკანური აქტივობა კონტინენტურ (ძირითადად წყალქვეშა) პირობებში სამჯერ განახლდა. ყველა შემთხვევაში მაგმას ტუტე ხასიათი ჰქონდა. აღინიშნება ამოფრქვეული მასალის თანდათანობითი (მკვეთრი) შემცირება. ამ ვულკანიზმის რაიონია კავკასიონის მთავარი ქედის ანტიკლინორიუმის ახეგების ცენტრალური ზონის სამხრეთით; ზონა ტრანსკავკასიური სიღრმული რღვევის ზოლს ემთხვევა. წარმოიშობა ტუტე შედგენილობის შემდეგი სამი ფორმაცია: ზედაიურული ტუტეოლივინბაზალტ-ტრაქიტული, ზედაცარცული (ტურონ-სენონური) ოლივინბაზალტ-ტრაქიბაზალტური და პლიოცენური ტეშენიტ-ტუტეოლივინბაზალტური.

პირველი ორი ფორმაცია ევგეოსინკლინის განვითარების ადრეოროგენულ

(გეოანტიკლინურ) სტადიას უნდა მიეკუთვნოს, ხოლო მესამე—გვიანოროგენულს, რომელიც შეესაბამება აკ. მიაშიროს მიერ გამოყოფილი ოროგენული ვულკანიტების ნატრიუმთან რიგს (Ak. Miashiro, 1972, 1973).

ზედაიურული და პლიოცენური ფორმაციები ბაიოსური ფორმაციის მიმართ შიდაზონალურადაა განლაგებული. ზედაიურული ფორმაცია მთლიანად განლაგებულია ბაიოსურში და, თავის მხრივ, შეიცავს პლიოცენური ფორმაციის მცირე გამოსავალს, რაც ტრანსკავკასიური სიღრმული რღვევის გააქტიურებით აიხსნება.

უმალესი რანგის სტრუქტურების (გამპოლავი ტექტონიკური სტრუქტურები) მიმართ დროში და სივრცეში მცოცავი ვულკანიზმის ზონალობა აღწერილია ტრანსკავკასიური, ზღვისპირეთის (სიხოტეალინის მეზოზოური ნაოქა სტრუქტურები) და სხვა სტრუქტურებისათვის.

გვიანოროგენულ (ოროგენეზის დამაგვირგვინებელ) სტადიაში, რომელიც კავკასიონის ნაოქა მთიანი ნაგებობის ფორმირების დროს შეესატყვისება, გრანიტოიდების შესაბამისი ფორმაციები (ჰრელი შედგენილობის მცირე ინტრუზივები და დაიკები, ბ-II ტიპი) წარმოიშობა იშვიათლითონური გამაღნებებით. ამ გრანიტოიდების ჩამოყალიბების პირობები ჰგავს, მაგრამ ანალოგიური არ არის ადრეოროგენული (დანაოქების თანადროული) გრანიტოიდების (ბ-I ტიპი) წარმოშობის პირობებისა. უკანასკნელთა ფორმირება ხდებოდა გეოანტიკლინური სტრუქტურის, ხოლო გვიანოროგენული გრანიტოიდებისა—მეგანტიკლინური სტრუქტურის პირობებში.

მცირე ინტრუზიების ფორმაციის წარმოშობის შემდეგ, კავკასიონზე ტექტონიკური პროცესები მკვეთრად ქრება. ამ დროს ვლინდება ფინალური ვულკანიზმი (დამამთავრებელი ოროგენული, პოსტოროგენული, ეპიოროგენული). მაგრამ ნაოქა მთიანი კომპლექსის ამგები დედამიწის ქერქის შედგენილობის მკვეთრ ცვლილებასთან (უახლოვდება კონტინენტურს) და მის მნიშვნელოვან გასქელებასთან დაკავშირებით, აღნიშნული ვულკანიზმის შედგენილობაც ცვალებადია დროსა და სივრცეში. მთლიანობაში იგი შეესაბამება ბაზალტ-რიოლით-დაციტ-ანდეზიტურ ფორმაციას (ბ-II ტიპი). მასვე მიეკუთვნება საქართველოს ტერიტორიაზე განვითარებული ბაზალტ-ანდეზიტური ფორმაცია, რომელსაც ტრანსზონალური ყაზბეგ-ცხინვალის სიღრმული რღვევა აკონტროლებს. კავკასიონზე (მის სამხრეთ ფერდობზე) ეს რიგით მეექვსე ვულკანიზმია ქვედა- და შუაიურულის შემდეგ, რომელიც დედამიწის ქერქის, ე. ი. მაგმის რაოდენობრივი და თვისობრივი ცვალებადობის პირობებში გამოვლინდა. ამ ვულკანიტებს, ქვედაიურული და ბაიოსური გეოსინკლინური ვულკანიტებისაგან განსხვავებით, მწვანე ქვის მეტამორფიზმი არ განუცდიათ.

დამამთავრებელი ოროგენულ, ანუ ეპიოროგენულ ვულკანიზმს ყოველთვის არა აქვს ზემოაღწერილი პრედისტორია. მაგალითად, ჩილე-არგენტინის ანდეზში კამბრიულ-ორდოვიციული ეგეოსინკლინური ვულკა-



ნიშმი სუსტად გამოვლინდა. აქ, ზონდის მერიდიანულ ზონაში ილექებოდნენ კარბონატები, რომლებიც ფლიშისმაგვარი ქანებითაა დაფარული. მეორე მერიდიანულ ზონაში წარმოიშვა უმთავრესად ტერიგენულ-პელ აგური პელიტები, რომლებიც მწვანე ქვის ქანებთან (სპილათ-დაბაზური ფორმაცია, ა-II ტიპი) ასოციაციაში იმყოფებიან; უკანასკნელნი გვხვდება დი-აბაზების, სპილიტური ბალიშა ლავებისა და სერპენტინიტების სახით და დაფარულია ფლიშითა და კარბონატული მოლასით. მათზე უთანხმოდაა განლაგებული პერმული კაემკავა ეპიოროგენული ვულკანიტები (ბ-III ტიპი), რომლებიც ქმნიან 2000 კმ-ზე გაჭიმულ 150—200 კმ სიგანის სარტყელს (ი. ლუჩიცი, 1978). მეორე მაგალითია 2500 კმ სიგრძისა და 100—150 კმ სიგანის არაუკანის ვულკანური სარტყელი (ანდეზი); იგი წარმოიშვა ოქსფორდისა და კიმერჯის მიჯნაზე შიგა—ტერიგენული (ბაქნის კიდესთან) და გარე (დასავლური)—ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობის წყალქვეშა ვულკანური გეოსინკლინის დახურვის შედეგად. კიმერჯულში დაიწყო 3,5 კმ-ზე მეტი სისქის ტორდილიოს და რიო-დამასის უხეშმონატეხოვანი კონტინენტური სერიის დალექვა და ანდეზიტური ვულკანიზმის (ანდეზიტური ფორმაცია, ბ-III ტიპი) გამოვლენა, რაც მთელი ცარცულისა და პალეოგენურის განმავლობაში გრძელდებოდა (მ. ლომიძე, 1973). ანდეზიტების სინქრონული ინტრუზივები, როგორც ჩანს, დიორიტებია. რაც შეეხება გრანიტოიდებს, ისინი ალბათ შეიძლება გვიანოროგენულ ინტრუზივებს მივაკუთვნოთ (ბ-III ტიპი).

კარგად შესწავლილ მოძრავ მხარეებს მიეკუთვნება ოხოტ-ჩუკოტკის ვულკანური მხარე. აქ განვითარების სამი ეტაპია გამოყოფილი (ე. უსტივივი, 1963). პირველია ადრეცარცული ეტაპი. ამ დროს, საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში ამოიფრქვა უპირატესად ანდეზიტები, რიოლითები ნაკლებად იყო (რიოლით-ანდეზიტური ფორმაცია, ა-I ტიპი), ხოლო ადრეოროგენულ (დანაოქების სინქრონულ) სტადიაში წარმოიშვა ინტრუზივები ქანთა შემდეგი თანამიმდევრობით: გაბრო, უკვარცო და კვარციანი დიორიტები, გრანოდიორიტები (კარბობენ), პლაგიოგრანიტები, გრანიტები (გაბრო-პლაგიოგრანიტ-გრანოდიორიტული ფორმაცია, ბ-1 ტიპი). ეს ინტრუზივები კვეთენ ქვედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებას და ფარებიან სენო-მან-ტურონული ნალექებით, რომელთა ბაზალური კონგლომერატები ამ ინტრუზივების ქვარგვალებს შეიცავენ. მეორე ეტაპზე (გვიანცარცულში), სტაბილური ქერქის (ეპიგეოსინკლინი) პირობებში, საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში წარმოიქმნება ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური (ა-I ტიპი), ხოლო ადრეოროგენულ სტადიაში — გრანიტ-პორფირული (ბ-I ტიპი) ფორმაციები; მესამე ეტაპზე (ნეოკენი) წარმოიშვა ბაზალტური ფორმაცია (ფინალური, ბ-III ტიპი).

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარეობს, რომ ოხოტ-ჩუკოტკის ვულკანურ მხარეში განვითარებული ვულკანური და პლუტონური ფორმაციე-

ბი არ მიეკუთვნებიან ვულკანურ-პლუტონურის კატეგორიას (ე. უსტი-ვეი, 1963). როგორც ჩანს, ვულკანური და პლუტონური წარმონაქმნები მხოლოდ მაშინ შეიძლება მიეკუთვნოს შეუღლებულ წყვილებს, როდესაც ისინი ერთი ასაკისაა (გ. ზარიძე, 1970, 1980), მაგალითად, სუბველკანური ინტრუზივები (ეფუზივების ფესვები). კერძოდ, ამგვარ ინტრუზივებს მიეკუთვნებიან ნიგრიის გრანიტოიდები, არაუკანის ანდეზიტური სარტყლის პალეოგენური ინტრუზივები პერუს ანდებში, ცარცული ნალექების გაკვეთი მცირე კურილების ვულკანიზმის პირველი ფაზის ინტრუზიული ქანები (გაბრო, დიორიტები), კავკასიონის გვიანოროგენული გრანიტ-პორფირებისა და გრანიტების (ბ-II ტიპი) ნაწილი და სხვ. ვულკანო-პლუტონურ ფორმაციებს უნდა მიეკუთვნოს რგოლური დაიკებით გარემოცული კალდერული ჩაქცევების ვულკანური (ბაზალტები ტუფებით, ტრაქიტები, რიოლითები) და პლუტონური (გაბრო, გრანიტოიდები, სიენიტები) ქანები ჩრდილო-აღმოსავლეთ ავსტრალიაში, ნიგრია-კამერუნის ვულკანურ მხარეში და სხვ.

კონკრეტული ვულკანური ფორმაციები დღესაც ჩნდება მოქმედი ვულკანების მხარეებში. მაგალითად, ტოლბაჩიკის ჰავაის ტიპის ღიდმა ნაპრალებმა ამოფრქვევამ 1975-1976 წ. წ. (კურილო-კამჩატკის სარტყლის კლუჩევსკაიას ვულკანთა ჯგუფი) დაფარა ვრცელი ფართობები ბაზალტური ლავებით (განფენების წარმოქმნით), პიროკლასტური მასალითა და ფერფლით (საერთო მოცულობა 2 კმ<sup>3</sup>). ერთდროულად წარმოიშვა მრავალი ცნოვანი დაიკები და სილები (სიღრმეში). ვულკანების მკვებავმა დაიკების სერიამ გამოიწვია დედამიწის ზედაპირის ვერტიკალური და პორიზონტალური დეფორმაცია, ხოლო ახალწარმოქმნილმა მსხვილმა სილებმა დასაბამი მისცეს სეისმურ ჩრდილებს დედამიწის ქერქის ზედა პორიზონტებში (ს. ფედოტოვი, 1979).

საკმაოთა განსხვავებული ასაკის პატაგონიის არაერთგვაროვანი გრანიტული ბათოლითის და იქ განვითარებული ანდეზიტური ვულკანიტების (სამხრეთ ამერიკის კონტინენტი) სინქრონულობის საკითხი; ეს უკანასკნელი წყნარი ოკეანის კიდისაკენ მიილტვიან. ინტრუზივში კვარციანი პორფირების ჩანართების არსებობა ძნელი ასახსნელია გრანიტული მაგმის ფაციესური ვარიაციებით. აქ შესაძლოა სინქრონული და კომაგმატური ბათოლითის შედგენილობაში შემავალი მეზოზოური კუნძულთა რკალების ვულკანიტები, გვიანი ტონალითები და ადამელიტები. ექვს იწვევს სამხრეთ-დასავლეთ აფრიკაში ბრანდბერგისა და ერონგის ვულკანიტებისა და გრანიტების ერთი ასაკი (ვულკან-პლუტონ კოლოსის მიხედვით).

6. კორონოვსკი (1979) ევრაზიის ხმელთაშუა ზღვის სარტყლის კინოზოური ვულკანიზმის შესახებ აღნიშნავს, რომ მოლასურ ნალექებთან მჭიდრო ურთიერთობაში მყოფი ოროგენული ვულკანიზმი ჩვეულებრივ საშუალოკაემქავა და კაემქავა ინტრუზივებით იწყება, შემდეგ ადგილი აქვს იმავე შედგენილობის ვულკანიზმს, რომელიც ოროგენული ეტაპის

აგრეთვე ზომიერი წნევების გარდამავალი ტიპი ზოგჯერ გვერდი-გვერდ გვხვდებიან, უფრო იშვიათად ენაცვლებიან ერთმანეთს.

სანბაგავას რაიონში (კუნძული სიკოკუ) ბაზალტური ფიქლების შრეები (გარდაქმნილი პიროკლასტოლითები) ზოგჯერ მრავალი კილომეტრის მანძილზე თანხმობით ენაცვლებიან თიხაფიქლებს. ულტრამაფიტები განლაგებულია მაფიტური ფიქლების მახლობლად განსაკუთრებული მასების სახით. მასივებში, რომლებიც ძირითადად მაფიტებისა და ულტრამაფიტებისაგან შედგებიან, სტრატოფიცირება არ შეინიშნება. ამ ტიპის ოფიოლიტებს აკ. მიაშირო არასტრატოფიცირებულ ოფიოლიტებს უწოდებს (1973).

ოფიოლიტების მეორე ტიპი აღწერილია ტროოდოსის მასივში—კვიპროსზე და ვერინოსის კომპლექსში — საბერძნეთში. ოფიოლიტები განლაგებულია ალპური რეგიონის არამეტამორფიზებულ ნაწილში, რომელიც შესაძლოა ძველა კუნძულთა რკალების ბაზალტური ვულკანია. აქ დადგენილია მეტ-ნაკლები განშრევაბა ქვევიდან ზევით: ულტრამაფიტები, გაბრო, ბაზალტები. ამ ტიპს აკ. მიაშირო (1973) სტრატოფიცირებულ ოფიოლიტებს უწოდებს.

ოფიოლიტური კომპლექსის ულტრამაფიტური შემადგენელი გვხვდება დუნიტების, პარცებურგიტების, ლერცოლითების და ვერლიტების სახით. ისინი შეიცავენ ქრომიტს. ფანეროზოულის ალპინოტიპური ულტრამაფიტების რკინიანობა დაბალია: იგი მერყეობს 9—10% ფარგლებში. აღრეკამბრებულ მაფიტების რკინიანობა მაღალია. ჩვეულებრივი მოვლენაა ამ ქანების სერპენტინიზაცია გასერპენტინებული დუნიტებისა და პერიდოტიტების ან სერპენტინიტების წარმოშობით. სერპენტინიზაცია ხშირად ნატრიუმიან მეტასომატოზთან მკიდრო კავშირში ვლინდება. უკანასკნელი აღწერილია კუნძულ ანგელზე სან-ფრანცისკოს ყურეში და სხვა ადგილებში.

მიოგეოსინკლინები. მიოგეოსინკლინების საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში კაჟმეავე შედგენილობის ინიციალური ვულკანიზმი სუსტად ვლინდება, — ჩნდება ქანთა ოფიოლიტური კომპლექსი. ამ სტადიაში შეიძლება წარმოიქმნეს ანდეზიტ-რიოლით-დაციტური, ან ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური ფორმაცია. ევგეოსინკლინისაგან განსხვავებით, აქ ნალექდაგროვება მიმდინარეობს დაძირვის კომპენსაციის პირობებში. თავდაპირველად გროვდება ქვედა ტერიგენული ქვიშიან-არგილიტიანი ფორმაცია, რომელიც დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმის ზეგავლენით გარდაიქმნება მეტაქვიშიანი (-გრაუჯაქური) თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფორმაციად. იგი დროთა ვითარებაში ადგილს უთმობს მარჩხი ზღვის კირქვიან ფორმაციას, თუმცა უკანასკნელი შეიძლება არც განვითარდეს.

თუ მიოგეოსინკლინი ევგეოსინკლინის მეზობლად არის, მაშინ ის

პერიფერიულ მდებარეობას იკავებს. ამის მაგალითია აპალაჩის შუა-და გვიანპალეოზოური მيوგეოსინკლინი, რომელიც ძვლებარეობს ევგეოსინკლინსა (აღმოსავლეთით) და ბაქანს (დასავლეთით) შორის. როგორც ცნობილია, ურალის მيوგეოსინკლინი მდებარეობს ურალის დასავლეთ ფერდობზე, აღმოსავლეთ-ევროპის ბაქანსა და ურალის აღმოსავლეთ ფერდობის ევგეოსინკლინს შორის.

ჩრდილო-აღმოსავლეთ ლადოგის ნაპირისა და კეივის ვულკანოგენ-ტერიგენულ პროტომიოგეოსინკლინში ქვევიდან ზევით განვითარებულია: გამარმარილოებული კირქვები, მაფიტური ტუფები, ფლიშოიდი, თიხაფიქლები სტავროლითით, გნეისური ფიქლები, კვარციტები, კაჟ-მჟავა ლავეები. მათი პიროკლასტოლითები, არსებითად სტავროლითიანი თიხაფიქლები გრანატითა და კიანიტით, კვარცის შემცველი პარამფიბოლიტები, ზოგჯერ ირიბი შრეულობით, გრანატის შემცველობითა და მწვანე სპილიტური ლავეების შუაშრეებით.

მიოგეოსინკლინის ადრეოროგენული სტადია მთლიანობაში ევგეოსინკლინის ამავე სტადიის ანალოგიურია. აქაც ხდება ნაწილობრივი ინვერსია (დანაოქება), რეგიონული მეტამორფიზმი, პლაგიოგრანიტული და გრანიტული ფორმაციის გრანიტების წარმოშობა, ხოლო გვიან-ოროგენულ სტადიაში ზოგჯერ ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ვულკანიზმი ვლინდება.

შუალედური მასივები. შუალედურ მასივებში, რომლებიც ყოველთვის ინტენსიურადაა დამსხვრეული, ზოგჯერ ვლინდება ძლიერი მაგმატიზმი — ეფუზიური და ინტრუზიული. მაგმატიტების შედგენილობა ნაირფეროვანია — როგორც კირტუტე, ასევე ტუტეც (ბაზალტები, ტრაქიტები, ტუშენიტები, ფონოლითები და სხვ.). მათი შესაბამისი ფორმაციული ტიპებია ანდეზიტ-ბაზალტური, ტუტეოლივინბაზალტ-ტრაქიტული, ფონოლით-ტუშენიტ-ტრაქიბაზალტური და სხვ. (ა-I ტიპი). შუალედური მასივებისა და გეოსინკლინების მიჯნაზე ზოგჯერ გრანიტოიდული ინტრუზივები უკანასკნელთა განვითარებას უკავშირდება და ამიტომ მათ ტელეოროგენული გრანიტოიდების სახელწოდება დაიმკვიდრეს (გ. ზარიძე, 1970, G. Zaridze, 1975<sub>1</sub>, 1975<sub>2</sub>). ისინი აღწერილია ამიერკავკასიის შუალედური მასივის ძირულის შევრილზე (გ. ზარიძე, 1938, 1944). განვითარების ადრეოროგენულ სტადიაში შუალედურ მასივებში, რომელთა გვერდით გეოსინკლინია განლაგებული, შესაძლოა წარმოიშვას სხვადასხვა ინტრუზივები: კვარციანი მონცონიტები, პლაგიოგრანიტები, გრანიტები, გრანოდიორიტები, სიენიტები და სხვ. (ბ-I ტიპი). მეზობლად მდებარე გეოსინკლინის გვიანოროგენულ სტადიაში ზოგიერთი შუალედური მასივის შიგნით შეიძლება ამოიფრქვეს კაჟმჟავა ლავა და მისი პიროკლასტოლითები (ბ-III ტიპი).

## დ ა ს კ ვ ნ ა

ზემოთმოყვანილი ფაქტობრივი მასალის შეჯამების საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ ბაქნები, რომლებიც საკმაოდ ხანგრძლივი გეოლოგიური დროის განმავლობაში ატექტონიკური და ამაგმური იყვნენ, შემდეგში (სხვადასხვა დროს) შეიძლება გააქტიურდნენ, რაც აგრეთვე შენელებული ტემპით ხდება.

ბაქნების აქტივიზაცია შესაძლოა დამრეცთაღოვანი აზეუებით დაიწყოს (ეთიოპიის რიფტი და სხვ.); ამ დროს შეიძლება გამოვლინდეს ცენტრალური ტიპის ტუტე მაგმატიზმი, რომელიც წინ უსწრებს დაძირვასა და პლატო-ბაზალტურ ვულკანიზმს; უკანასკნელი მთავრდება რიფტოგენეზისით, თუ გაქიმვის პროცესი მიმდინარეობს ბოლომდე განვითარების დამახასიათებელი შუალედური სტადიებით.

ე. მილანოვსკის მონაცემებით, რიფტულისწინა მაგმატიზმი ჩვეულებრივ მომავალ ეპიბაქნურ რიფტულ ზონებში ვლინდება. იგი რიფტოგენეზის სტადიაში გამოვლენილ მაგმატიზმთან შედარებით უმნიშვნელო როლს ასრულებს და ზოგჯერ ათეული და ასეული მილიონი წლით წინ უსწრებს რიფტოგენეზს. რიფტულისწინა მაგმატიზმს ტუტე ხასიათი აქვს და გვევლინება კიმბერლიტური მილებისა და ცენტრალური ინტრუზივების ფორმით. უკანასკნელნი, როგორც ჩანს. დენუდირებული ვულკანების ფესვებია. ისინი შედგებიან გრანიტების, ტუტე სიენიტების და, უფრო ხშირად, ტუტე ულტრაამფიტებისაგან (კარბონატების მონაწილეობით).

შესაძლოა ბაქნების აქტივიზაცია დაიწყოს უშუალოდ დაძირვით, რომელსაც ახლავს სხვადასხვა სიღრმის რღვევების გაჩენა, რაც მაგმის ამოსვლას აპირობებს. მომავალი რიფტების დაძირვის საწყის, ემბრიონულ (რიფტისწინა) სტადიაში ჩვეულებრივ არადიფერენცირებული ტუტე ოლივინიანი ბაზალტები ამოიფრქვევა; იგი სულ უფრო ძლიერდება რიფტოგენეზის განვითარებასთან დაკავშირებით და მიეყავართ პლატო-ბაზალტური (ტრაპული) ველების გაჩენამდე. ეს ვულკანიზმი, თავისი მდგომარეობით ტექტონურ-მაგმატური ციკლის განვითარებაში, შესაბამება ევგეოსინკლინების ინიციალურ ვულკანიზმს (გ. ზარიძე, 1980, 1980<sub>1</sub>).

რიფტოგენეზის ემბრიონულ (რიფტულისწინა) სტადიაში, პლატო-

ბაზალტების შემოქრა შემჩნეულია ხმელეთის რიფტების (ბაიკალის და ეთიოპიის რიფტები) ქვედა სართულების ნალექებში. ეთიოპიისა და კენიის თალოვან-ველკანურ რიფტებში ძლიერი და ხანგრძლივი ხმელეთური ვულკანიზმი დაიწყო ჯერ კიდევ რიფტის ჩასახვამდე. აღნიშნულის გარდა, პლატო-ბაზალტების კავშირი გაკიმვისა და რიფტწარმოქმნის საწყის სტადიასთან დადგენილია შემდეგ მხარეებში: ზემო ტბის რაიონის როფი (1000 მლნ წლის დანალექი საფარით) — ჩრდილოეთ ამერიკის ბაქანი; ამაზონის სინეკლიზა (მეზოზოური) — სამხრეთ ამერიკის ბაქანი; ვიკონის სერია (იურა) — აღმოსავლეთ ანტარქტიდის ბაქანი; ოფისერის და ტასმანიის სინეკლიზა (ადრეკამბრიული) — სამხრეთ ავსტრალიის ფარი; ტუნგუსკის სინეკლიზა (ზედაპერმულ-ქვედატრიასული) — ციმბირის ბაქანი და სხვ.

ცნობილია გადახრები მოყვანილი კანონზომიერებიდან. მაგალითად, მძლავრი (1000000 მ<sup>3</sup>) პლატო-ბაზალტების ამოფრქვევა მოხდა უფრო ადრეული სინეკლიზის (გვიანა-ბრაზილიის მეგაფარი) განვითარების გვიან სტადიაში (ცარცის დასაწყისი); ინიციალური მაფიტური ვულკანიზმის დაგვიანებული გამოვლენა ზოგჯერ ევგეოსინკლინებშიც ხდება. გარდა ამისა, ცნობილია შემთხვევები, როდესაც ვულკანიზმის პირველი იმპულსები კავშირავა ხასიათისაა, რაც ჩვეულებრივ ზედაპერკამბრიულში და პალეოზოურში აღინიშნება. მაგალითად, ჰაულერის ბლოკში (ავსტრალიის ბაქანი) შუაპროტეროზოული რიოლითური ვულკანიზმი (1500 მლნ წელი) დაკავშირებულია ადრეპერკამბრიულ ფუნდამენტზე მკვეთრად უთანხმოდ განლაგებულ ვულკანოგენურ-მოლასურ ქანებთან.

პალეოზოურში ბაქნებზე მაგმატიზმი ძალიან იშვიათად და საკმაოდ უმნიშვნელო მასშტაბებით ვლინდებოდა. იგი უკავშირდებოდა ბაქნების რიფტული ზონების განვითარებას და თავისი ხასიათით ზოგჯერ ახლოს დგას მიოგეოსინკლინებთან. მაგალითად, დნეპრ-დონეცის ავლოკოგენი დევონურში და გრაბენი ოსლოპერმულში (ტუტე ბაზალტოიდები, ტუტე ულტრამაფიტები), აგრეთვე ანტიკლიზები — ვორონეჟის, ტიმანის, და სხვ. ქრონოლოგიაშიც დევონურ დროში გამოვლინდა ლოკალური ტრაპული ვულკანიზმი.

ცალკეულ შემთხვევებში ვულკანიზმს რიფტულ სტრუქტურებში განმეორებადი ხასიათი აქვს, ე. ი. ტრაპული ვულკანიზმის ხანმოკლე გამოვლენის შემდეგ შესაძლოა მოხდეს ამაგმური განვითარება, ხოლო შემდეგ — რიფტოგენიზის განახლება და ცენტრალური ტიპის მაგმატიზმი. ზემოაღნიშნული საშუალებას გვაძლევს წარმოვიდგინოთ მისი რიფტისწინა ფორმაციები (ტაბულა 1).

კონტინენტური (შიდაკონტინენტური) რიფტული ზონებისათვის დამახასიათებელია საკმაოდ მრავალნაირი როგორც ეფუზიური, ასე-

ბოლოს იცვლება უფრო ფუძე, ხშირად აწეული ტუტანობის ვულკანიტების ამოფრქვევით (ბ-III ტიპი), თუმცა აღინიშნება ამ საერთო სქემიდან გადახრებიც.

კუნძულთა რკალებისა და კონტინენტთა აქტიური კიდეების მაგმატიზმის ზოგადი ხასიათის გამოსავლინებლად ქვემოთ განვიხილავთ რამდენიმე ტიპურ მაგალითს.

კურილო-კამჩატკის ნეოგენურ კუნძულთა რკალში გამოიყოფა სამი ფორმაცია: ბაზალტ-ანდეზიტური, ანდეზიტური და ტრაქიანდეზიტური. ეტალონებად მიღებულ კურილისა და კამჩატკის კუნძულთა რკალების ვულკანოგენების ასოციაციის პეტროქიმიურმა შედარებამ ზოგიერთ სხვა მხარესთან (ალპური—უკრაინის კარპატები, მცირე კავკასიონი და კავკასიონი, რომლებიც შიდაკონტინენტური მოძრავი სარტყლების ოროგენულ ასოციაციას აგებენ, პალეოგენ-ნეოგენური—აღმოსავლეთ სიხოტე ალინი, რომელიც შედის აღმოსავლეთ აზიის კონტინენტთა კიდის ვულკანურ სარტყელში და სხვ.) გვიჩვენა დიდი მრავალფეროვნება მათ ქიმიურ შედგენილობაში — დაბალტუტიანი და კირტუტე ხასიათიდან არსებითად ნატრიუმიანი ხასიათის სუბტუტემდე.

ე. მარხინინი (1967) დიდი კურილის კუნძულების ნეოგენში, განვითარების სხვადასხვა ტიპებისათვის აღნიშნავს სხვადასხვაგვარ პლუტონიტებს და ვულკანიტებს (ლავეები, ტუფები, პიროქლასტოლითები, ტუფო-ტერიგენული წარმონაქმნები). კერძოდ, რიოლითებამდე პროპილიტიზებული ანდეზიტები, ანდეზიტური შედგენილობის ძლიერ დისლოცირებული დანალექ-ვულკანოგენური წარმონაქმნები, დაციტებისა და რიოლითების შტოკები და დაიკები, დოლერიტის სილენები (ქვედამიოცენური); მაფიტური და კაემეჟა ლავეები, დანალექ-ვულკანოგენური წარმონაქმნები (ქვედამიოცენურ ტეტიანეის წყებაზე უთანხმოდ. ბაზალტური კონგლომერატით ფუქიში, განლაგებულია შუაეოცენური ლუგოვის წყება), გაბროიდები და გრანიტოიდები (შუდამიოცენური); ანდეზიტები, ანდეზიტ-ბაზალტები და ბაზალტები, გაბროიდები და გრანიტოიდები (ზედამიოცენური); ბაზალტები, ანდეზიტო-ბაზალტები, ანდეზიტები და დანალექ-ვულკანოგენი წარმონაქმნები (ზედამიოცენურ ქობის წყებაზე უთანხმოდ განლაგებულია კამპანის წყება, ხოლო ორმაგი წყება დისლოცირებულია — აზიმუტი NC—25—30°,  $\rightarrow$  5—13°) და გრანიტოიდები (პლიოცენური); პორიზონტალურად განლაგებული ანდეზიტო-ბაზალტებისა და ბაზალტების ლავეები, რომლებიც ქმნიან ლაგეროეს ზეგანს (მწვა) და მკვეთრი კუთხური უთანხმოებით ფარავენ ზედაპლიოცენურ ლავობრეჭიებს (ადრემიოტხეული); ანდეზიტები, დაციტები, უფრო იშვიათად მაფიტური ლავეები (გვიანმეოტხეული); ანდეზიტები, ანდეზიტო-ბაზალტები, ბაზალტები, დაციტები (თანამედროვე). დიდი კურილის კუნძულებზე შედარებით ფართოდაა გავრცელებული მეოტხეული ვულკანური წარმონაქმნები.

გეოლოგიური მდგომარეობისა და შედგენილობის მიხედვით დისლოცირებული ვულკანოგენური წარმონაქმნებისათვის (მეოთხეულა წარმონაქმნების გამოკლებით) ისახება შემდგომი კონკრეტული ფორმაციები, რომლებიც უთანხმოებით არიან გამოყოფილი მეზობელი წყებებისაგან.

რიოლით-ანდეზიტური ქვეამოცენური,  
ბაზალტ-რიოლითური შუამოცენური,  
ბაზალტ-ანდეზიტური ზედაამოცენური,  
ბაზალტ-ანდეზიტური პლიოცენური,  
ანდეზიტ-ბაზალტური ადრემეოთხეული,  
ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური გვიანმეოთხეული,  
ბაზალტ-დაციტ-ანდეზიტური თანამედროვე.

დიდი კურილის კუნძულების გაერთიანებული მიოცენური და მიოცენისშემდგომი ფორმაციები შესაბამისად იქნება:

რიოლით-ბაზალტ-ანდეზიტური ეპიგეოსინკლინური და  
ბაზალტ-დაციტ-ანდეზიტური კუნძულთა რკალების.

ნ. კორნოვსკის მოსაზრების მიხედვით (1979) ხმელთაშუა ზღვის სარტყლის აღმოსავლეთი სექტორების ოროგენულისწინა (გეოსინკლინური) მძლავრ პალეოგენურ, ძირითადად ეოცენურ (შუაეოცენურ) ვულკანიზმს ზედნადები ხასიათი აქვს. ვულკანიზმის პროდუქტები სხვადასხვა სტრუქტურულ ზონაში რამდენადმე განსხვავდება ერთმანეთისაგან; ქარბობს თანამიმდევრულად დიფერენცირებული (ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური) ან, უფრო იშვიათად, კონტრასტული (ანდეზიტ-ბაზალტ-დაციტური) კირტუტე სერიები, პიროკლასტური მასალის სიქარბით (ვულკანიტების ჯამური მოცულობის 70—80%), რაც ამოფრქვევის ცენტრალურ ტიპზე მიუთითებს; შედარებით იშვიათად ხდებოდა ნაპარალური ამოფრქვევები. ვულკანიტების საერთო მოცულობა 200000 კმ<sup>3</sup>.

ხმელთაშუა ზღვის მთელ სარტყელში გამოვლენილი ოლიგოცენურ-მეოთხეული ვულკანიზმი დაკავშირებულია ყველაზე გვიანი გეოსინკლინური რაფების დახურვასთან; ოლიგოცენის დასასრულს მიმდინარეობდა დანაოქება და დიფერენციალური აზეევა — ჯერ სუსტი, შემდეგ, მიოცენის ბოლოდან — გაქლიერებული. ამის გამო მთათაშუა და კიდურა რაფებში გროვდებოდა მოლასები. სარტყლის კავკასიის სექტორში გვიანკაინოზოური ვულკანიზმი (იალბუზის და ყაზბეგის რაიონები) უკავშირდებოდა ტრანსკავკასიურ სტრუქტურას, თანხვედნილს ზედა მანტიის შერბილებების ზოლთან. ვულკანურ გამოვლენათა 80%-მდე უკავშირდებოდა მყარ სუბსტრატს, დანარჩენი — ეპიგეოსინკლინურ ნაოქა მთიან ნაგებობებს. დროის განხილულ მონაკვეთისათვის დადგენილია ვულკანიზმის სინქრონულობა და მისი მაქსიმალური გამოვლენის ერთჯერადობა ხმელთაშუა ზღვის სარტყლის მთელ ტერიტორიაზე.



ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული ვულკანიზმი უმთავრესად კაემკავა, ნაწილობრივ საშუალო კაემკავა ხასიათისაა, იშვიათად გვხვდება ბაზალტური ვულკანიტები და საკმაოდ უმნიშვნელოდ — ტუტე ქანები. პლუტონიტების როლი საკმაოდ შეზღუდულია. ანდეზიტ-დაციტ-რიოთური ფორმაციები (ბ-III ტიპი) იგნიმბრიტის ლავეებით, ტუფებით და პიროკლასტოლითებით, რომელთა შორის ბაზალტები ძალიან უმნიშვნელო როლს ასრულებენ, გვხვდება შემდეგ ვულკანურ მხარეებში, პროვინციებსა და სუბპროვინციებში: იალბუზის, ირანის, ავღანეთ-ბელუჯისტანის, ცენტრალური ანატოლიის, ელეის, პანონის, კარპატ-დინარის, ალპურ, ტოსკანის, ლიპარის, სარდინია-პანტელერიის და ჩრდილოეთ-ატლასის. ნაკლებადაა ანდეზიტ-ბაზალტური ფორმაციები (ბ-III ტიპი), რომლებიც იალბუზის, სომხეთის ზეგნის, ირანის, ავღანეთ-ბელუჯისტანის, აღმოსავლეთ სიცილიის, ცენტრალური ტირენისა და ალბორანის ვულკანურ მხარეებსა და პროვინციებში გვხვდებიან.

ადრიატიკის ფილაქნის ჩრდილოეთ კიდესთან დაკავშირებულ ეგეოსის ვულკანურ პროვინციაში, ეოცენ-ოლიგოცენურ დროს იფრქვეოდა ქანთა კონტრასტული სერიები — ბაზალტები, ტუტე ბაზალტები და რიოლითები (ნაკლებად). აღმოსავლეთ სიცილიაში, ეტნისა და იბსის რაიონებში შუატრიასულიდან პლეისტოცენამდე იფრქვეოდა ბაზალტები და ტუფრიტები. უკანასკნელნი გვხვდება აგრეთვე პონტოს ვულკანურ მხარეში. ლიმბურგიტები იფრქვეოდა ბეტიის მხარეში. რომ-ნეაპოლის რაიონში მეოთხეულში ხდებოდა კალიუმიანი (ხმელთაშუა ზღვის) ვულკანიტების მრავალჯერადი ამოფრქვევები იგნიმბრიტების განვითარებით.

ხმელთაშუა ზღვის სარტყელში ინტრუზივები შემდეგ პუნქტებში წარმოიშვა: სომხეთის ზეგანი (გრანიტოიდები), მინერალური წყლების რაიონი (გრანიტ-პორფირები და გრანოსიენიტ-პორფირები), ალპური ვულკანური პროვინცია (ტონალითები), ტირენის ვულკანური პროვინცია, დრავა-ინსურბიის მხარე (გრანიტოიდები).

ვულკანიტების ზემოთგანხილული ასოციაციები ზოგადად სხვა ავტორების მიერ იაპონიისათვის. წყნარი ოკეანის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილისა და ისლანდიისათვის გამოყოფილ ვულკანურ ასოციაციებს შეესაბამება. როგორც ცნობილია, აკ. მიაშორო (Ak, Miashiro, 1972, 1973) ევგეოსინკლინებში მეტამორფიტების ორ დაწყვილებულ სერიას გამოყოფს. პირველი მათგანი — დაბალი წნევის მეტამორფიტები, განლაგებულნი კონტინენტის მხარეს, შეესაბამებიან კუნძულთა რკალების ვულკანურ სარტყლებს და აქტიურ კონტინენტურ კიდევებს. მეორე — გლაუკოფანიანი ფიქლების სერიაა. გეოსინკლინურ სტადიაში ამ სერიებს ახლავს უპირატესად ანდეზიტური ვულკანიზმი, ხოლო ოროგენულში — გრანიტოიდული პლუტონიზმი და რიოლითების, დაცი-

ტებისა და ანდეზიტების (პავაიიტების, მუჯიერიტების) ამოფრქვევა. ამ სტადიისათვის ვულკანიტების სამი სერია გამოიყოფა, რომლებიც შემდეგ ფორმაციებშია გაერთიანებული: დაციტ-ისლანდიტ-ბაზალტური, რიოლით-დაციტ-ანდეზიტური, ტრაქიტ-მუჯიერიტ-პავაიიტ-ტუტოლივინ-ბაზალტური (ნატრიუმისანი რიგი), ლატიტ-შოშონიტური (შოშონიტური რიგი, ზოგჯერ შეიცავს ლეიციტისშემცველ ქანებს). საერთოდ კუნძულა რკალების ვულკანოზმისათვის ისახება ფორმაციები (ფორმაციული ტიპები), რომლებიც მეორე ტაბულაშია მოყვანილი.

ოფიოლათური ფორმაციები (ულტრამაფიფები, ტოლიტური ბაზალტები, ღრმა ზღვის კაჟიანი ნალექები — რადიოლარიტები, ისპები), როგორც ცნობილია, ტიპურია ოკეანურ ქერქზე ჩასახული ევგეოსენკლინებისათვის. რაფის სიღრმე რამდენიმე კილომეტრს აღწევს, რაზეც ნალექთა ხასიათი მიუთითებს.

აღსანიშნავია, რომ საქართველოსა და კავკასიონის მაგმატიზმის ყოველმხრივმა შესწავლამ ჯერ კიდევ 1947 წელს მოგვცა საშუალება აგვეხსნა ვულკანიზმის პრაქსების განვითარება ქერქვეშა დინებების პოზიციებიდან მხარის ტექტონიკური განვითარების ფონზე. აღვნიშნავდით, რომ ბაზალტური საგების გაფართოების შედეგად უნდა გაჩნდეს მაგმური დინებები. უკანასკნელნი მოძრაობისას წაიყოლებენ მათზე მოცურავე კონტინენტურ მასივებს, რომლებიც დაძირვისა და დანაოკების მხარეებისაკენ (სუბლექციის ზონა თანამედროვე გაგებით; გ. ზ.) გადაადგილდებიან და დაანაოკებენ მათ. ამ გადაადგილებას ბიძგის ხასიათი ექნება (ოროფაზების ცალკეული იმპულსები; გ. ზ.), ვინაიდან ენერგია გროვდება პერიოდულად (გ. ზარიძე, 1947, გვ. 326).

აღნიშნულ წარმოდგენებს არავითარი რეაქცია არ გამოუწვევია. დღეს. ადრეული წარმოდგენების ძირეული გადაფასების შედეგად ნეოპოზილასტური ჰიპოთეზა (ფალების ტექტონიკა) გლობალური გეოტექტონიკის პროგრესულ სქემად გადაიქცა.

კონტინენტების აქტური კიდეების ევგეოსენკლანური ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები განაცდიან დაბალი წნევების მაღალტემპერატურულ რეგიონულ მეტამორფოზმს. მათთვის დამახასიათებელია ბაზალტური და ანდეზიტური ვულკანიზმი (განჯუნება პრაქსასტალითები, სილები, ძარღვები — მაგმის ამომყვანი არხები) და გრანიტოიდული პლუტონიზმი. ოკეანეების მხარეს განლაგებული ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები განიცდიან მაღალი წნევების რეგიონულ მეტამორფოზმს. აქ იჭრკვევა ტოლიტური ბაზალტები და ტექტონიკურად ანაოკდება ულტრამაფიფები. ამ ორი ტიპის მეტამორფიტიები,

ვე ინტრუზიული ტუტე მაგმური ფორმაციები. განმეორებით ვახსენებთ ტუტე-ოლივინ-ბაზალტური მაგმის ნაპრაღურ ამოფრქვევას, რომელიც როგორც აღვნიშნეთ, ვლინდება უფრო მძლავრად რიფტოგენეზთან დაკავშირებით. ცალკეულ შემთხვევებში ტუტე ოლივინიანი ბაზალტები ამოიფრქვევიან ცენტრალური ტიპის ვულკანური აპარატებიდან.

დასავლეთ აფრიკის ტუტე პროვინციის მაგალითზე ბაქნური ტუტე ქანები დაწვრილებით შეისწავლა ვ. ლაზარენკოვმა (1980, 1980), რომელმაც საკუთარი და სხვათა (ლიტერატურული წყაროების მიხედვით) გამოკვლევების განზოგადების შედეგად შეიმუშავა მათი კლასიფიკაცია. მან გამოყო შემდეგი ვულკანური ფორმაციები: 1. ფონოლით-ნეფელინიტური კარბონატიტებით — ნატრიუმიანი რიგი (აღმოსავლეთ უგანდის, დასავლეთ კენიის, მეიმეჩა-კოტუის) და 2. ლეიციტიან-კალიუმიანი რიგი (ბუფუმბირის) — ფორმაციების ტუტეულტრამაფიტური ჯგუფი; 3. ლეიციტ-ტეფრიტული — კალიუმიანი რიგი (რომ-ნეაპოლის, დასავლეთ ატლასის) — ფორმაციების ტუტე-ბაზალტოიდური ჯგუფი; 4. ფონოლითური — ნატრიუმიანი რიგი (კენიის, პოსოსდე-კალდასის, პილასის); 5. ლეიციტ-ფონოლითური — კალიუმიანი რიგი (იშიმის, სინირის, ტესარის) — ფორმაციების ფონოლითური და ტუტეტრაქიტული ჯგუფი; 6. პანტელერიტ-კომენდიტური — ნატრიუმიანი რიგი (ეთიოპიის, სან-ბოგდინოს) — ტუტე-რიოლითური ჯგუფი.

ვულკანიტების ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი გეოლოგიური ნიშანია ამოფრქვევის ტიპი (ნაპრაღური, ცენტრალური), რაც მოცემულ კლასიფიკაციაში გათვალისწინებული არ არის. ამის გარდა, ფორმაციების სახელები ძალიან ლაკონურია და მასში არ ჩანს, თუ რა უმთავრესი ქანებისაგან შედგება ფორმაცია. მაგალითად, ეთიოპიისა და კენიის ვულკანიტების შემთხვევაში, ზემომოყვანილი ნიშნების გათვალისწინებით მივიღებთ შემდეგ ორ წყვილ ფორმაციას.\* ეთიოპიის რიფტი — ბაზალტ-ტრაქიტ-მუჭირიტული (ნაპრაღური) და პანტელერიტ-ტრაქიტ-ბაზანიტ-ნეფელინიტ-ფონოლითური (ცენტრალური) ფორმაციები; კენიის რიფტი — ბაზანიტ-რიოლით-ტრაქიტ-ფონოლითური (ნაპრაღური) და ბაზალტ-ტრაქიტ-ფონოლით-კარბონატიტული (ცენტრალური) ფორმაციები.

რეინის გრაბენისათვის გვექნება ანკარამიტ-მელილიტიტ-ნეფელინიტიანი (დაიკურ-ყელის), კიზერშტულესათვის — ტერალიტ-ლიმბურგიტ-ფონოლითური (ცენტრალური) და მონჩიკიტ-ესექსიტ-ტეფრიტ-ფონოლით-კარბონატიტული (სუბვეულკანური) ფორმაციები.

---

\* ფორმაციის შემადგენელი ქანების რაოდენობრივი შეფარდების შესახებ მონაცემების უქონლობის გამო. მათი განლაგება შემთხვევითია.

ვ. ლაზარენკოვის მიერ (1980<sub>1</sub>) შემოთავაზებული ტუტე პლუტონური ფორმაციების სისტემატიკა გამოყენებულია ბაქნური ფორმაციების ზოგად კლასიფიკაციაში (ტაბ. I).

სხვადასხვა ტუტე ფორმაციების მაგმის გაჩენას დასახელებული ავტორი ხსნის მანტიის სხვადასხვა სიღრმეზე მათი ჩასახვით, ქვემომოყვანილი თანამიმდევრობით უღრმესი უბნებიდან ნაკლებად ღრმა უბნებისაკენ: ულტრამატიფული ნატრიუმისანი, ფონოლითური ან ნეფელინსიენიტური, ტუტე-რიოლითური ან ტუტე-გრანიტული მაგმები, რაც შეესაბამება თანამედროვე წარმოდგენებს ტუტე მაგმის გენერაციის შესახებ. თუმცა საჭიროა აღინიშნოს, რომ ტუტე ქანების საბოლოო ჩამოყალიბებაში ნაკლებ როლს არ თამაშობდნენ ზედნადები ტუტე მეტასომატური პროცესები: ისინი ხორციელდებოდნენ ქერქული და მანტიური (ძირითადად) წარმოშობის აღმავალი ტუტე ფლუიდების ზეგავლენით.

კონტინენტური რიფტული ზონები ზოგადად ოკეანური ზონების მსგავსია. არსებითი სტრუქტურული განსხვავება მათ შორის მდგომარეობს იმაში, რომ კონტინენტურ რიფტულ ზონებში განვითარებულია რიფტული როფები, რომლებიც შუალედურ ოკეანურ ქედებზე მრავალჯერ ჩნდებიან და ქრებიან, ამასთან მათი ზომები მუდმივი არ არის.

ოკეანურ რიფტებთან დაკავშირებით უნდა აღინიშნოს, რომ უკანასკნელ წლებში არსებობს აზრთა სხვაობა ევგეოსინკლინების წარმოშობის დროისა და ადგილის შესახებ. მკვლევართა ნაწილი ფიქრობს, რომ მათი ჩასახვა შუალედურ-ოკეანურ ქედებზე ხდება. მეორენი თვლიან, რომ „შუალედურ-ოკეანური ქედების ევოლუცია არ მიდის მათი კუნძულთა რკალებად გარდასახვის გზით, და რომ ქერქისა და ნაოკა მხარეების ოფიოლიტური კომპლექსების მსგავსება არ იძლევა საფუძველს შუალედური ქედები ევგეოსინკლინებად ჩავთვალოთ“ (ა. გრაჩოვი, 1977, გვ. 222).

კონტინენტური (ბ-1 ტიპი) და ოკეანური (ვ — ტიპი) რიფტული ზონების მაგმატიზმს შორის სხვაობა არსებითია. პირველ შემთხვევაში მაგმატიზმი ტუტე ხასიათისაა, მეორეში — ძირითადად კირ-ტუტე.

განზოგადებული მაგმური ფორმაციები რიფტულისწინა ბაქნური, ეპიბაქნურ-კონტინენტური (შიდაოკეანური და ეპიოროგენული), კონტინენტთაშორისი და ოკეანური რიფტული ზონებისათვის მოყვანილია 1 ტაბულაში.

ზემომოტანილი მასალა საშუალებას გვაძლევს დავასკვნათ: დედამიწის ჩამოყალიბების საწყისი ეტაპის თავისებურებაა უპირატესად ვულკანური წარმონაქმნების განვითარება და საკმაოდ ნაკლებად — ინტრუზიულისა (გაბრო-პლაგიოგრანიტული ფორმაცია); პროტოგეოსინკლინურ სტადიაში ვულკანიტებს შორის შესამჩნევ როლს ულტრამაფიტები

თამაშობდნენ მაფიტებთან მონაცვლეობით, რომლებმაც შემდეგ რეგიონული მეტამორფიზმი განიცადეს და მოგვეს მწვანე ქვის ვრცელი სარტყლები; ამ გეოსინკლინების განვითარების ადრეოროგენულ (დანაოქების თანადროულ) სტადიაში ჩნდებოდა პლაგიოგრანიტები, ხოლო გვიანოროგენულ (მეგანტიკლინურ) სტადიაში — მიკროკლინიანი გრანიტები; მეგანტიკლინურ სტადიაში მაფიტებთან ერთად იფრქვეოდნენ შედარებით უფრო კაჟმჟავა ლავები (ანდეზიტები), რომლებიც შეზღვევ მწვანე ქვის გარდაქმნას განიცდიდნენ (პალეოტიპიზაცია).

ფაქტობრივი მასალა და მასზე დაფუძნებული ჩრდილოეთის კონტინენტების და მათ შორის ყველაზე დეტალურად შესწავლილი — ევროპისა და ჩრდილოეთ ამერიკის მაგმატიზმის განვითარების სქემები ყოველთვის არ ეთანხმება სამხრეთ კონტინენტების ანალოგიურ სქემებს. კერძოდ, ი. ლუჩიცკის მონოგრაფიის (1978) გამოხსენის შემდეგ ირკვევა, რომ სამხრეთ კონტინენტების მრავალი გრანიტოიდული ინტრუზივი ვულკანურ-პლუტონური ფორმაციების შემადგენელი ვულკანური წარმონაქმნების სინქრონულია. თუმცა არ შეიძლება გეოსინკლინების დანაოქების (როგენეზის) სტადიაში ჩამოყალიბებული გრანიტოიდული ინტრუზივების უარყოფა, რომელთა ასაკი გეოლოგიურად კარგად არის განსაზღვრული; აგრეთვე კავკასიონის, ონოტის სარტყლის და სხვ. მასალებზე დაყრდნობით შეიძლება ვამტკიცოთ, რომ არსებობს გრანიტოიდების ორი ასაკობრივი ტიპი — ადრეოროგენული (დანაოქების სინქრონული) და გვიანოროგენული, რომლებიც მნიშვნელოვნად არიან გათიშული დროში როგორც გეოსინკლინური ინიციალური ვულკანიზმისაგან, ასევე ერთმანეთისაგან (გ.ზარაძე, 1970, G. Zaridze, 1975). ექვეგარეშეა ისიც, რომ დედამიწის განვითარების პროტოგეოსინკლინური ეტაპიდან დაწყებული, ადრეოროგენულ (დანაოქების თანადროულ) სტადიაში ყალიბდებოდნენ პლაგიოგრანიტული ფორმაციის მაგმური გრანიტოიდები, ხოლო გვიანოროგენულ სტადიაში — გრანიტული ფორმაციის გრანიტოიდები. აღნიშნულის გარდა, კავკასიონის მაგალითზეც დადგინდა, რომ გეოსინკლინური წარმონაქმნების პლაგიოგრანიტულისწინა დაბალი წნეგების მეტამორფიზმი შედარებით უფრო დაბალტემპერატურულია, ვიდრე პლაგიოგრანიტების თანადროული, ან თითქმის თანადროული ამავე ტიპის მეტამორფიზმი. რეგრესული მეტამორფიზმი ჩვეულებრივ მიმდინარეობს გვიანოროგენული მეტასომატური გრანიტოიდების (გრანოლიორიტების, გრანიტების) განვითარებასთან დაკავშირებით. მეტასომატიზმის მოვლენები კარგად ჩანს ჰერცინული ციკლის დასასრულს კავკასიონზე და მრავალ ჰერცინულ კრისტალურ ფუნდამენტში (ამიერკავკასიის შუალედური მასივის შევრილებში, უკრაინის, როდოპის, ჩეხეთის და სხვა მასივებში) და სუსტად — ალპურ ციკლში. მეორე

მხრივ. კავკასიონისაგან განსხვავებით, მცირე კავკასიონზე მეტასომატოზი მოხდა მხოლოდ-პლიოცენურ მეგრი-ორდუბადის გრანიტოიდულ პლუტონში.

ამრიგად, მიუხედავად ცალკეულ მოძრავ სარტყლებში ვულკანიზმის გამოვლენისა და, საერთოდ, ენდოგენური პროცესების განვითარების თვალსაზრისით, საკუთარი „სახის“ არსებობისა, მათ განვითარებაში უდავოდაა საერთო კანონზომიერებანი, რომლებიც საშუალებას გვაძლევს გამოვყოთ გეოსინკლინური ენდოგენური ფორმაციები (ტაბ.2).

მაგმატიზმის შესწავლისას კავკასიონის ტექტონიკასთან დაკავშირებით (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1946, გ. ზარიძე, 1951) დაიკვირვებენ: რატომ არის, რომ ვულკანური აქტივობა, რომელიც საკუთრივ გეოსინკლინურ სტადიაში დედამიწის ქერქის დაღმავალ მოძრაობებთანაა (ვაკიშვასთან) დაკავშირებული, ოროგენულ სტადიაში მიმდინარეობს შეკუმშვასთან დაკავშირებით. დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ ოროგენული ვულკანიზმი უკავშირდება ერთგვარ დაყოვნებას, ანუ ვაკიშვის წამიერ მომენტს შეკუმშვის პროცესში (გ. ზარიძე, 1947, გვ. 313). ორომციან წლებში ჩვენ ვთვლიდით, რომ ფუძე მაგმის აქტივობა ყველა შემთხვევაში ელინდება ვაკიშვის მომენტში. თუ გავანალიზებთ ზემოგანხილულ ფაქტობრივ მასალას, მაშინ დასკვნა ნებისმიერი შედგენილობის ვულკანიზმის კავშირის შესახებ წამიერ (გეოლოგიური გაგებით) ვაკიშვის პროცესთან, რომელიც ცვლის შეკუმშვას, სამართლიანად მოგვეჩვენება. მაგალითად, კავკასიონის პალეოზოურში გვიან-როგენული ვულკანიზმი დროში დაკავშირებულია გრაბენსინკლინორიუმის წარმოქმნასა და კონტინენტური ნალექების დაგროვებასთან. იგივე შეიძლება ითქვას ახალი ინგლისის (ჩრდილო-აღმოსავლეთი ავსტრალია) გვიან-როგენულ ვულკანიზმზე; კავკასიონის სამხრეთ ფერდის გვიან-იურულ, გვიან-ცარცულ და პლიოცენურ ტუტე ვულკანიზმზე. რომელიც მიმდინარეობდა შესაბამისად ლაგუნურ და კონტინენტურ ზღვიურ აუზებში; არაუკანის (ანდები) სარტყლის კიმერიულ ანდეზიტურ ოროგენულ ვულკანიზმზე, რომელიც დაკავშირებულია ტორდილიოსა და რიო-დამასის უხეშმონატეზოვანი კონტინენტური სერიების დაგროვებასთან; ხმელთაშუა ზღვის სარტყლისა და საერთოდ, ევრაზიის კანონზოურ ოროგენულ ვულკანიზმზე, რომელიც მჭიდრო ასოციაცი-აშია მოლასებთან და სხვ. კარგი მაგალითია აგრეთვე ახჩაგილური ასაკის წალკის დისლოცირებული ბაზალტური სერია სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში, რომელიც ვრცელი ტბის პირობებში წარმოიქმნა (გ. ზარიძე, ნ. თათრიშვილი, 1951). აქ გარკვევით ჩანს, რომ ვულკანური მოქმედება წყდება დანაოქების პროცესის დაწყებისას და განახლდება უკანასკნელის შეწყვეტის შემდეგ. კურილის კუნძულების ზოგი ნეოგენური ფორმაციის აშკარა უთანხმო განლაგება ერთმანეთზე მიგვიტოლებს იმაზე, რომ ვულკანური ამოფრქვევები ხდებოდა ნაოჭა დეფორმაციების იმპულსების შეწყვეტის დროს და წყდებოდა მათი განახლებისას.

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород / М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, В. А. Павлов и др. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, с. 10—26.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бейли Б. Введение в петрологию. «Науки о Земле». М., Мир, 1972.
- Белюсов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
- Болякин Л. С. Избранные труды, тт. 1 и 2. Изд-во АН СССР, М., 1956, 1958.
- Богатиков О. А. Главные типы апортозитовых ассоциаций СССР. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., 1976, с. 35—47.
- Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Базальты и апортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 206—219.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М. Госгеониздат, 1946.
- Борсук А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бушляков И. Н., Соболев И. Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М., Наука, 1976.
- Гамкрелидзе П. Д. — Геологическое строение Аджиро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси. Изд-во АН СССР, 1949.
- Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра, 1975.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977.
- Дзюцендзе Г. С. Домоконовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1948.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, тт. 1—5. М., Мир, тт. 1, 2, 1965; тт. 3, 4, 5, 1966.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гараши А. В. Основные черты магматизма дна океана. В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 173—189.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во ЛГУ, 1959.
- Жарников В. А. Основы физико-химической петрологии. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Жуковский А. А., Шварцман А. А. Физическая химия. М., Металлургия, 1976.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н. Избранные труды, тт. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, 1958.

- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Закрутин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 1, с. 13—23.
- Заридзе Г. М. Хевская неонитрузия в Дзирульском массиве. — Бюл. Геол. ин-та Грузии, 1938, т. 4, вып. 1, с. 81—94.
- Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944<sub>1</sub>, т. 5, № 2, с. 147—154.
- Заридзе Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1944<sub>2</sub>, т. 5, № 5, с. 391—400.
- Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944<sub>3</sub>, т. 5, № 6, с. 601—610.
- Заридзе Г. М. Магматический цикл четвертичного периода в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944<sub>4</sub>, т. 3, № 9, с. 885—894.
- Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанное с ним рудообразование. Тбилиси. Изд-во «Техника да Шрома», 1947.
- Заридзе Г. М. О проблеме генезиса гранитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 3, с. 139—140.
- Заридзе Г. М. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955, с. 392—399.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г. М. О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геология, 1962, № 5, с. 33—46.
- Заридзе Г. М. О генетической связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. Тр. I уральского петрогр. совещ., т. I. Свердловск. Изд-во УФ АН СССР, 1963.
- Заридзе Г. М. О роли вулканизма в эндогенной минерализации на примере некоторых месторождений Кавказа. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1965, № 4, с. 3—10.
- Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Тбилиси, Ганатлеба, 1966<sub>1</sub>.
- Заридзе Г. М. О генезисе глубинных базитов и ультрабазитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962<sub>2</sub>, № 6, с. 27—38.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970.
- Заридзе Г. М. Геолого-структурные типы гранитоидов — В кн.: Петрология. МГК, сес. 24. Докл. сов. геологов. Пробл. 2, М., 1972, с. 66—72.
- Заридзе Г. М. Генетическая классификация главных типов эндогенных горных пород. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 1, 1976, с. 94—105.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О второстепенных минералах гранитоидов. — Зап. ВМО, сер. 2, ч. 80, 1952, с. 305—307.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. — В кн.: Вопросы петрографии и минерологии, т. 1. М., 1953<sub>1</sub>, с. 311—316.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. — Труды геол. ин-та АН ГССР, сер. мин.-петрогр., т. 3, Тбилиси, 1953, 121—124.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О процессах замещения плагиоклазав. — Науч. доклады высшей школы. Геол.-географ. науки, 1958, № 2, с. 57—61.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанное с ним рудообразование. М., Госгеолтехиздат, 1959<sub>1</sub>.



Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О метасоматических пегматитовых и пертитовых структурах. — Сообщ. АН ГССР, т. 22, № 2, 1959, с. 175—178.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О стадиях метасоматоза. — В кн.: Гранитно-гнейсы, МГК, сессия 21, Докл. сов. геологов, пробл., 14. Киев, 1960, с. 127—139.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Соображения о метаморфических фациях. Докл. грузин. геол. на 22 сесс. МГК, Мецниереба, 1964, с. 43—54.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Минералы и генезис некоторых характерных для Кавказа пегматитов. — В кн.: Магматизм и генезис пегматитов. МГК, сессия 22, Докл. сов. геологов., М., 1964, с. 321—331.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия и Ингурия). Тбилиси, Мецниереба, 1967.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Балкарня, Карачай, Адыгей). Тбилиси, Мецниереба, 1974.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И. Некоторые особенности верхнемелового вулканизма юго-восточной Грузии. — Докл. АН СССР, т. 133, 1960, № 3, с. 649—652.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Шенгелиа Д. М. К методике изучения процессов метасоматического пороодообразования. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм. Тбилиси, 1969, с. 223—332.

Кизельватер Д. С. О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. М., Тр. МГРИ, т. 29, 1956.

Кикнадзе И. И., Цмакурдзе Г. К. Секторальные двойники плагиоклазов из метаморфических сланцев ладзвальной свиги (Верхняя Сванетия). Сообщ. АН ГССР, т. 89, 1978, № 1, с. 133—136.

Классификация и номенклатура плутоонических (интрузивных) горных пород. Петрограф. комитет, Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР, М., Недра, 1975.

Коржинский Д. С. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — В кн.: Очерк метасоматических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Проблема сплитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 9, с. 12—17.

Коржинский Д. С. Режим кислотности щелочиметальности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, Л., Недра, 1967, с. 163—169.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Узакано-Становой зоны. М., Наука, 1967.

Костов И. Минералогия. М., Мир, 1971.

Кузнецов Ю. А., Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108—121.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1968, с. 65—78.

Курс физической химии, т. 1/Я. И. Герасимов, В. П. Дервиг, Е. Н. Еремин и др. М., Химия, 1970.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды, тт. 2 и 4. Л. — М. Изд-во АН СССР, 1950 и 1955.

Лихачев А. П. О формировании Бушевельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 12, с. 50—65.

Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы, М., Недра, 1974.

- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 2, М., Наука, 1971.
- Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. М., Наука, 1978.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 8, с. 3—16.
- Маракушев А. А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов.—Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, т. 81, отд. геол., вып. 1 с. 5—25.
- Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства безводных силикатов и алюмосиликатов.—Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 562—579.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности—щелочности гранитоидов, бедных кальцием.—В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5—72.
- Масайтис В. Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы.—В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 159—170.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.—Вестн. МГУ, сер. геол., 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
- Милер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., Мир, 1965.
- Наковник Н. И. Грейзены.—В кн.: Измененные околожвальные породы и их поисковое значение. М., 1951, с. 53—80.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.—В кн.: Геотектоника. М., 1975, № 6, с. 1—14.
- Павловский Е. В., Колотухина С. Е. Роль гранитов в формировании земной коры в раннем докембрии (и примере Канады и Гренландии).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 9, с. 5—16.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976.
- Петров В. П. Проблемы и задачи современной петрографии.—В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. Петрография, ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 20—38.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, чч. 1, 2, тт. I, II. М., Недра, 1966.
- Природа метаморфизма. М., Мир, 1967.
- Родионов Д. А. Функция распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. М.—Л., Изд-во Горно-геол.-нефт. лит., 1934.
- Рогов А. Б., Ханн В. Е., Балуховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1979, с. 5—12.
- Руб М. Г., Левицкий В. В. Петрогеохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их постмагматических образований. Тр. ИГЕМ АН СССР. М. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 76.
- Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Аксессуары минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на

примере Северо-Востока СССР). — В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., 1965, с. 7—38.

Рундквист Д. В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. Тр. I конф. по околорудному метасоматозу. М., Недра, 1966.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. М., Недра, 1973.

Семеновко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Наукова думка, 1966.

Систематика магматических горных пород/Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская и др. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 10, с. 17—25.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. — В кн.: Физ.-химич. проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., 1961 с. 7—16.

Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейна рек Кестаны и Сакашиль (Северный Кавказ). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 103, 1938, с. 84—86.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.

Судовников Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.

Татришвили Н. Ф. Кристаллохимические особенности амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3, с. 641—644.

Татришвили Н. Ф. Эволюция состава амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. Тр. Геол. ин-та. Тбилиси, и. с., 1978.

Устинов Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.

Ушakov С. А. Физика Земли, т. 1. Стростие и развитие Земли, М., Изд-во ВИНТИ, 1974.

Ферман А. Е. Геохимия, т. 4. М., 1939.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определение их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1965.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1965.

Шацкий Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

Шенгелла Д. М. О генезисе турмалина из песчано-глинистых сланцев Дарьяльского устья. — Изв. Геол. об-ва. Грузин, т. 3, вып. 1, 1963, с. 67—69.

Шенгелла Д. М. О характере каликатровых полевых шпатов в верхнепалеозойской порфиروبластических гранитах Северного Кавказа. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм, Тбилиси, 1969, с. 185—205.

Шенгелла Д. М. О равновесии эпидота в палеозойских гранитоидах и гранитизированных породах Северного Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1972, т. 66, № 3, с. 617—620.

Шенгелла Д. М. Богатый железом мусковит из палеозойских диафторитов Северного Кавказа. Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 4, с. 937—939.

Шенгелла Д. М., Ахведяни Р. А., Кецохели Д. Н. Рентгеновское изучение углесто-графитового вещества в температурном интервале 300—850°C. — Сообщ. АН ГССР, т. 83, № 3, 1977, с. 661—663.

Шенгелла Д. М., Кецохели Д. Н., Милановский А. В. Фтор в биотитах из палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 68, №3, 1972, с. 649—652.

Шенгелла Д. М., Кецохели Д. Н., Чичинадзе Г. Л. Черные каленые шпаты из кристаллических сланцев Абхазии. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 186—189.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.

Янов Э. Н. Типы подвижных областей и стадии их развития. — Сов. геология. 1977, № 4, с. 8—19.

Ampferer Otto Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — Jahrb. der Kaiserlich-Königlichen Reichsanstalt, Ed. 56. Wien, 1906, S. 539—622.

Auboin Jean. Geosynclines. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York, 1965.

Dewey J. F., Birgy I. M. Mountain Belts and the New Global Tectonics. — J. Geophys. Res., 1970., vol. 75, N 14, p. 2625—2647.

Le Pichon X. Sea-floor Spreading and Continental Drift — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, No 12, p. 3661—3697.

Eskola P. On the petrology of the Orijarvi Region in southwestern Finland.—Geol. Finland, N 40, 1914.

Eskola P. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi Region. —Comm. Geol. Finlande Bull. N 44, 1915.

Fife W. G., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore, 1959.

Green D., Ringwood A., The genesis of basaltic magmas, Earth's Crust and Upper Mantle, Geophysical monograph., N 13, Washington, D. C., 1969.

Hatch F., Wells A., Wells M., Petrology of the igneous rocks, London, 1972.

Hamilton W. Mesozoic California and the underflow of pacific mantle.— Geol. Soc. Am. Bull., vol 80, 1969, S. 2409—2430.

Hees H. H. Stillwater igneous complex. Montana. A quantitative mineralogical study. — Mem. Geol. Soc. Am., 1960. vol 80, p. 230.

Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the stillwater complex. Montana, U. S. — Geol. Serv., Paper 358, p. 1—106. 1961.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3, p. 277—311.

Miyashiro A. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism.—Tectonophysics, 1972, N 1—4, S, 141—159.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. —Am. J. Sci., 1972, N 7. p. 629—656.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts, London George Allen and Unwin Ltd., 1973.

Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocs. — J. Geophys. Res., 1968, vol 73, N, 6. p. 1959—1982,

Simonen Antti. Die Batholits und teir Orogenic—Selting. Sec. rep, Upper Mantleproject, Geophysical monograph. N 21. Washington. 1969, p. 483—489.

Sutton J. Controls of metamorphism. Oliver Boyd Edinburg and London. 1965.

Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and Metamorphic Petrology. London, 1960.

- Wager L., Brown G. Layered igneous rocks. Edinburgh and London, 1968.
- Wegener A., Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1915.
- Winkler Helm G. F. Die genese der metamorphen gesteine. Springer—Verlag, Berlin, Heidelberg, New—York, 1967.
- Zaridze G. M., The geological — structural types. — Canadian J. of Earth Sci., vol. 11, N 4, p. 595—598. Ontario, 1974.
- Zaridze G. M. Formation of Granitoids in Relation to Tectonic Structure. Kristalinikum 11, Praha, 1975, S. 115—122.
- Zaridze G. M. Über Kristallisations differentiation und metasomatische Granitisation bei der Bildung der Granit—Metamorphitschicht. Z. geol. Wiss., Jg. 6, H. 8, 1978, S 985—994.

**შ ი ნ ა ა რ ს ი**

შესავალი

3

**პირველი ნაწილი**

**ენდოგენური ქანების ნივთიერი შედგენილობა, სტრუქტურულ-  
ტიქსტურული თავისებურებანი და მორფოლოგია**

თ ა ვ ი I. მოკლე ცნობები დელამიწის შინაგანი აგებულების, მაგმისა და ქანები შესახებ . . . . .	6
დელამიწის შინაგანი აგებულება . . . . .	6
მაგმა . . . . .	10
ძირითადი ცნობები მაგმური და მეტამორფული ქანების შესახებ . . . . .	17
ქანების კვლევის მეთოდები . . . . .	19
თ ა ვ ი II. ენდოგენური ქანების სხეულთა მორფოლოგია . . . . .	21
მაგმური ქანების სხეულთა მორფოლოგია . . . . .	21
მეტამორფული და მეტასომატური ქანების სხეულთა მორფოლოგია . . . . .	35
მაგმური ქანების სხვადასხვა სხეულების წარმოქმნის გეოლოგიური პირობები . . . . .	39
თ ა ვ ი III. ენდოგენური ქანების ნივთიერი შედგენილობა . . . . .	55
მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა (პეტროქიმიკა) . . . . .	56
პეტროქიმიური გადათქვები ა. ზავარიცკის მეთოდით . . . . .	62
პეტროქიმიური გადათქვები ა. მარაკუშევის მეთოდით (ქანებისა და მინერალების ფუძიანობის მაჩვენებლების თერმოდინამიკური გადათქვა) . . . . .	75
მეტამორფული ქანების ქიმიური შედგენილობა (პეტროქიმიკა) . . . . .	78
პინერალთა და ქანთა წარმოშობის ფიზიკურ-ქიმიური საფუძვლები . . . . .	83
კვლევის მათემატიკური მეთოდები . . . . .	106
თ ა ვ ი IV. მაგმური ქანების ქანშაშენი მინერალები . . . . .	123
უფერული მინერალები . . . . .	129
მინდვრის შპატები . . . . .	129
კაემიწის მინერალები . . . . .	144
ნეფელინი და კალსილიტი . . . . .	148
ლეიციტი . . . . .	149
მუსკოვიტი . . . . .	150
ალმასი . . . . .	155
ფერადი მინერალები . . . . .	156
ბოტიტი . . . . .	156
ამფიბოლები . . . . .	161
მელილიტები . . . . .	172
პარაქსენები . . . . .	174

ოლიენები . . . . .	183
გრანატები . . . . .	186
აქცესორული მინერალები . . . . .	188
<b>თ ა ვ ი V. მეტამორფული ქანების ქანმავალი მინერალები . . . . .</b>	<b>214</b>
თუთნაბადი ელემენტები . . . . .	204
სულფიდები . . . . .	207
ქანგეულები . . . . .	207
ჰიდროქანგები . . . . .	209
ქარბონატები . . . . .	210
ალუმინის სილიკატები და მათი ჰიდრატაციის პროდუქტები . . . . .	215
<b>თ ა ვ ი VI. ენდოგენური ქანების შინაგანი აგებულება, ტექსტურები და სტრუქტურები . . . . .</b>	<b>221</b>
მაგმური ქანების ნაპრალები და განწყვერება . . . . .	221
მაგმური ქანების ტექსტურები და სტრუქტურები . . . . .	226
მეტასომატური ქანების ტექსტურები და სტრუქტურები . . . . .	241
მაგმური ქანების სტრუქტურული და მიკროსტრუქტურული ანალიზი . . . . .	244

**მეორე ნაწილი**

<b>ენდოგენური ქანების მთავარი ტიპების დახასიათება . . . . .</b>	<b>252</b>
<b>თ ა ვ ი VII. მაგმური ქანების მთავარი ტიპების დახასიათება . . . . .</b>	<b>252</b>
ულტრაპაფიტები . . . . .	254
მაფიტები (გაბროიდები და ბაზალტოიდები) . . . . .	265
საშუალო კაემჟავა ქანები (დიორიტები და ანდეზიტები) . . . . .	282
კაემჟავა ქანები (გრანიტოიდები, რიოლიტები, დაციტები) . . . . .	289
სიენიტები და ტრაქიტები . . . . .	307
ფელდსპათოიდური მაფიტური და ულტრაპაფიტური ქანები . . . . .	324
<b>თ ა ვ ი VIII. მეტამორფული და მეტასომატური ქანთწარმოქმნა . . . . .</b>	<b>333</b>
მეტამორფიზმის სახეები . . . . .	333
დებაზიფიკაცია და გრანიტიზაცია . . . . .	353
წნევა-ტემპერატურის და მეტასომატოზის დროს . . . . .	360
სტადიონობა მეტასომატურ მინერალ- და ქანწარმოშობაში . . . . .	362
მეტასომატურ ქანწარმოშობასთან დაკავშირებულ მდენეული მინერალიზაცია . . . . .	366
<b>თ ა ვ ი IX. მინერალური ფაციესები და ენდოგენური ქანების ტემპერატურულ-ფაციესური სისტემატიკა . . . . .</b>	<b>371</b>
<b>თ ა ვ ი X. მეტამორფული ქანების უმთავრესი ტიპების ფაციესური დახასიათება . . . . .</b>	<b>385</b>
ეულკანოიტებთან დაკავშირებული მეტამორფიტები . . . . .	385
რევილიტი, ლოკალიტი, რეგრესული და კონტაქტური მეტამორფიზმის, აგრეთვე მეტასომატოზის და დინამოპეტამორფიზმის მეტამორფიტები . . . . .	386
თიხაფიქლების (ასპიდური ფიქლების) ფაციესური სერია . . . . .	404
ფილიტების (მწვანე ფიქლების) ფაციესური სერია . . . . .	405
ლაქსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესური სერია . . . . .	409
ქარსიან-პლავიოგენისური (ეპიდოტ-ამფიბოლიტური) ფაციესური სერია . . . . .	412
ბიოტიტ-სილიმანიტ-კიანიტ-გენისური (ამფიბოლიტური) ფაციესურა სერია . . . . .	416

გრანატ-კორდიერიტ-გნეისური (პიროქსენ-ამფიბოლიტური) ფაციესური სერია . . .	424
გრანატ-კორდიერიტ-ჰიპერსტენ-გნეისური (გრანულიტური) ფაციესური სერია . . .	427
ღინაპოპეტამორფიტები . . . . .	434

**მესამე ნაწილი**

<b>დედამიწის (კონტინენტებისა და ოკეანეების) ენდოგენური გეოლოგიური ფორმაციები . . . . .</b>	<b>437</b>
თ ა ვ ი XI. ენდოგენური გეოლოგიური ფორმაციის ცნების შესახებ . . . . .	437
თ ა ვ ი XII. დედამიწის განვითარების მთავარი ეტაპების ფორმაციები . . . . .	439
პროტოგეოლოგიური ეტაპის ფორმაციები . . . . .	439
პროტობაქნურ — პროტოგეოსინკლინური ეტაპის ფორმაციები . . . . .	444
პროტობაქნური ქვეეტაპის ფორმაციები . . . . .	445
პროტოგეოსინკლინური ქვეეტაპის ფორმაციები . . . . .	450
ბაქნურ-გეოსინკლინური ეტაპის ფორმაციები . . . . .	454
ბაქნური ქვეეტაპის ფორმაციები . . . . .	454
კონტინენტურ რიფტულისწინა და რიფტულ ზონათა ფორმაციები . . . . .	457
ოკეანური რიფტული ზონების ფორმაციები . . . . .	468
გეოსინკლინური ქვეეტაპის ფორმაციები . . . . .	473
დასკვნა . . . . .	491
ლიტერატურა . . . . .	497



მთარგმნელები: მ. აბესაძე, გ. ქიქოძე  
რედაქციის გამგე ე. ანდლუღაძე  
რედაქტორი მ. ლუღუშაური  
სამხატვრო რედაქტორი თ. მესხი  
ტექნიკური რედაქტორი ნ. ლოგუზაშვილი  
უფრ. კორექტორი ნ. ქაფიანიძე  
კორექტორი ი. შანჭავიძე  
გამომშვები თ. მაკავარიანი

**ИБ № 2296** Учебное издание для вуза

გადაეცა ასაწყობად 1.02.85. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 8.04.88, ქალაქის  
ზომა 60×90<sup>1/16</sup>. საბეჭდი ქალაქი №1, გარნიტურა ვენა. ბეჭდვა მაღალი, ნა-  
ბეჭდი თაბახი 31,75, პირობითი საღებავგატარება 31,75, სააღრეცხვო-საგამომ-  
ცემლო თაბახი 29, 79. ტირაჟი 1000 შუკვ. № 334

**ფასი 1 მან. 40 კაპ.**

გამომცემლობა „განათლება“, თბილისი, ორჯონიკიძის ქ. № 50.  
Издательство «Ганатлсба», Тбилиси, ул. Орджоникидзе. 50.

1988

საქართველოს სსრ გამომცემლობათა, პოლიგრაფიისა და წიგნის  
ცენტრის საქმეთა სახელმწიფო კომიტეტის ბეჭდვითი სიტყვის  
კომბინატი, თბილისი, მარჯანიშვილის ქ. № 5.

Комбинат печати Государственного комитета Грузинской ССР по де-  
лам издательств, полиграфии и книжной торговли, Тбилиси,  
ул. Марджанишвили, 5.