

მ. ბერძენი

კავკასიონის
სამხრეთი უბლის
ქველ-და უსაიუკელი
ნაღებების
ლითოგრაფია

„მეცნიერება“

1970

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 24

მ. ბერიძე

კავკასიონის სამხრეთი უაღრეს ქვედა- და
შუაიუკული ნაღებების დითოლოგია
ზემო ჩაჭის უაკგდეგში



გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1970

ნაშრომში მოცემულია ზემო რაჭის ქვედა- და შუა- იურული ნალექების ლითოლოგიური კვლევის ძირითადი შედეგები.

თიხაფიქლების სერია დანაწილებულია ლითოსტრატოგრაფიულ ერთეულებად; დახასიათებულია მისი ამგები ტერიგენული და ტუფური ქანები და კონკრეციული წარმონაქმნები. აღწერილია ცხრა აქცესორული მინერალი. გამოყოფილია ქვედა-და შუა- იურული ნალექების ტერიგენულ და აუტიგენურ მინერალთა ასოციაციები; მოცემულია მათი შესაძლო დედაქანების დადგენის ცდა, ამის საფუძველზე კი გაშუქებულია პალეოგეოგრაფიის ზოგი საკითხი. გამოტანილია დასკვნა, რომ ქვედა- და შუაიურული ნალექების გაღარიბება არამდგრადი მინერალებით ძირითადად პოსტსედიმენტური პროცესების ინტენსიური განვითარებით არის გამოწვეული.

რედაქტორი გ. ჩ ი ხ რ ა ძ ე

წინასიტყვაობა

ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული თიხაფიქლების სერიის გავრცელების ზოლის გეოლოგიური აგებულება და ამ სერიასთან დაკავშირებული დიაბაზური ქანები და მადანგამოვლინებანი დიდი ხანია იქცევა მკვლევართა ყურადღებას. მაგრამ ქვედა- და შუაიურული ნალექების ლითოლოგია აქამდე შესწავლილი არ ყოფილა. წინამდებარე ნაშრომი, პირველ ყოვლისა, ამ ხარვეზის შევსებას ითვალისწინებს.

ქვედა- და შუაიურული ნალექების ნივთიერი შედგენილობის კვლევა მიზნად ისახავდა გამოვლინებულიყო ცალკეული წყებებისათვის დამახასიათებელი პირველადი მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული თავისებურებანი და აგრეთვე ეპიგენეტური პროცესებით გაპირობებული ცვლილებები. ამასთან დაკავშირებით გაშუქებას მოითხოვდა ზემო-აღნიშნული ნალექებისათვის დამახასიათებელ ტერიგენ და აუტიგენ მინერალთა გენეზისი და ამის საფუძველზე ქვედა- და შუაიურული დროის პალეოგეოგრაფიის ზოგი საკითხიც.

არანაკლებ საყურადღებო იყო ქვედა- და შუაიურულ ნალექებთან დაკავშირებული ვულკანური წარმონაქმნები: ლიასის ბაზალტურ ფორმაციამდე გამოვლენილია და შესწავლილია ალბიტოფირული ტუფები (ბერიძე, 1965), სამხრეთ ზოლის ე. წ. დიაბაზურ ჰორიზონტში კი ახალი მონაცემებია მოპოვებული ტერიგენი და ვულკანოგენი ფაციესების დამოკიდებულების შესახებ. გარდა ამისა სპეციალურად შევისწავლეთ ქვედა-და შუაიურულ ნალექებში ფართოდ გავრცელებული დიაბაზური ქანები (მ. ბერიძე, 1963₁; 1963₂; 1964; 1965₂), რის საფუძველზეც უფრო ნათლად გაშუქდა თიხაფიქლების და დიაბაზების ურთიერთობის საკითხები.

თემა დამუშავდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის ლითოლოგიურ განყოფილებაში 1960—1965 წლებში, ხოლო 1966 წელს მოხდა მისი საჯარო დაცვა, როგორც საკანდიდატო დისერტაციისა (მ. ბერიძე 1965). წინამდებარე გამოცემაში ამოღებულია ჭრილების აღწერა და თავები დიაბაზური ქანების და

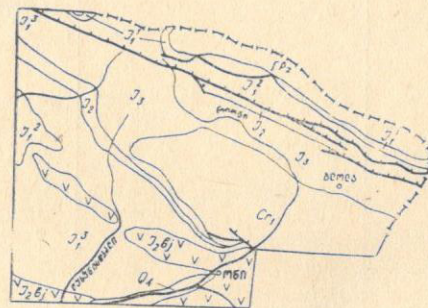
მადანგამოვლინებათა შესახებ. ნაშრომს, მცირეოდენი კორექტივების გარდა, დაემატა ახალი მასალები ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების ქიმიური დახასიათებისათვის.

ქანების ქიმიური ანალიზების ნაწილი შესრულდა საქართველოს სსრ მინისტრთა საბჭოსთან არსებულ გეოლოგიის სამმართველოს ცენტრალურ კომპლექსურ ლაბორატორიაში, ხოლო პელიტური ფრაქციების ლაბორატორიული კვლევა—საბჭოთა კავშირის ქეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურ ინსტიტუტში ა. კოსოვსკაიას და ვ. დრიცის კონსულტაციით.

თემაზე მუშაობის დროს ხელმძღვანელობას მიწევდა პროფ. ნ. სხირტლაძე.

I. შესავალი

ქვედა- და შუაიურულ ნალექებს მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოლოგიურ აგებულებაში. ზემო რაჭის ფარგლებში ეს ნალექები ორ დამოუკიდებელ ზოლს ქმნის (ნახ. 1).



ნახ. 1. ზემო რაჭის სამიმოხილო გეოლოგიური რუკა

(რედაქტორი პ. გამყრელიძე, მასშტაბი 1:600 000, 1961 წ.).

ГРз — კავკასიონის ძველი კრისტალური კომპლექსი; J_1^1 — ქვედალიასური ასპიდური ფიქლები; J_1^2 — შუალიასური თიხაფიქლები; J_1^3 — ზედალიასური თიხაფიქლები და ქვიშაქვები; J_2 — შუაიურულ ნალექები; J_2^{bj} — ბაიოსური ვულკანოგენური წყება; J_3 — ზედაიურული კარბონატული ფლიში; Cr_1 — ქვედაკარბონატული ტერიგენული ფლიში; Q_4 — თანამედროვე ნალექები.

პირველი, ე. წ. ჩრდილო ზოლი, მოიცავს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ კალთას — მამისონისა და ვაცისწვერის უღელტეხილებს შორის; ჩრდილოეთიდან მას ძველი კრისტალური კომპლექსით

ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების სერიის დანაწილების

სქემა სხვადასხვა მკვლევრის მიხედვით

ი. კუზნეცოვი, 1933, 1937	ა. პეივე, 1941, 1945	ი. მარკოზია, 1948
კარბონატული ფლიში— J_2+Cr	კარბონატული ფლიში— Cr_1	კარბონატული ფლიში— Cr_1 ქვიშაქვები; კირქვების და კარბონატული კონგლომერატის შუაშრებებით; 100 მ— J_1^{3c}
	ფიქლები და ქვიშაქვები კონკრეციებით; 900 მ— J_1^{3c}	ფიქლები და ქვიშაქვები. ზოგი ქვიშაქვა არკოზულ-გრაუვაკურია J_1^{3b}
	კონგლომერატ - ქვიშაქვების ჰორიზონტი; ცემენტი კარბონატულია, 35—40მ— J_1^{3b}	კონგლომერატისებური ქვიშაქვები კარბონატული. 15—40 მ— J_1^{3a}
	მცირე თიხაფიქლები კონკრეციებით; ქვიშაქვა-ალევიოლითები იშვიათია; 400 მ— J_1^{3a}	ფიქლები; ქვიშაქვები და ალევროლითები იშვიათია— J_1^2
	ზოლიანი ასპიდური ფიქლები, თიხიანი ქვიშაქვები, ქვიშაქვები ფიქლები; 900 მ— J_1^2	ზოლიანი ქვიშაქვები და ქვიშაქვები ფიქლები, ქვედა ნაწილი განსაკუთრებით მდიდარია დიაბაზებით. J_1^2
ქვიშაქვები ფიქლები	ერთფეროვანი ასპიდური ფიქლები, შედარებით ძლიერ მეტამორფიზირებული; 200 მ— J_1^{1b}	ფიქლები დიაბაზებით: 200 მ— J_1^{1b}
კონგლომერატები, კვარციტისებური ქვიშაქვები, კვარციტები— J_1^1	კონგლომერატები, კვარციტისებური ქვიშაქვები— J_1^{1a}	კონგლომერატები, ქვიშაქვები. 50—125 მ— J_1^{1a}

ფ ი ქ ლ ე ბ ი და ქ მ ი შ ა ქ ე ა ბ ი

კ. ჭიჭინაძე, 1945	ვ. ზესაშვილი, 1964	შ. გველჯაძე და სხ., 1965
კარბონატული ფლიში— J_2 თიხაფიქლები; კარბონატული ქვიშაქვების, კირქვების და კარბონატული კონგლომერატების შუაშრებით, კირქვის ლინზები. 50—100 მ. მურაფერის ფიქლები და ქვიშაქვები კონკრეციებით, დაფიქლებული ტუფები და ტუფოვანი ქვიშაქვები („ტალახიანის ჰორიზონტი“); 50—200 მ. J_2^{bt}	კარბონატული ფლიში— J_2 მოყავისფრო ქვიშაქვები და ფიქლები; 400—500 მ— J_2^{bt}	კარბონატული ფლიში— J_2c1 მურაფერის ქვიშაქვების და თხელი ფიქლების მორიგეობა, ზედა ნაწილში ჭარბობს ქვიშაქვები: 180—385 მ.— J_2^{bt}
ფიქლები სპილიტური დიაბაზების განფენებით („სპილიტური ჰორიზონტი“)— J_2^{bj}	ღია მოყავისფრო ბზინვარე თხელი ფიქლები კონკრეციებით, 600—700 მ— J_2^{bj}	მუქი ნაცრისფერი, გამოფიტული ჰოვერცხლისფრო თიხაფიქლები, ქვიშაქვების შუაშრებით; 400—200 მ— J_2^{bj}
	თიხაფიქლების და ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობა. დიაბაზების შრე-ძარღვები, 500 მ (ფაუნა) J_1^3	თიხაფიქლები თხელი ქვიშაქვების იშვიათი შუაშრებით; J_1^{3b} 350 მ (ფაუნა)
	ფიქლები ალევრიტული ქვიშაქვების იშვიათი შუაშრებით 1000—1200 მ. J_1^2	თიხები ზოგ უბანზე ზოლიანი ქვიშაქვების შუაშრებით. J_1^{3a} 350 მ. ზოლიანი თიხაფიქლები ქვიშაქვების შუაშრებით ზოლიანობისა და ქვიშაქვების სიხშირის მიხედვით იყოფა სამ ნაწილად: $J_1^{2a}+J_1^{2b}+J_1^{2c}$, 1050 მ
	ფიქლების და ალევროლიტ-ქვიშაქვების მორიგეობა 300—400 მ— J_1^{1b}	თიხაფიქლები; ალევროლიტური ქვიშაქვების შუაშრებით და ურალიტიანი დიაბაზების ძარღვებით. 400—650 მ, J_1^{1b} (ფაუნა)
კონგლომერატები, კვარციტები, ქვიშაქვები— J_1^1	კონგლომერატები და ბრექჩიები— J_1^{1a}	კონგლომერატები, ქვიშაქვები და კვარციტები, J_1^{1a}

ფ ი ქ ლ ე ბ ი და ქ მ ი შ ა ქ ე ა ბ ი

აგებული კავკასიონის თხემური ნაწილი საზღვრავს, სამხრეთიდან კი — ზედაიურულ-ქვედაცარცული ფლიშური ნალექები.

მეორე — სამხრეთ ზოლს წინა ქედის (რუბოძალი-შოდაკედლა) სამხრეთი კალთები უჭირავს — მდ. რიონსა და ლუხუნისწყალს შორის; სამხრეთიდან მას ესაზღვრება ბაიოსის პორფირიტული წყება, ხოლო ჩრდილოეთიდან — კარბონატული ფლიში.

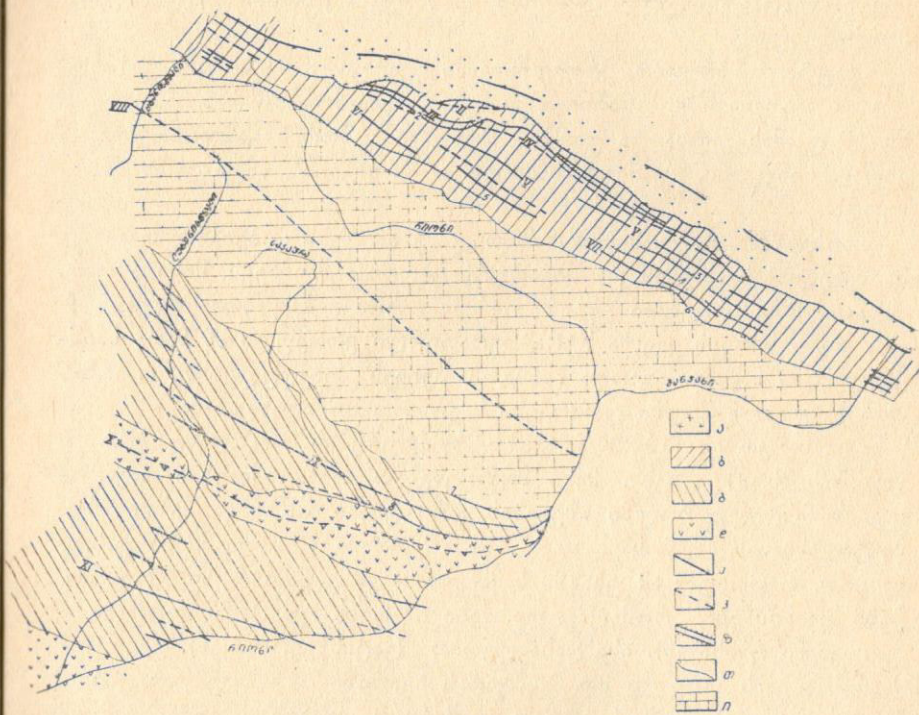
გეოტექტონიკურად ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების სერია ყაზბეგ-ლაგოდნის ზონაში თავსდება, სამხრეთი ზოლის ნალექები კი პორფირიტული იურის აზვევების აფხაზეთ-რაჭის ქვეზონის აგებულებაში მონაწილეობს (გამყრელიძე, 1965, 1966).

ჩ რ დ ი ლ ზ ო ლ ის თიხაფიქლების სერიის გეოლოგიისა და სტრატეგრაფიის საკითხები განხილულია ი. კუზნეცოვის (1933, 1937), გ. ტოგონიძის (1936), კ. ჭიჭინაძის (1945), ა. პეივეს (1941, 1945), ნ. თათრიშვილის (1941), ი. კახაძის (1947), ი. მარკოზიას (1948), ვ. ზარიძის და სხვ. (1962), ვ. ზესაშვილის (1964), შ. გეგუჩაძის (1965) და სხვათა შრომებში. აღნიშნულ მკვლევართა შეხედულებები შეჯამებულია პირველ ცხრილში, საიდანაც ნათლად ჩანს, რომ ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების სერია ზოგს (ი. კუზნეცოვი, ა. პეივე, ი. მარკოზია) მთლიანად ლიასურად მიაჩნია, ზოგი კი (კ. ჭიჭინაძე, ი. კახაძე, ვ. ზესაშვილი, შ. გეგუჩაძე) ამ სერიაში შუაიურულის არსებობასაც უშვებს.

სერიის ასაკის საკითხში აზრთა სხვადასხვაობა, პირველ ყოვლისა, გაპირობებულია ნალექთა დიდი ერთფეროვნებით და მეტად ღარიბი ფაუნისტური მონაცემებით. მაგრამ, მიუხედავად ამისა, თიხაფიქლების სერიის დანაწილება ცალკეულ ლითოსტრატეგრაფიულ ერთეულებად ყველა მკვლევარს დაახლოებით ერთნაირად აქვს წარმოდგენილი.

საკმაოდ რთული ჩანს ჩრდილო ზოლის ტექტონიკაც. ვარდა იმისა, რომ თიხაფიქლების სერიის ნალექები კავკასიონის მთავარი ქედის ანტიკლინორიუმის სამხრეთი ფრთის აგებულებაში მონაწილეობს, ისინი, თავის მხრივ, რამდენიმე, შედარებით მცირე ნაოჭა სტრუქტურას ჰქმნიან, რომლებიც აქვე მოყვანილ სქემაზეა ნაჩვენები (ნახ. 2).

ერთ-ერთი ასეთი სტრუქტურა გრანიტული სუბსტრატის უშუალო მიმდებარე ზოლში გამოიყოფა. ესაა ქვედალიასური ნალექებით აგებული სინკლინი, რომელსაც სამხრეთით ანტიკლინური ნაოჭი ებმის; ამ უკანასკნელის გულში, მდ. ჭვეშურასა და ზოფხითურას სათავეებში, მცირე ზომის გრანიტული მასივია ნაჩვენები, ჩრდილო ფრთაში კი — ლიასის ბაზალური ფორმაცია (კუზნეცოვი, 1933; ტოგონიძე, 1936; თათრიშვილი, 1941; ზარიძე და სხვ., 1962; გეგუჩაძე და სხვ., 1965).



ნახ. 2. ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული ნალექების გავრცელების ზოლის ტექტონიკური სქემა (შედგენილია პ. გამყრელიძის, ი. მარკოზიას, შ. გეგუჩაძის, დ. პაპავას და ავტორის მასალების მიხედვით).

ა — ძველი კრისტალური კომპლექსი; ბ — ჩრდილო ზოლის ქვედა- და შუაიურული ნალექები; გ — სამხრეთი ზოლის ქვედა- და შუაიურული ნალექები; დ — ბაიოსური ვულკანოგენები; ე — ანტიკლინი; ვ — სინკლინი; ზ — დიზუნქტურული დისლოკაციები; თ — ტრანსგრესიული განლაგება; ი — ფლიშური ნალექები.

I — მთავარი ქედის ანტიკლინორიუმი; II — დომბრულას სინკლინი; III — ჩასახტომი-დომბრულას ანტიკლინი; IV — ზოლიანი წყების სინკლინი; V — დომბანოწარულას ანტიკლინი; VI — რეხების ანტიკლინი; VII — ტალახიანის ანტიკლინი; VIII — ფლიშური სინკლინორიუმი; IX — საკაო-სოხორთულის ანტიკლინი; X — კუთხარო-კუბრას სინკლინი; XI — ლიხეთის ანტიკლინი.

1 — მთავარი ქედას შეცოცება; 2 — ზოფხითურა-მოცანცარას წეცოცება; 3 — ნოწარულა-ბოყოს რღვევა; 4 — ტალახიანის რღვევა; 5 — რეხების რღვევა; 6 — ჩიხხვას რღვევა; 7 — ფლიშის შეცოცება; 8 — საკაო-უწურას შეცოცება.

შემდეგ ჯერ სინკლინური ნაოჭი მოდის, მერე კი — დომბა-ნო-წარულას ანტიკლინი, რომელიც შუა ლიასის ზოლიანი წყებითაა აგებული. ზემოაღნიშნულის მსგავსად ეს ნაოჭებიც სამხრეთისკენაა გადმობრუნებული.

უფრო სამხრეთით, ერთგვაროვანი ფურცელა ფიქლების გავრცელების ფარგლებში, გამოიყოფა ტალახიანი-მოცანცარას ანტიკლინი. ამ უკანასკნელსა და დომბის ანტიკლინს შორის განვითარებულია ვიწრო სინკლინი, რომლის სამხრეთით რეხების ანტიკლინი გამოიყოფა.

აღსანიშნავია, რომ ზემოჩამოთვლილ ნაოჭებს ა. პეივე ლოკალურ მნიშვნელობას აძლევს და შიგაფორმაციულად მიიჩნევს. მისი აზრით, ამ ნაოჭებში არცერთი არ არის ისეთი, რომელშიც მონაწილეობდეს ასპიდურის სერიის ყველა სტრატეგრაფიული ერთეული ან მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი. გარდა ამისა, პ. პეივეს შეხედულებით, რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში დანაოჭება საერთოდ არ აღინიშნება.

ი. მარკოზია (1948) ნაოჭა სტრუქტურების ლოკალურ ხასიათს უკავშირებს აზევებებს. მისი მონაცემებით თიხაფიქლების გავრცელების ჩრდილო ზოლში აზევების ორი უბანი გაირჩევა. ერთი — ბუბა-ტალახიანის — აღმოსავლეთით და მეორე — ედენა-დომბის — დასავლეთით. თითოეულ ამ უბანში სამხრეთისაკენ გადმობრუნებული ნაოჭები აღინიშნება, რომელთა ღერძები იძირება როგორც აღმოსავლეთით (მამისონისაკენ), ისე დასავლეთით (ვაცისწვერისაკენ). ღერძების დაძირვა ჩანს აგრეთვე მდ. ჭვეშურას ხეობაში — აზევებულ უბნებს შორისაც. ი. მარკოზიას აზრით, დაძირულ უბნებში იზოკლინური სტრუქტურები გვაქვს, აზევებულში კი შედარებით ნორმული ნაოჭებია განვითარებული. აღნიშნული ტექტონიკური სურათი ჩვენი დაკვირვებითაც დასტურდება.

დიზუნქტიური დისლოკაციებიდან მნიშვნელოვანია ე. წ. მთავარი ქედის შეცოცება, რომელიც კავკასიონის ძველ კრისტალურ კომპლექსსა და ლიასურ ნალექებს შორის გადის; თუმცა, კრისტალური სუბსტრატის დაძირვის უბნებზე (დასავლეთ ედენისა და ფასის მთის მიდამოები) იგი საკუთრივ ლიასურ ნალექებშიაც შედის (გამყრელიძე, 1965; გეგუჩაძე და სხვ., 1965). შეცოცების გასწვრივ კრისტალური კომპლექსის ქანებს, რაიონის დასავლეთ ნაწილში, ქვედალიასური ფიქლები ეხება, მდ. მოცანცარიდან აღმოსავლეთით კი — შუალიასური ზოლიანი წყება; ამ ადგილებში შეცოცება ირიბად ჰკვეთს ასპიდურის სერიის მიმართებას და, როგორც ჩანს, შედარებით მნიშვნელოვანი ჰორიზონტული გადაადგილებითაც ხასიათდება (ჯავახიშვილი, 1963; გეგუჩაძე, გორგოშიძე და სხვ., 1965).

მთავარი ქედის შეცოცების სამხრეთით კიდევ არის ერთი მნიშვნელოვანი რღვევა, რომელიც დაახლოებით ქვედა და შუა ლიასის საზღვარს მიუყვება. ეს დისლოკაცია პირველად ი. კუზნეცოვმა შენიშნა მდ. დომბრულასა და ჭვეშურას სათავეებში, შემდეგში კი მისი გავრცელება დეტალურად შეისწავლეს სხვა გეოლოგებმა (თათრიშვილი, 1941; გეგუჩაძე და სხვ., 1965).

უფრო სამხრეთით ზოლიანი წყება შემოცოცებულია შუაიურულ ნალექებზე, რის შედეგადაც ამ უკანასკნელის ქვედა ჰორიზონტები ხშირად მოკვეთილია.

შედარებით ლოკალური გავრცელების რღვევები შენიშნულია მოცანცარას და რეხების ანტიკლინების ჩრდილო ფრთებში. რეხების რღვევა (კვაიშურა-ზოფხითურას ზოლი), ი. მარკოზიას მონაცემებით, უფრო დასავლეთითაც გრძელდება და მთლიანად ფარავს ტალახიანის ჰორიზონტის ნალექებს.

რაც შეეხება რეგიონულ შეცოცებას, რომელსაც ი. კუზნეცოვი ატარებდა ასპიდურის და ფლიშური სერიების საზღვარზე, მკვლევართა უმრავლესობა მას უარყოფს. ასე, მაგალითად, კ. ჭიჭინაძეს და ა. პეივეს მიაჩნიათ, რომ ამ ორი სერიის საზღვარზე წარმოდგენილია მცირე მასშტაბის უწყვეტი შიგაფორმაციული აშლილობის ზოლი, რასაც აქ სხვადასხვა პლასტიკურობის შრეების მორიგეობა აპირობებს. ამასთან, კ. ჭიჭინაძე სთვლის, რომ შუაიურული ნალექები თანდათან გადადის ზედაიურულში, ა. პეივეს მონაცემებით კი ლიასურ ნალექებზე ტრანსგრესიულადაა განლაგებული ქვედაკარტული ასაკის კარბონატული ფლიში. ჩვენი დაკვირვებით კ. ჭიჭინაძის შეხედულება უფრო დასაბუთებული ჩანს.

საკვლევი რაიონის სამხრეთი ზოლის ფარგლებში თიხაფიქლების სერიის ქვედა ჰორიზონტები გაშიშვლებული არ არის და ჭრილი ზედალიასური ასაკის ე. წ. „სორის წყებით“ იწყება (ჯანელიძე, 1932, 1940). ეს უკანასკნელი აგებულია არკოზული ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების მორიგეობით. ა. ჯანელიძის (1946) და ა. პეივეს (1945) მონაცემებით წყების ზედა ნაწილში ჭარბობს ქვიშაქვები, რომლებიც ხშირად შეიცავენ ფიქლის ნაგორებ ჩანართებს, მცენარეთა ანაბეჭდებს და თიხიანი სიდერიტის კონკრეციებს.

სორის წყების ნალექებს აღმავალ ჭრილში ბაიოსის პორფირიტული წყება მოჰყვება, სამხრეთი ზოლის ჩრდილო პერიფერიაზე კი ზედა ლიასს ე. წ. „დიაბაზური ჰორიზონტი“ აგრძელებს (შონია, 1939). უკანასკნელი წარმოდგენილია ფიქლების, ქვიშაქვებისა და ტუფების მორიგეობით, რომლებიც ხშირად შეიცავენ დიაბაზურ ძარღვებს. აღნიშნული ჰორიზონტი, პორფირიტული მასალის შემცველო-

ბის საფუძველზე, ნ. შონიამ ბაიოსურად დაათარიდა, მის ზედა ნაწილებში კი ბათურის არსებობაც დაუშვა, რადგან ამ უქანასკნელის გადასვლა ზედაიურულ კარბონატულ წყებაში თანდათან ხდება.

ი. კახაძის (1947) მიხედვით დიაბაზური ჰორიზონტის ქვედა საზღვარი გაივლება იქ, სადაც სორის წყების ფიქლებში პირველად ჩნდება ტუფები და ტუფოგენი ქვიშაქვები; ბათურს კი, ამ მკვლევარის აზრით, უნდა მიეკუთვნოს დიაბაზური ჰორიზონტის ის ნაწილი, სადაც უმთავრესად ტერიგენი ნალექები იქნება წარმოდგენილი, პირველადი ვულკანური მასალა კი აღარ შეგვხვდება.

ი. მარკოზიამ (1948) მდ. ლუხუნისწყლის დიაბაზური ჰორიზონტი ორ ნაწილად დაყო: ქვედა, დიაბაზური ძარღვების შემცველი ტუფფიქლებრივი წყება მან ბაიოსურს მიაკუთვნა, ზედა, ზოლიანი ტუფოგენური ქვიშაიანი წყება კი — ბათურს.

ი. მარკოზიას მონაცემებით ბათური ასაკის წყება მხოლოდ მდ. ლუხუნისწყლის ხეობაშია წარმოდგენილი, ჩვენი დაკვირვებით კი ამ ნალექების გამოყოფა შესაძლებელია უფრო აღმოსავლეთითაც ბოდურას ხევამდე.

სამხრეთი ზოლის ტექტონიკაც საკმაო სირთულით ხასიათდება. ფლიშური სინკლინორიუმის უშუალო მიმდებარე ნაწილში განვითარებულია ე. წ. საკაო-სოხორთულის ანტიკლინი, რომლის გულს სორის წყების ნალექები აგებს, ჩრდილო ფრთას კი—დიაბაზური ჰორიზონტი. მეორე ანტიკლინური ნაოჭი ზუდალ-ლიხეთის ზოლზეა წარმოდგენილი. ამ ორ ანტიკლინურ ნაოჭს შორის მდებარე ჭუთხაროკუპრას სინკლინი, რომელიც პირველად ა. ჯანელიძემ გამოყო 1931 წ., აგებულია ბაიოსის პორფირიტული წყებით.

ა. პეივეს და ი. მარკოზიას მონაცემებით აღნიშნულ სტრუქტურებში, თავის მხრივ, გაირჩევა შედარებით მცირე ზომის ნაოჭები, რომელთა უმრავლესობა სამხრეთითაა დახრილი.

დიზუნქტიური დისლოკაციებიდან აღსანიშნავია ის შეცოცება, რომელიც შემჩნეულია (შონია, 1939; პეივე, 1945; მარკოზია, 1948; გამყრელიძე, 1966) უწერა-საკაოს ზოლზე და გადის დიაბაზურ ჰორიზონტსა და ფლიშს შორის. უფრო სამხრეთით, მეორე შეცოცება, სოფ. ძეგლევსა და ზედა საკაოს შორის აღნიშნება და მიუყვება კუპრას მასივის ჩრდილო პერიფერიას. ამ შეცოცებებით ერთმანეთთანაა მიანხლოებული ბაიოსის ორი სხვადასხვა ფაციესი.

II. კვედა- და შუაიურული ნალექების ძირითადი ლითოლოგიური და ფიქლები; მათი გავრცელება და ასაკი

ზემო რაჭის კვედა- და შუაიურული ნალექების შესწავლის მიზნით შევადგინეთ ლითოლოგიური ჭრილები, რომელთაგან უმთავრესი დეტალურადაა აღწერილი (ბერიძე, 1965; ბერიძე, 1967).

ჩრდილო ზოლის ფარგლებში ამგვარი საყრდენი ჭრილები შედგენილია: 1) მდინარეების ჭანჭახისა და მამიხლონის წყალგამყოფზე, 2) მოლისა-მოდრეკილას ქედზე, 3) მდ. ჭვეშურას ზემო წელი აუზში (მდ. დომბრულას სათავე — ციხვარგა-ხვარგულას წყალგამყოფი, ტალახიანის ქედი — კვაიშურას ხევი), 4) მდ. ზოფხითურას სათავედან ბოდურაშის ქედზე და 5) მდ. რიონისა და ცხენისწყლის წყალგამყოფზე (ნახ. 3).

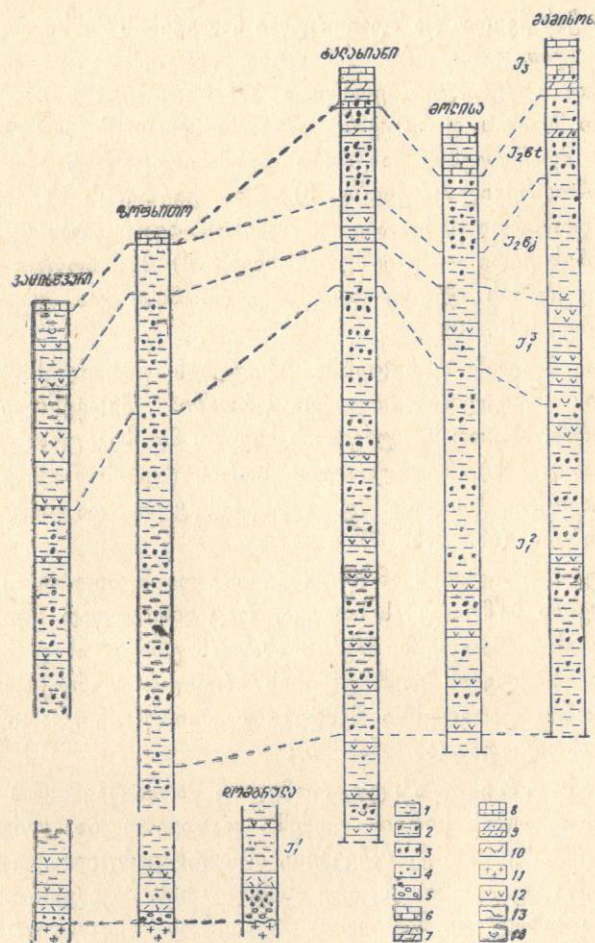
სამხრეთი ზოლის ფარგლებში ჭრილების უმრავლესობა საკაო-სოხორთულის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაშია შედგენილი (ოქანულას, ბოდურას, ხოჯორას, ბუძგორის ხევი; მდ. საკაურას და ლუხუნისწყლის სათავეები). ზედალიასური სორის წყების ნალექები გადაიკვეთა დეტალური ჭრილით მდ. ლუხუნისწყლის და აგრეთვე მდ. რიონის ხეობაში (იხ. ნახ. 7).

აღნიშნული ჭრილების ანალიზი კვედა- და შუაიურული ნალექების დანაწილების საშუალებას იძლევა, რაც ძირითადად ემთხვევა წინა მკვლევარების მონაცემებს, მაგრამ ამასთან ერთად ახალ მასალასაც შეიცავს. თიხაფიქლების გავრცელების ჩრდილო სტრუქტურულ-ფაციალური ზონის ფარგლებში შემდეგი ლითოლოგიური ერთეულები გამოიყოფა (იხ. ნახ. 8):

1. ბ ა ზ ა ლ უ რ ი დ ა ს ტ ა, რომელიც წარმოდგენილია ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების სერიის ფუძეში და აგებულია კონგლომერატებით, კვარციტისებური ქვიშაქვებით, ალბიტოფირული ტუფებით და ფილიტისებური ფიქლების მცირე სიმძლავრის პაკეტებით. ყურადღებას იქცევს ბაზალური ნალექების ზოგიერთი ფაციალური ცვლილება. ასე, მაგალითად, მდ. დომბრულას სათავეებში ფუძის ფორმაცია საკმაოდ მძლავრია და მსხვილნატეხოვანი აგებულებით ხასიათდება; უფრო დასავლეთით კი—ზოფხითოს და ედენის უბნებზე — როგორც კონგლომერატული, ისე ვულკანოგენური წარმონაქმნები უმნიშვნელო სიმძლავრისაა (ნახ. 4, 5).

მსგავსი შედგენილობის ბაზალური ნალექები ფართოდაა გავრცელებული მეზობელ რაიონებში (ჩრდილო ოსეთი), სადაც დადგენილია კონგლომერატული, გრაფიტოანი და ვულკანოგენური ჰორიზონტების

ურთიერთფაციალური ჩანაცვლება, ზოგ უბანზე კი — მათი გადასვლა ზოლიანი თიხაფიქლების წყებაში. ბაზალური ფორმაციის ამგვარი რთული ბუნება მკვლევართა აზრით (აეგირეი, 1960; ლეონოვი.



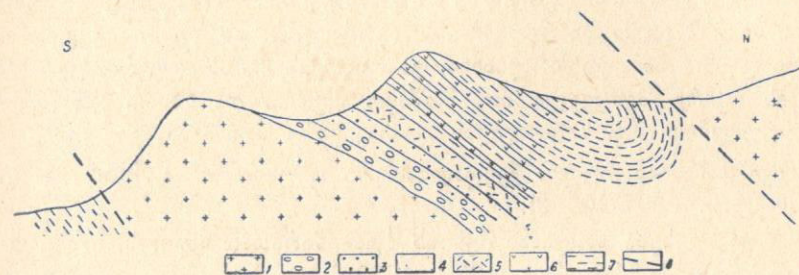
ნახ. 3. ჩრდილო ზოლის ქვედა- და შუაიურული ნალექების ლითოსტრატოგრაფიული სვეტები

1—თიხაფიქალი, 2—ქვიშიანი ფიქალი, 3—ქვიშაქვა, 4—ხვინჭკაქვა, 5—კონგლომერატი, 6 — კირქვა, 7 — მერგელი, 8 — ქვიშიანი კირქვა, 9 — ქვიშიანი მერგელი, 10 — ალბიტოფირის ტუფი, 11 — ძველი კრისტალური კომპლექსის ქანები, 12 — დიაბაზი, 13 — ალბიტაინი პორფირიტი, 14 — ფაუნა

1961) გაპირობებული უნდა იყოს სანაპირო ზოლის ძლიერ დანაწევრებული რელიეფით, ნალექდაგროვების თანადროული ტექტონიკური

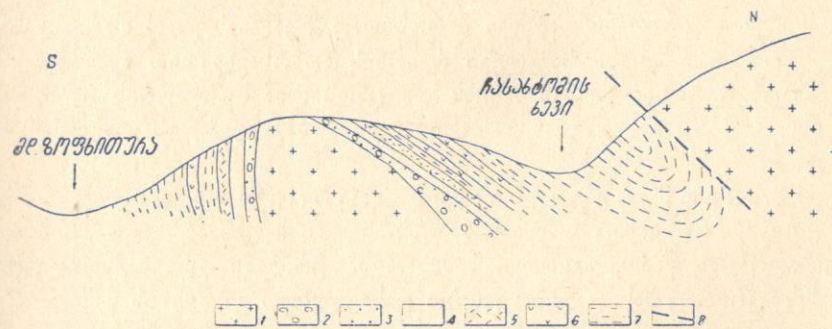
მოძრაობებით და ვულკანური ამოფრქვევების სხვადასხვა ინტენსივობით.

მთიანი ოსეთისაგან განსხვავებით, ზემო რაჭის ბაზალურ ფორმაციაში გრაფიტული ჰორიზონტი არ აღინიშნება, ალბიტოფირული



ნახ. 4. ლიასის ბაზალური წარმონაქმნების კრილი მდ. დომბრულას სათავეებში (ი. კუზნეცოვის და ავტორის მიხედვით). 1 — პალეოზოური გრანიტიდები; 2 — ბაზალური კონგლომერატი (ლიასი); 3 — ხვინჭკაქვები; 4 — კვარციტისებური ქვიშაქვები; 5 — ალბიტოფირული ტუფები; 6 — დიაბაზები; 7 — თიხაფიქლები; 8 — შეცოცება.

ჰორიზონტი კი მცირე სიმძლავრისაა და აგებულია უმთავრესად პელიტ-ალევიტული ტუფებით და ტუფიტებით.



ნახ. 5. ლიასის ბაზალური წარმონაქმნების კრილი ჩასახტომის ხევიში (წინა მკვლევრების და ავტორის მასალების მიხედვით). 1 — პალეოზოური გრანიტიდები; 2 — ბაზალური კონგლომერატი (ლიასი); 3 — ხვინჭკაქვები; 4 — კვარციტისებური ქვიშაქვები; 5 — ალბიტოფირული ტუფები; 6 — დიაბაზები; 7 — თიხაფიქლები; 8 — შეცოცება.

უშუალოდ ბაზალურ წარმონაქმნებში სახელმძღვანელო ფაუნა ნახსი არ არის, მაგრამ სტრატოგრაფიულად მის ზევითმდებარე თიხაფიქლების წყების ქვედა ნაწილში: როგორც ზემო რაჭის, ისე ზემო

სვანეთის ფარგლებში, აღნიშნულია სინემურული ამონიტები (გამყრელიძე, 1940; ჩიხრაძე, 1966), რის საფუძველზეც ეს ნალექები ქვედალიასურად თარიღდება. ბაზალური ნალექების სიმძლავრე 30 მ-დან (ედენას მთის მიდამოები) 150 მ-მდეა (მდ. დომბრულას სათავე).

2. ზოლიანი ფიქლების წყება, რომელიც აღმავალ კრილში ბაზალურ წარმონაქმნებს აგრძელებს. ამ წყების ქვედა ნაწილი უფრო ნაკლებ ზოლიანია, გამოირჩევა ქვიშა-ალევიტული მასალის მცირე შემცველობით, მოშავო ფერით და ხშირი აშშუშენის ტექსტურებით. მდ. ნოწარულას სათავეებში ზოლიანი ფიქლების ეს ნაწილი დახასიათებულია ქვედალიასური ფაუნით — *Echioceras* sp. (სიმძლავრე 350—400 მ).

რაც შეეხება ზოლიანი წყების შუა-ძირითად ნაწილს, იგი გამოირჩევა დიდი სიმძლავრით (1000—1200 მ) და მკვეთრად გამოხატული რიტმული აგებულებით. მისი უფრო დეტალური დანაწილება გამართლებული არ ჩანს. თუმცა ცალკეულ კრილებში ისახება ქვიშა-ალევიტული მასალით მდიდარი ან შედარებით ღარიბი დასტები, მაგრამ მათი ზუსტი ვადევენება და ერთმანეთთან გადაბმა პორიზონტული მიმართულებით არ ხერხდება. ზოლიანი წყების სულ ზედა ნაწილში ქვიშა-ალევიტული მასალით გაღარიბება შეიმჩნევა და ამასთან ერთად ზოლებრივობაც არამკვეთრი ხდება; უკანასკნელი მამისონის კრილში ტოარსულ ფაუნას შეიცავს, რის საფუძველზე ზოლიანი წყების შუა — ძირითადი ნაწილი პირობითად შუალიასურად თარიღდება.

ზოლიანი წყება საკვლევი რაიონის აღმოსავლეთით ანალოგიურ სტრატეგრაფიულ დონეს იჭერს და ცნობილია წიკლაურის (რენგარტენი, 1932) და ფიაგდონის (ლეონოვი, 1961) წყებების სახელწოდებით.

3. კონკრეციებიანი ფურცელა ფიქლების წყება, რომელიც ზოლიან ნალექებს აგრძელებს აღმავალ კრილში, ტიპურადაა წარმოდგენილი მამისონის კრილში და მაქსიმალური სიმძლავრითაც ხასიათდება; უფრო დასავლეთით კი წყების სიმძლავრე შემცირებულია რღვევებით. წყების ასაკი ჩვენ მიერ პირობითად ზედააალენურ-ბაიოსურად არის მიჩნეული, რადგან იგი მამისონის კრილში თავზე ადევს ტოარსული ფაუნის შემცველ ნალექებს, ქვედა ნაწილში ზედალიასურ ფაუნას შეიცავს (ხესაშვილი, 1964), ვაციწვერის უღელტეხილის მიდამოებში კი (ჯამათასღელე) წყების ზედა ნაწილში ბაიოსური ამონიტი *Partschiceras* cf. *abichi* Uhl. აღინიშნება (გეგუჩაძე და სხვ., 1965). წყების სიმძლავრე 700—750 მ-ს აღწევს.

მთიან ოსეთშიც, სტრატეგრაფიულად ზოლიანი წყების ზევით, დაახლოებით ანალოგიური სიმძლავრის ლითოლოგიური ერთეულია

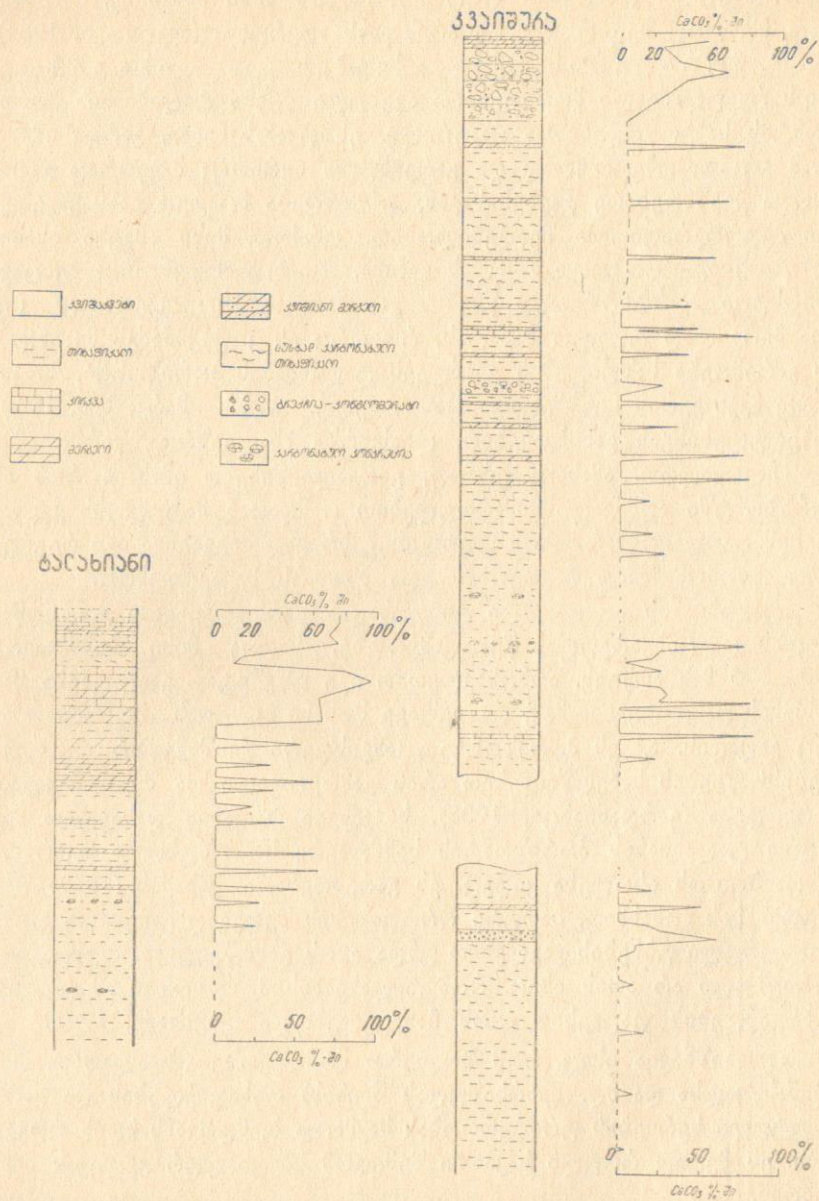
წარმოდგენილი („ხარესის შრეები“), მაგრამ მისი ასაკი აქ, პირობითად, მხოლოდ ზედალიასურად არის განსაზღვრული (ლეონოვი, 1961).

4. მურაფერის ქვიშაქვების და თიხაფიქლების რეგულარული მორიგეობით აგებული წყება ტალახიანის პორიზონტის სახელწოდებითაა აღწერილი. ეს უკანასკნელი, გარდა იმისა, რომ გრანულომეტრულად და გარეგნული იერიითაც მკვეთრად გამოიყოფა ქვეშემდებარე წყებებისაგან, ხასიათდება მცირედ განსხვავებული პეტროგრაფიული შედგენილობით. კერძოდ, მისი ამგები პსამიტოლითები, არკოზული მასალის გარდა, მცირე რაოდენობით შეიცავს ბაიოსური პორფირიტული წყების გადანარეცხ პროდუქტებსაც (და არა პირველად ტუფურ მასალას, როგორც ეს კ. ჭიჭინაძეს მიაჩნდა). ეს გარემოება საშუალებას გვაძლევს ტალახიანის პორიზონტი, ზოგიერთი მკვლევრის (კუზნეცოვი, 1937; პეივე, 1945; მარკოზია, 1948) შეხედულებისგან განსხვავებით, ლიასურზე ახალგაზრდა წარმონაქმნად ჩავთვალოთ. ამასთან ერთად, ვითვალისწინებთ იმასაც, რომ ამ პორიზონტში აღმავალი მიმართულებით თანდათან მატულობს ქვიშაქვების რაოდენობა; ამიტომ უფრო ბუნებრივად მიგვაჩნია იგი რეგრესულ წარმონაქმნად ჩავთვალოთ და ბათურს მივაკუთვნოთ.

ტალახიანის პორიზონტი ტიპურადაა წარმოდგენილი მდ. ნოწარულას და ციხვარგულას წყალგამყოფზე, სადაც მისი სიმძლავრე 250—300 მ-ს აღწევს. აღმოსავლეთით იგი უწყვეტად გაიდევნება მამისონის უღელტეხილამდე და შემდეგ მთიანი ოსეთის ტერიტორიაზეც გადადის. აქ ეს პორიზონტი „ქანგისფერი ქვიშაქვების და ფიქლების“ წყების სახელწოდებით არის გამოყოფილი და შუაიურულად თარიღდება (ვარდანაიანი, 1935). საკვლევი რაიონის დასავლეთ ნაწილში ტალახიანის პორიზონტის სიმძლავრე საგრძობლად მცირდება და ბოლოს ისოლება კიდევც. ეს გარემოება, ი. კახაძის (1947) შეხედულების თანახმად, ბათური ოროფაზისის შედეგად გაჩენილი კორდილიერული უბნების გავლენით უნდა იყოს გამოწვეული. თუმცა გამორიცხული არ არის ისიც, რომ ტალახიანის პორიზონტი ამ უბანზე თიხაფიქლების ფაციესით იყოს ჩანაცვლებული (ჭიჭინაძე, 1945).

აღსანიშნავია ისიც, რომ ზოგიერთ მონაკვეთზე (მაგალითად, მდ. ედენასწყალსა და მდ. ფორხიშულას შორის) თიხაფიქლების და კარბონატული სერიების ურთიერთობას საკმაოდ ბუნდოვანს ხდის რღვევები. ეს მეტად რთული საკითხი შემდგომ სპეციალურ კვლევას მოითხოვს.

ტალახიანის პორიზონტის ნალექები აღმავალ კრილში თანდათან იცვლება ზედაიურულ-ქვედაცარცული კარბონატული ფლიშური სერიით. საზღვარზე ზოგჯერ (აღგ. ტალახიანი, კვიაშურას ხევი—ნახ. 6)



ნახ. 6. თიხაფიქლების სერიის ზედა ნაწილის ლითოლოგიური ჭრილები და კარბონატობის გრაფიკი.

შესაძლებელი ხდება მცირე სიმძლავრის გარდამავალი ბუნების დასტის გამოყოფა, რომელშიც, როგორც ეს ჯერ კიდევ კ. ჭიჭინაძემ შენიშნა, კარგადაა გამოხატული „ფაციესთა ჭიდილის“ მოვლენა.

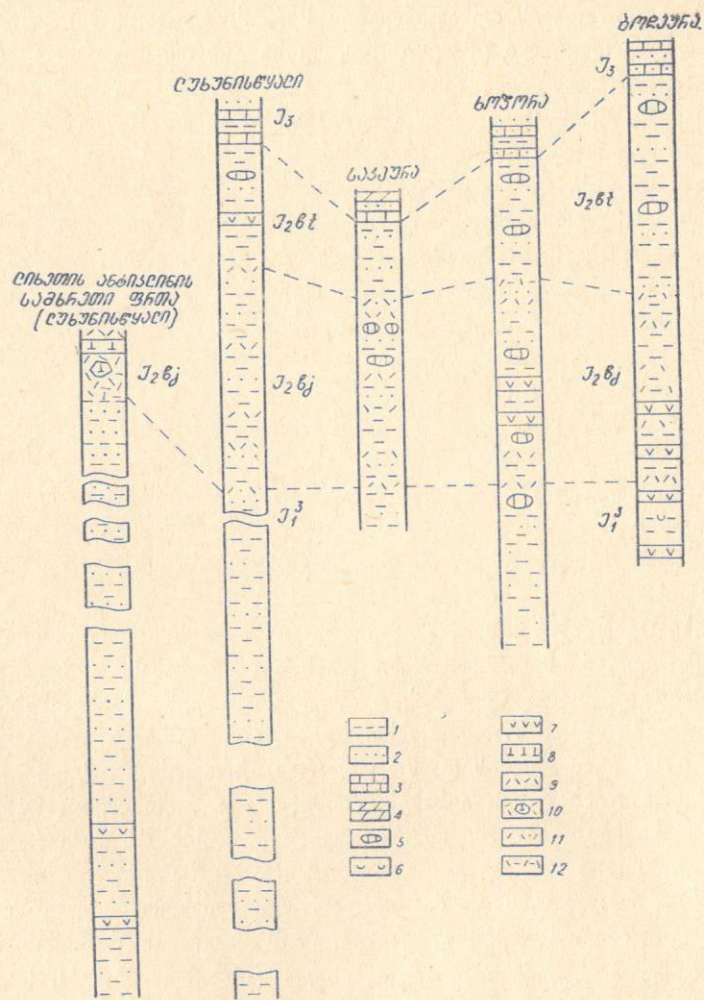
ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების სერიის შემთხვევაში განხილული ლითო-სტრატეგრაფიული ერთეულები, ჩვენი აზრით, კარგად ასახავს ქვედა- და შუაიურული დროის ძირითად სედიმენტაციურ ეტაპებს. კერძოდ: 1) ტრანსგრესიული უხეშნატეხოვანი ბაზალური ნალექების წარმოქმნა ქვედალიასურში; 2) დაძირვა და ერთგვაროვანი რიტმული ნალექების დაგროვება — ქვედა ლიასის ზედა ნაწილი, შუა ლიასი, ტოარსული; 3) ერთგვაროვანი არარიტმული თიხური ნალექების დაგროვება აალენურ-ბაიოსურში და ბოლოს, 4) აწევა და მასთან დაკავშირებული ქვიშაქვებით მდიდარი რეგრესიული ნალექების დაგროვება ბათურში. რაც შეეხება ზედალიასური დროის რეგრესიას, მისი დადგენა საკვლევ რაიონში სათანადო ფაქტობრივი მასალის უქონლობის გამო არ ხერხდება.

მეორე მხრივ, თიხაფიქლების სერიის სტრატეგრაფიული დანაწილების დროს, როგორც ზემო რაჭის ფარგლებში, ისე მის გარეთ, მკვლევრები ხშირად იყენებენ დიაბაზურ ქანებს. მაგრამ, ჩვენი დაკვირვებით დიაბაზები გამკვეთ სხეულებს წარმოადგენს და ამასთან ერთად თიხაფიქლების სერიის თითქმის ყველა სტრატეგრაფიულ დონეზე აღინიშნება.

მიუხედავად ამისა, ზოგ მკვლევარს (გეგუჩაძე, გორგოშიძე და სხვ. 1965) მიაჩნია, რომ ურალიტიანი დიაბაზები დამახასიათებელია მხოლოდ ქვედალიასური წყებებისათვის. მაგრამ ჩვენი მონაცემებით ამგვარი ქანები დიდი რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე შუალიასურ ნალექებშიც (ტალახიანის და მოცანცარას ჭრილები). ასევე ითქმის სპილიტური დიაბაზების შესახებ, რომელიც კ. ჭიჭინაძეს (1945) განცენებდა მიაჩნდა და ამიტომ შემცველ ნალექებს ბაიოსურად ათარილებდა. ჩვენი მონაცემებით სპილიტური დიაბაზები მრეძარღვებს (სილებს) წარმოადგენს და ძირითადად ზედალიასურ ნალექებშია განლაგებული. ამიტომ, ჩვენ მიგვაჩნია, რომ საკვლევი რაიონის ჩრდილო ზოლის ფარგლებში გავრცელებულ დიაბაზურ ქანებს სტრატეგრაფიული მნიშვნელობა არა აქვს; თუმცა ის კია, რომ დიაბაზების ტიპების განაწილება თიხაფიქლების სერიაში გარკვეული კანონზომიერებით ხასიათდება, რომლის შესახებ ადრევე მივუთითებდით (ბერიძე, 1964).

თიხაფიქლების გავრცელების სამხრეთ სტრუქტურულ-ფაციალურ ზონის ფარგლებში ძირითადი ლითოსტრატეგრაფიული ერთეულები

თეულია ზედალიასური ასაკის სორის წყება, ლიასის უფრო ძველი ნალექები საკვლევ რაიონში გაშიშვლებული არ არის.



ნახ. 7. სამხრეთი ზოლის ქვედა- და შუაიურული ნალექების ლითოსტრატოგრაფიული სვეტები

- 1 — თიხაფიქალი, 2 — ქვიშაქვა, 3 — კირქვა, 4 — მერგელი, 5 — კარბონატული კონკრეციული წარმონაქმნები, 6 — ფაუნა, 7 — დიაბაზი, 8 — სპილიტური განფენი, 9 — პორფირიტული ტუფები, 10 — ტუფბრექჩიები, 11 — ტუფიტური ქვიშაქვა, 12 — ტუფიტური ფაქალი.

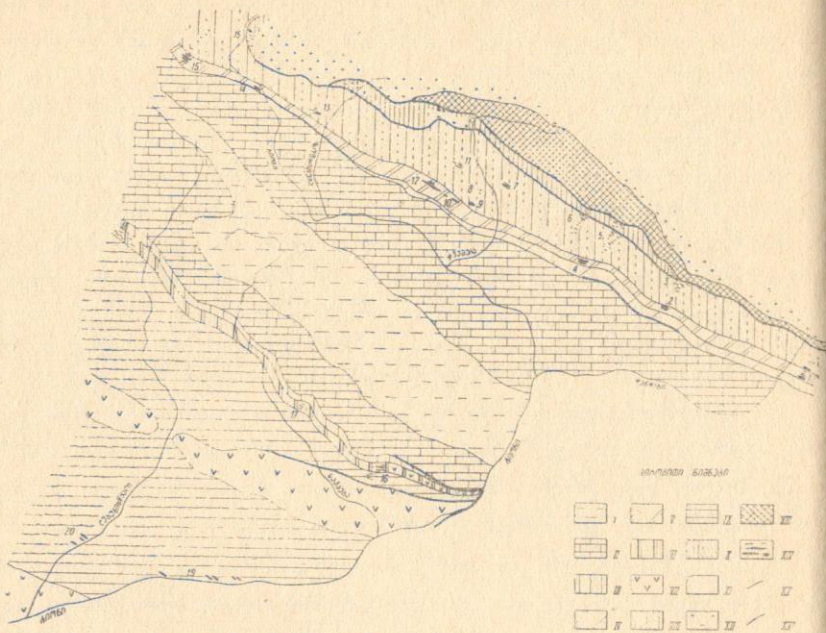
სორის წყება გრანულომეტრული შედგენილობის მიხედვით ორ ნაწილად იყოფა: ქვედა ნაწილი ხასიათდება თიხაფიქლების სიჭარბით, ზედა ნაწილში კი სქელშრებრივი ჩანარებიანი ქვიშაქვებია გაბატონებული (სურ. 1ა, 1ბ). ამასთან, კარგად შეიმჩნევა, რომ სამხრეთიდან ჩრდილოეთის მიმართულებით ტერიგენი მასალის სიმსხო და რაოდენობა თანდათან კლებულობს. ეს გარემოება განსაკუთრებით მკვეთრად შედარდება ლიხეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის და საკაო-სოხორთულის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ნალექების ერთმანეთთან შედარებისას. პორიზონტული მიმართულებით სორის წყების ამგვარი ფაციალური ცვლილება აშკარად მიუთითებს, რომ ამ ნალექების ტერიგენული მასალის წყარო სამხრეთით მდებარეობდა. სორის წყების სიძლიერე 1100—1300 მ აღწევს.

საკაო-სოხორთულის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში სორის წყებას, სტატიგრაფიულად ზევით, ე. წ. დიაბაზური პორიზონტი აგრძელებს, ხოლო სხვა ჭრილებში იგი ბაიოსური პორფირიტული წყებით იფარება. ამასთან, დიაბაზური პორიზონტი მკვეთრად გამოიყოფა სორის წყების ნალექებისაგან პორფირიტული მასალის შემცველობით. ეს გარემოება და აგრეთვე ისიც, რომ დიაბაზური პორიზონტი ფაუნით დათარიღებულ ზედალიასურს ადევს (ბოდუერას ჭრილი), საშუალებას იძლევა ეს პორიზონტი შუა იურას მივაკუთვნოთ. დიაბაზური პორიზონტის სიძლიერე 700—800 მ აღწევს.

მასალის დეტალური პეტროგრაფიული შესწავლის საფუძველზე დიაბაზური პორიზონტი ორად ნაწილდება: ქვედა—ბაიოსური, რომელიც ხასიათდება პირველადი ვულკანური მასალის შემცველობით (სურ. 2) და ზედა—პირობითად ბათურად დათარიღებული, რომელიც მხოლოდ გადანარეცხი პორფირიტული მასალისაგან შედგება.

დიაბაზური პორიზონტი აღმავალ ჭრილში ზედაიურული კარბონატული ნალექებით იცვლება. საზღვარი მათ შორის პირობითად იქ გაივლება, სადაც აღმავალი მიმართულებით ფიქლებში კარბონატული შრეები მნიშვნელოვანი რაოდენობით ჩნდება.

აღსანიშნავია, რომ დიაბაზურ პორიზონტში სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით, კერძოდ კი სოფ. ბორცო-ძეგლევი-უწერას ზოლზე, პირველადი ვულკანური მასალის რაოდენობა მკვეთრად მატულობს, რის გამოც აქ ვულკანური და ტერიგენი ფაციესების ჭილილის მკაფიო სურათი გვაქვს (ბერიძე, 1970). როგორც ჩანს, ამ უბანზე ბაიოსური ვულკანური აქტივობის ცენტრები საკმაოდ მიახლოებული იყო სამხრეთი ფერდის ტერიგენ გეოსინკლინთან (მიოგეოსინკლინთან).



ნახ. 8. ზემო რაჭის სქემატური გეოლოგიური რუკა.

შედგენილია პ. გამყრელიძის, ი. მარკოზიას, შ. გეგუჩაძის, ვ. ზესაშვილის, შ. ჯავახიშვილის, გ. ზარიძის, ი. ჩეჩელაშვილის, ზ. ქოქრაშვილის და ავტორის მასალების მიხედვით.

1—Cr₁—ტერიგენული ფლიში (დესკეს წყება); II—J₂+Cr₁—კარბონატული ფლიში; III—J₂bt —სამხრეთი ზოლის ბათური ნალექები (თიხაფიქლები გრაუვაკური ქვიშაქვების შრეებით და კარბონატული ქანების ლინზებით). IV—J₂bt —ჩრდილო ზოლის ბათური ნალექები (მურაფერის ქვიშაქვები და თიხაფიქლები, ზედა ნაწილში მერგელის შრეებით); V—aal + bj — ერთგვარიანი თიხაფიქლების წყება; VI—J₂bj—ღიაბაზური პორიზონტი—თიხაფიქლები, პორფირიტული ტუფები, გრაუვაკური ქვიშაქვები, დიაბაზების შრეძარღვები და დაიკები. VII—J₂bj—პორფირიტული წყება. VIII—J₂²+tr—ზოლიანი თიხაფიქლების წყება; IX—J₂²—სორის წყება—ქვიშაქვები და თიხაფიქლები; X¹—მუქიფერის ასპიდური ფიქლების წყება; XI—J₁¹—ლიასის ბაზალური წარმონაქმნები (კონგლომერატები, ხვინჭკაქვები კვარციტისებური ქვიშაქვები, ალბიტოფირული ტუფები, ფილიტისებური ფიქლები). XII—Pz—გრანიტოიდები; XIII—Pz₁+z —კრისტალური ფიქლები; XIV—ღიაბაზური ქანების შრეძარღვები და დაიკები. XV — საზღვარი წყებებს შორის; XVI — დიუნქტიური დისლოკაციები; XVII—ტრანსგრესიული განლაგება.

ღიაბაზური ქანების გავრცელების ძირითადი უბნები:

- 1—მამისონი; 2—მოლისა; 3—მოღრეკილა; 4—ტალახიანი; 5—ციხვარგულას და ნოწარულას წყალგამყოფი; 6—ხვარგულას და ციხვარგულას წყალგამყოფი; 7—კვარძახეთი; 8—ჭყორნალი; 9—ქეაკაცი; 10—თათარსახლისრუ; 11—დომბისწვერი; 12—კვაიშურა; 13—დეგრუშა; 14—ჭარიქვაბი; 15—გეზევეკეი; 15¹—ვაისწვერი; 16—ბოდუტრა; 17—ხოჯორა; 18—ფოტიეთი; 19—სორის გზა; 20—ლიხეთი

III. ქვედა და შუაიურული თიხაფიქლების სერიის ქანთა ძირითადი ტიპების კატეგორიზაცია

როგორც ტრილების აღწერა გვიჩვენებს, ზემო რაჭის ქვედა და შუაიურული დანალექი სერიის აგებულებაში მონაწილეობს ტერიგენული კლასტოლითების თითქმის ყველა სტრუქტურული ტიპი: ასეფიტოლითები (კონგლომერატები, ხვინჭკაქვები), პსამიტოლითები, ალევროლითები და პელიტოლითები. ამასთან, აღნიშნული ტიპები წმინდა სახით შედარებით იშვიათია და ტრილებში უმთავრესად შერეული სახესხვაობები — კონგლომერატ-ხვინჭკაქვები, ხვინჭკიანი ქვიშაქვები, ალევრიტიანი ქვიშაქვები, ქვიშიანი ალევროლითები გვხვდება. გარდა ამისა, საკუთრივ პელიტოლითებს შორის მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს ქვიშოვანი და ალევრიტული სახესხვაობები. დასახელებული ტიპებიდან კონგლომერატები და ხვინჭკაქვები შედარებით ლოკალურად გვხვდება და გაბატონებული როლი ქვიშაქვებს, ალევროლითებს და ქვიშოვან-ალევრიტულ თიხაფიქლებს ეკუთვნის.

კლასტური კომპონენტების შემცველობის მიხედვით ასპიდური სერიის ქვიშაქვები ძირითადად ოლიგომიქტურ ჯგუფში თავსდება (შვეცოვი, 1948; რუხინი, 1953; კოსოვსკაია, 1962; ძოწენიძე, 1963) და კვარციან ტიპს მიეკუთვნება. მაგრამ გვხვდება ისეთი ქვიშაქვებიც (ბაზალური ფორმაცია), რომლებიც თავისი შედგენილობით მონომინერალურ კვარციტისებურ ტიპს უახლოვდებიან, სორის წყების ქვიშაქვებს შორის კი აღინიშნება არკოზულ-კვარციანი სახესხვაობები. გარდა ამისა, ტალახიანის პორიზონტის ქვიშაქვები და აგრეთვე სორის წყების ზედა ნაწილის პსამიტოლითები შეიცავს გრაუვაკური მასალის მცირე მინარევს.

სამხრეთი ზოლის შუაიურული ასაკის ღიაბაზურ პორიზონტში ქვიშაქვები ძირითადად გრაუვაკურია, თუმცა მათ შორის გვხვდება კვარციან-გრაუვაკური და ტუფიტური სახესხვაობებიც. მათ გარდა ღიაბაზურ პორიზონტში პორფირიტული შედგენილობის პსამიტური ტუფებიც აღინიშნება. ასპიდური სერიის ბაზალურ წარმონაქმნებს შორის კი გვხვდება ალბიტოფირული შედგენილობის ტუფები და ტუფიტები.

ქვემოთ მოცემულია დასახელებულ ქანთა პეტროგრაფიული დახასიათება.

1. სხეფიტოლითები

ა. კონგლომერატები

ეს ქანები ტიპურად წარმოდგენილია მდ. დომბრულას სათავეებში, სხვა უბნებში (ზოფხითურა, ედენა) კი გვხვდება ქვარგვალეებიანი ხვინჭკაქვების შედარებით მცირე გამოსავლები. კონგლომერატის ქვარგვალეებს შორის გაირჩევა: კვარცი, კვარციტები, კვარციანი დიორიტები, მიკროკლინიანი გრანიტები, კრისტალური ფიქლები, დიაბაზური პორფირიტები და იშვიათად ძარღვული ტურმალინი. გაბატონებული ადგილი კვარცის ქვარგვალეებს უჭირავს, საერთოდ მასალა ცუდადაა დახარისხებული, რის გამოც ახლო მანძილზე ტიპურ კონგლომერატებს ხშირად ქვარგვალეებიანი ხვინჭკაქვები ან უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები ცვლის. ქვარგვალეების ზომა 25—30 სმ აღწევს.

ბ. ხვინჭკაქვები და ხვინჭკიანი ქვიშაქვები

ეს ქანები, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, გავრცელებულია ლიასური ნალექების ფუძეში, ქმნის სქელშრებებრივ დასტებს ან მონაწილეობს კონგლომერატის ცემენტის აგებულებაში. გარდა ამისა ე. წ. ქვარგვალეებიანი და ხვინჭკიანი ქვიშაქვები გვხვდება აგრეთვე სორის წყების (სურ. 3) და დიაბაზური პორფირიტის ზედა ნაწილებში. ხვინჭკაქვების ამგებ მინერალთა შორის გაბატონებულია კვარცი (70 — 90% და ზოგჯერ მეტიც), შედარებით ნაკლები რაოდენობით აღინიშნება მუსკოვიტის ფურცელაკები და პლაგიოკლაზის, კვარციტების, კვარციტისებური კრისტალური ფიქლებისა და იშვიათად კალიშპატის ნატეხებიც.

კვარცი ტალღური ან აგრეგატული ჩაქრობით ხასიათდება. ზოგიერთ მარცვალს ტალღური ჩაქრობა სუსტად აქვს გამოხატული, ზოგი კრისტალი კი ზონალურ ტალღურ ჩაქრობას ამჟღავნებს. კვარცის მოზრდილი ნატეხები, ზომით 3—4 მმ და უფრო მეტი, დამრგვალებულია, მცირე ზომის მარცვლები კი კუთხედი ფორმით ხასიათდება. შედარებით იშვიათად აღინიშნება ძლიერ წაგრძელებული ნატეხებიც. კრისტალური ზოგჯერ დანაპრალეულია. კვარცის ზოგიერთ მარცვალში შეინიშნება აპატიტის, ცირკონის და ციოზიტის მცირე ზომის ჩანართები.

პლაგიოკლაზის ნატეხების რაოდენობა 5—15% აღწევს. ისინი შედარებით მცირე ზომისაა, ხასიათდება პოლისინთეტური დამრგობლივით და ხშირად ჩანაცვლებულია თიხურ-სერიციტული მასებით. იშვიათად ჭადრაკული ალბიტის კრისტალებიც აღინიშნება.

კალიშპატი უმთავრესად მდ. ზოფხითურას ბაზალურ ნალექებში გვხვდება და წარმოდგენილია მიკროკლინით. უმესრო მიკროკლინი ($N_g' = 1,526 \pm 0,001$; $N_p' = 1,521 \pm 0,001$) უფრო, გამჭვირვალე, მსხვილფირფიტოვანი (2—3 მმ-მდე), დამახასიათებელი ტექჩვადობის მქონე კრისტალების სახით გვხვდება. მოზრდილი ფირფიტები ხშირად დაშლილია ცალკეულ ნატეხებად, მაგრამ კრისტალის საერთო მოხაზულობა, ჩვეულებრივ, შენარჩუნებულია. მინერალი საღია, თუმცა ზოგიერთი კრისტალი შეიცავს თიხურ-სერიციტულ ჩანართებს, რომლებიც საკმაოდ წესიერი განლაგებით ხასიათდებიან და მიკროპერტიტს მოგვაგონებენ. მესრიანი მიკროკლინი შედარებით მცირე ზომის (0,8—1 მმ) ნატეხებს იძლევა.

მუსკოვიტი გვხვდება 3 მმ-მდე ზომის, წაგრძელებულ-პრიზმული ფირფიტების სახით, ტექჩვადობის ბზარებში ზოგჯერ შეინიშნება მურაფერის პლეოქროული გამონაყოფები. მუსკოვიტის ზოგი ფირფიტა შეიცავს ქლორიტის და რკინის ჰიდროქსანგის ზოლებს. ამგვარი მუსკოვიტ-ქლორიტ-ჰიდროქსანგული „პაკეტები“ ბიოტიტის შეცვლის შედეგად უნდა წარმოშობილიყო. ისინი ხშირად ინტენსიურად დეფორმირებულია. ქანის ნატეხები შედარებით იშვიათია და წარმოდგენილია კვარციტებით, ქლორიტ-კვარციტული და სერიციტ-კვარციტული კრისტალური ფიქლებით.

ხვინჭკაქვების და ხვინჭკიანი ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად პორულია, თუმცა ბაზალური და კონტაქტური ცემენტის უბნებშიც აღინიშნება. ცემენტის ნივთიერება წარმოდგენილია სერიციტითა და ქლორიტით. ცემენტში გაბატონებულია სერიციტი, რომელშიც ქლორიტი, ჩვეულებრივ, შედარებით მცირე ზომის, უწესო ან კუთხედი ფორმის იზოლირებულ გამონაყოფებს ქმნის. უკანასკნელი ზოგჯერ შეცვლილი ქანის ნატეხებს მოგვაგონებს. სერიციტი წვრილქერცლოვანია, ზოგჯერ კი შედარებით მოზრდილი ლეზიდობლასტების სახითაც გვხვდება. ქლორიტი მუქი მწვანეა, ოდნავ მურა-მოყვითალო შეფერვით და ხასიათდება დაბალი მომწვანო-მოყვითალო ანომალური ინტერფერენციით; $n = 1,645—1,648$. ზოგ უბანზე ქლორიტი ოვალური ფორმის, შედარებით მაღალინტერფერენციულ, რადიალურ-სხივოსნურ აგრეგატებს იძლევა. როგორც ქლორიტულ, ისე სერიციტულ მასებში აღინიშნება ლეიკოქსენის და სფენის ლაქებრივი და უწყესო ფორმის გამონაყოფები. სფენი ზოგჯერ იდიომორფულ კრისტალებსაც იძლევა.

ხშირია ტერიგენი კომპონენტების კოროზია ქლორიტით (სურ. 4) და სერიციტით, რის შედეგადაც კვარცის, პლაგიოკლაზისა და მუსკოვიტის კრისტალებზე კრუსტიფიკაციული არშიები ვითარდება. ქლო-

რიტული ცემენტის უბნებში კვარცის მარცვლების გარშემო ქაცვის-
ბური სტრუქტურებია გაჩენილი. ცემენტი ზოგჯერ გამდიდრებულია
რკინის ჰიდროქსიდებით, რომლებიც ტერიგენ მარცვლებზე აკურ გა-
მონაყოფებს იძლევიან.

პორებში გვხვდება შედარებით მცირე ზომის (წვრილპსამიტური
და ალევრიტული) ტერიგენი მასალა, რომელიც ხშირად რეგენერა-
ციას განიცდის, ზოგ უბანზე კი „რთულ მოზაიკურ-ბლასტურ შერწყ-
მულ აგრეგატებს“ იძლევა. ამგვარი კვარციტისებური აგრეგატები
ხშირად მოზრდილია კვარცის მოზრდილ ტერიგენ მარცვლებზე, ისე
რომ ამ უკანასკნელს სრულიად დაკარგული აქვს პირველადი კლას-
ტური ფორმა.

არის შემთხვევები, როცა ცემენტში შერწყმულ მოზაიკურ აგრე-
გატებს ძირითადად პლაგიოკლაზი ქმნის, კვარცი კი ცალკეული კიდე-
ებდაკბილული მარცვლების სახით არის შემორჩენილი. ზოგიერთი
ხეივანი ქვიშაქვის ცემენტი მთლიანად ალბიტის ბლასტური აგრე-
გატებით არის წარმოდგენილი. ეს უკანასკნელი კოროზიულ ზემოქმე-
დებას ახდენს კვარცის მოზრდილ ტერიგენ მარცვლებზე, ავსებს მათ
შორის ყოველგვარ სივრცეს და უწვრილეს ნაპრალებშიც კი იჭრე-
ბა. ასეთ ქანებში ალბიტის გაზრდილი რაოდენობა შესაძლოა პირვე-
ლადი ალბიტოფირული ტუფური მასალის მინარევითაც იყოს გამო-
წვეული.

2. პსამიტოლითები

ა. კვარციანი ქვიშაქვები

ეს ქანები ძირითადად ლიასურ წყებებშია გავრცელებული, მათი
სტრუქტურა უმთავრესად წვრილპსამიტურია; შედარებით იშვიათად
ალინიშნება საშუალოპსამიტური სახესხვაობებიც მარცვლის ზომით
0,5—0,6 მმ-მდე (სურ. 5). ამასთან, აღნიშნული ქვიშაქვები, როგორც
წესი, პელიტიანია და თითქმის ყოველთვის შეიცავს ამა თუ იმ რაო-
დენობით ალევრიტული მასალის მინარევს. ტერიგენი კომპონენტების
რაოდენობა ჩვეულებრივ 60-დან 80%-მდე მერყეობს. აქედან კვარცი
70—75% შეადგენს, მინდვრის შპატები 15—20% აღწევს, ქარსისა
და ქანის ნატეხების რაოდენობა კი 5—8% არ აღემატება.

კლასტური მარცვლების ფორმა უმთავრესად კუთხედაა, იშვია-
თად აღინიშნება სუსტად დამუშავებული კრისტალებიც. ტერიგენი
კომპონენტების რეგენერაციის, შეცვლისა და ცემენტის კოროზიული
ზემოქმედების გამო მასალის დამუშავების ხარისხის გარკვევა ზოგჯერ
გაძნელებულია.

კვარცი უმთავრესად ტალღური ჩაქრობის მქონე კრისტალების
სახით გვხვდება, რომელთა შორის გაირჩევა იზომეტრული და ძლი-
ერ წაგრძელებული სახესხვაობები სიგანის შეფარდებით სიგრძეს-
თან 1:4-დან 1:7-მდე. უკანასკნელი გენისებისა და კრისტალური ფიქ-
ლების გარადეცვის პროდუქტს უნდა წარმოადგენდეს. შედარებით
იშვიათად გვხვდება ეფუზიური კვარციც, რომელიც კვარცის საერთო
რაოდენობის 10—15% შეადგენს. მინდვრის შპატებიდან გაბატონებუ-
ლია ალბიტი ($Ng' = 1,535—1,537$, $Np' = 1,528—1,530$; $Ng'—Np = 0,007$; $An—6—10\%$) და ოლიგოკლაზ-ალბიტი ($Ng' = 1,539—1,541$; $Np' = 1,532—1,535$; $Ng'—Np' = 0,006—0,007$; $An—14—17\%$).
პლაგიოკლაზის კრისტალები სალია; მხოლოდ ზოგიერთ მთვანზე აღი-
ნიშნება სერიციტისა და თიხური ნაწილაკების გამონაყოფები. კალი-
შპატი მცირე რაოდენობით გვხვდება და წარმოდგენილია სუსტად
გაპელიტებული მიკროკლინით ($Ng' = 1,526 \pm 0,001$; $Np' = 1,522—$
 $—1,523$; $Ng'—Np' = 0,003—0,004$) და მიკროპერტიტით. ეს მინერალი
უმთავრესად საკვლევი რაიონის დასავლეთი ნაწილის ლიასის ქვედა
პორიზონტებს უკავშირდება. ქარსი წარმოდგენილია მუსკოვიტით ან
სერიციტ-ქლორიტ-ლეიკოქსენის (ან მადნეული გამონაყოფების) „პა-
კეტებით“. ზოგიერთი ქარსის ბაზალურ კვებზე აღინიშნება რუტი-
ლის ნემსისებური გამონაყოფები. გარდა ამისა გვხვდება პრიზმული
მინერალის (ჩქატყუარის?) გაქლორიტებული ფირფიტები, რომლებიც
შეიცავენ მურა ფერის, მადნეული ნივთიერებით გამდიდრებულ, სუს-
ტად პლეოქროულ ბოჭკოებს. უმნიშვნელო რაოდენობით აღინიშნება
წვრილაგრეგატული აგებულების კვარციტული ქანის ნატეხები.

ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად ბაზალურია და წარმოდგენი-
ლია ჰიდროქარსულ-ქლორიტული წვრილქერცლოვანი აგებულების მა-
სებით. თუმცა ზოგიერთ ქვიშაქვაში ცემენტს ძირითადად შედარებით
მსხვილაგრეგატული, ღია-მომწვანო ფერის, თითქმის იზოტროპული
ქლორიტი ($n = 1,630—1,635$) ქმნის. ბაზალური ცემენტის უბნებში
კვარცის ტერიგენ მარცვლებზე განვითარებულია ქლორიტისა და სე-
რიციტის „წვერისებრი“ გამონაზარდები. ტერიგენი მარცვლებით მჭი-
დროდ აგებულ უბნებში კი ხშირად ჩანს კვარცის მარცვლებისა და
კვარც-ალბიტის ურთიერთშეზრდა, რის შედეგადაც, ჩვეულებრივ,
ბლასტური აგრეგატები ჩნდება. ზოგ შემთხვევაში კი კვარცის მარ-
ცვლების ურთიერთმიზრდისას, ან კვარცისა და მყავე პლაგიოკლაზის
კონტაქტში, ტიპური მიკროსტილოლიტური ნაკერი ვითარდება;
კვარც-ალბიტის კონტაქტში შედარებით იშვიათად ინკორპულაციური
სტრუქტურებიც აღინიშნება.

ბ. არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვები

ეს ქანები შედარებით მცირე გავრცელებით სარგებლობს: გვხვდება უმთავრესად სორის წყებაში, უფრო იშვიათად კი—ტალახიანის ჰორიზონტშიც. ისინი წვრილ-და საშუალოსამიტური სტრუქტურისაა, თუმცა სორის წყებაში უფრო მსხვილმარცვლოვანი სახესხვაობებიც გვხვდება. ზემოთ აღწერილ ტიპთან შედარებით ეს ქვიშაქვები ნაკლებ პელიტიანია, სამაგიეროდ ხშირად შეიცავს კარბონატის მცირე ზომის გამონაყოფებს.

კლასტური მასალიდან გაბატონებულია კვარცი. უკანასკნელი იმავე ტიპებითაა წარმოდგენილი, როგორც ზემოაღწერილ ქვიშაქვებში, მაგრამ მისი რაოდენობა აქ შედარებით მცირეა (60—70%). კვარცის ზოგიერთი მარცვალი შეიცავს ცირკონის, რუტილისა და აპატიტის წვრილ ჩანართებს. ხშირია ამ მინერალის რეგენერაცია; ამასთან, კლასტური მარცვლის პირველადი კონტურის აღდგენა, ცემენტის წვრილი არშიის მიხედვით ხერხდება. მჭიდროდ განლაგებულ ტერიგენ მარცვლებზე აუტიგენი წარმონაქმნი უწყსო მოხაზულობისაა, იზოლირებულ მარცვლებზე კი ნაზარდი ზოგჯერ კარგად განვითარებულ რომბოედრულ წახნაგებს გვაძლევს. რეგენერაციული კვარცი ჩვეულებრივ სუფთაა, მაგრამ ზოგი მათგანი მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს ცემენტის ნაწილაკებს (სურ. 6); დანაზარდისა და კლასტური მარცვლის ოპტიკური ორიენტაცია ერთნაირია.

მინდვრის შპატები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით (15—20%) და კალიშპატით (5—10%). პლაგიოკლაზი ალბიტის და ოლიგოკლაზ-ალბიტის რიგისაა ($Ng' = 1,535—1,540$; $Np' = 1,527—1,533$; $Ng' - Np' = 0,007—0,008$; $An = 6—13\%$). ეს მინერალი, ჩვეულებრივ, საღია, ზოგან კი შეიცავს პელიტურ ჩანართებს. ალბიტის ზოგი ფირფიტა დეფორმირებულია და ტალღურ ჩაქრობას ამჟღავნებს, ზოგი მათგანი კი რეგენერაციას განიცდის. გვხვდება ჭადრაკული ალბიტიც. კალიშპატი წარმოდგენილია სუსტად გაპელიტებული მიკროკლინიტით ($Ng' = 1,525—1,526$; $Np' < 1,525$), მიკროპერტიტით, სორის წყების ზოგიერთ ქვიშაქვაში კი მესრიანი მიკროკლინიც აღინიშნება.

ქარსებიდან გვხვდება მუსკოვიტის ფირფიტები და სერიციტ-ქლორიტ-ჰიდროქსანგური „აკეტები“, წარმოქმნილი ბიოტიტის შეცვლის შედეგად. გარდა ამისა, ტალახიანის ჰორიზონტის ზოგიერთ ქვიშაქვაში და სორის წყების ზედა ნაწილის პსამიტოლითებში, აღინიშნება ბიოტიტის შედარებით საღი კრისტალებიც. უკანასკნელი ხასიათდება მურა-მომწვანო შეფერვით, შედარებით სუსტი პლეოქროიზმითა და ინტერფერენციით. ზოგ ფირფიტას ლაქებრივი შეცვლა ემჩნევა. აქა-

იქ აღინიშნება აგრეთვე ქლორიტით ჩანაცვლებული რქატყუარისა და პიროქსენის ერთეული პრიზმული ფირფიტები, რომლებიც კვარცის და მალნეული მინერალის მცირე გამონაყოფებსაც შეიცავენ. ამგვარი ფსევდომორფოზების კიდევზე ზოგჯერ განვითარებულია რკინის ჰიდროქსანგების არშია. ქლორიტი პლეოქროულია და დაბალი ანომალური ინტერფერენციით ხასიათდება. იშვიათად ქლორიტულ ფირფიტებს შემორჩენილი აქვთ „ც“ ღერძის პარალელური ტექნიკადობის კვალი, პრიზმული წახნაგების ბოლოები კი ხერხისებურად არის დაკბილული.

ამ ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად კონტაქტური და პორული ტიპისაა, წარმოდგენილია ჰიდროქარსულ-ქლორიტული მასებით, რომლებსაც ზოგჯერ კარბონატიც ემატება. კალციუმის კარბონატის რაოდენობა ამ ქანებში 1,7%-დან 4,5%-მდე მერყეობს. უმნიშვნელო რაოდენობით (5%-მდე) აღინიშნება ქანის ნატეხები (პორფირიტები, ფიქლები).

გ. არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვები

გრატულ მასალის მინარევით

ეს ტიპი მჭიდროდაა დაკავშირებული ზემოაღწერილ არკოზულ-კვარციან ქვიშაქვებთან და მათგან ქანის ნატეხების შედარებით გაზრდილი შემცველობით (10—15%) გამოირჩევა. ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია პორფირიტული და თიხაფიქლების წყებების გადანარეცი მასალით. პირველი უმთავრესად ტალახიანის ჰორიზონტის ქვიშაქვებისთვის არის დამახასიათებელი, მეორე კი უფრო ხშირია სორის წყების ზედა ნაწილის პსამიტოლითებში. ვულკანურ-ტერიგენული მასალა წარმოდგენილია უმთავრესად პორფირიტების ჰიალოპილიტური ძირითადი მასებით. ეს უკანასკნელი შედგება მოშავო, მურა ან მომწვანო ფერის შეცვლილი ვულკანური მინისა და ალბიტის საღი მიკროლითებისაგან; იშვიათად გაქლორიტებული მუქი სილიკატის და მეავე პლაგიოკლაზის მიკროფენოკრისტალებიც შეინიშნება. სორის წყების ზედა ნაწილის ზოგიერთ ქვიშაქვაში, კლასტურ კომპონენტებს შორის, აღინიშნება პილოტაქსიტური და ჰიალოფიტური სტრუქტურის ეფუზივებიც.

დანალექი ქანების ნატეხები უმთავრესად ჰიდროქარსულ-ქლორიტული შედგენილობის თიხაფიქლებია; შედარებით იშვიათად ალევროლითებიც აღინიშნება. სორის წყების ზედა ნაწილის ქვიშაქვებში თიხაფიქლების ნატეხები შედარებით უფრო ფართო გავრცელებით სარგებლობს და ე. წ. „ჩანართებიან შრებს“ იძლევა.

ამ ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად კონტაქტური და პორული ტიპისაა; წარმოდგენილია ჰიდროქარბებით, ქლორიტ-თიხური მასებითა და კარბონატით. ეს უკანასკნელი პორის ნაწილს ავსებს ან რომელიმე მინერალს ანაცვლებს და ხასიათდება წესიერი, კუთხედი მოხაზულობით. კარბონატის ამგვარი გამონაყოფი ხშირად შემოვლებულია რკინის ჰიდროქანგების არშით, ზოგიერთ მათგანში კი შეინიშნება პოლისინთეტურად დამრჩობლილი პლაგიოკლაზის კოროდირებული რექტები (სურ. 21: 9). კარბონატი პლაგიოკლაზების გარდა პიროქსენის კრისტალებსაც ანაცვლებს (ტალახიანის პორიზონტი). კალციუმის კარბონატის რაოდენობა ამ ქვიშაქვებში 2—6% ფარგლებში მერყეობს, ტალახიანის პორიზონტის სულ ზედა ნაწილის ქვიშაქვებში კი CaCO_3 -ის რაოდენობა 22—26% აღწევს.

დ. გრაუვაკური ქვიშაქვები

ეს ქანები გავრცელებულია სამხრეთი ზოლის დიაბაზურ პორიზონტში. მათ შორის გაირჩევა თითქმის ყველა სტრუქტურული ტიპი, რომელთაგან უფრო ხშირად მსხვილმარცვლოვანი სახესხვაობები გვხვდება (სურ. 7). აღინიშნება აგრეთვე საკმაოდ მოზრდილი ქანის ნატეხების შემცველი პსამიტოლითებიც („ჩანართებიანი ქვიშაქვები“).

გრაუვაკური ქვიშაქვები აგებულია ძირითადად პორფირიტული წყების გადანარეცი მასალით. შედარებით ნაკლებად გვხვდება თიხაფიქლის და იშვიათად მყავე ეფუზივების ნატეხებიც. პორფირიტულ მასალაში გაირჩევა პორფირიტების სხვადასხვა სტრუქტურის (პიალოპილიტური, მიკროლიტური, მანდელშტაინური) ძირითადი მასების, ტუფების, მყავე პლაგიოკლაზისა და შეცვლილი მუქი სილიკატის კრისტალთა ნატეხები. პლაგიოკლაზის კრისტალთა ერთი ნაწილი სალია და მიეკუთვნება ალბიტს და ოლიგოკლაზს ($\text{Ng}'=1,539-1,542$; $\text{Np}'=1,534-1,535$; $\text{Ng}'-\text{Np}'=0,005-0,007$; $\text{An}-17-19\%$). ოლიგოკლაზის კრისტალებზე ზოგჯერ შეიმჩნევა ლაქებრივი გაალებილება. სხვა შემთხვევაში პლაგიოკლაზის ნატეხები მთლიანად ან ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია კარბონატით, ამასთან მათი ფორმა შენარჩუნებულია. ზოგიერთი ზონალური აგებულების პლაგიოკლაზი ვაკარბონატებას მხოლოდ ცენტრალურ ნაწილში განიცდის, პერიფერიები კი წარმოდგენილია სალი ალბიტით. მუქი სილიკატი გვხვდება პიროქსენისათვის დამახასიათებელი ფორმის ქლორიტული და ქლორიტ-კარბონატული ფსევდომორფოზების სახით.

შეცვლის ანალოგიური პროცესები აღინიშნება პორფირიტის ნატეხებშიც: ვულკანური მინა, ფუქე პლაგიოკლაზი და პიროქსენი

მთლიანად გაქლორიტებული და ვაკარბონატებულია; მხოლოდ სპილიტების ნატეხებში გვხვდება ალბიტის სალი მიკროლითები. პორფირიტის ზოგიერთ მოზრდილ (0,8—2 მმ) ნატეხში კი ქლორიტ-კარბონატულ ფსევდომორფოზებზე პიროქსენის სალი უბნებიც არის შერჩენილი.

ქვიშაქვების ცემენტი წარმოდგენილია კალციტით, ანკერიტით და, შედარებით იშვიათად, ქლორიტით; აღინიშნება რკინის ჰიდროქანგების გამონაყოფებიც. ზოგიერთ ქვიშაქვაში კარბონატიზაციის პროცესი იმდენად ძლიერია, რომ ქანის კლასტური სტრუქტურა ძნელი გასარჩევი ხდება. თუ გრაუვაკურ ქვიშაქვებში CaCO_3 -ის რაოდენობა 12% უდრის, ამ უკანასკნელებში იგი 52—56%-მდე იზრდება.

ე. კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვები

ეს ქანებიც სამხრეთი ზოლის დიაბაზური პორიზონტისთვისაა დამახასიათებელი. შემოაღწერილი გრაუვაკური ქვიშაქვისაგან ისინი ძირითადად კვარცის შემცველობით გამოირჩევიან. უკანასკნელი უმთავრესად ეფუზიურია (5—8%), იშვიათად ტალღური ჩაქრობის მქონე კრისტალებიც აღინიშნება (5%-მდე). ამ ქვიშაქვებში კარბონატი შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება, სამაგიეროდ ბევრია ქლორიტი; შეინიშნება სერიციტის ქერცლები და ალბიტის მცირე ზომის გამონაყოფები.

ვ. ტუფიტურ-გრაუვაკური ქვიშაქვები

ისინი უმთავრესად სამხრეთი ზოლის დიაბაზური პორიზონტის ქვედა ნაწილში გვხვდებიან და მჭიდროდ არიან დაკავშირებული ტუფებთან და გრაუვაკურ ქვიშაქვებთან. ამ უკანასკნელისაგან გამოირჩევიან დაკუთხული და სალი პლაგიოკლაზების, პიროქსენებისა და გაქლორიტებული ვულკანური მინის ნატეხების შემცველობით. რომელთა რაოდენობა 50%-ზე ნაკლებია. მონოკლინური პიროქსენი კიდევზე ხშირად კოროდირებულია კვარცის გამონაყოფებით, რომლებიც ამავე დროს თავისებური „დამცველის“ როლს ასრულებენ. პიროქსენის ოპტიკური კონსტანტებია: $\text{Ng}'=1,696\pm 0,001$; $\text{Np}'=1,674\pm 0,001$; $\text{Ng}'-\text{Np}'=0,022$. ცემენტი ქლორიტულია, ზოგჯერ კი შეიცავს ანკერიტის ცალკეულ გამონაყოფებს.

3. ალევროლითები

ამ ქანებს ყველაზე დიდი ადგილი ზოლიან წყებაში უჭირავს, მცირე რაოდენობით სორის წყების ქვედა ნაწილებშიც გვხვდება. ალევროლითები შედგენილობით უახლოვდება პსამიტოლითებს, თუმცა ამ უკანასკნელისაგან განსხვავებით უფრო მეტ ერთგვაროვნებას ამჟღავნებს: ყოველთვის მიეკუთვნება ქარსიან-მინდვრის შპატიან-კვარციან ტიპს და ქანის ნატეხებს თითქმის არ შეიცავს.

ალევროლითები პელიტიანია, მცირე რაოდენობით (10%-მდე) აღინიშნება პსამიტური მასალის მინარევიც. ამ ქანების ტექსტურა ხშირად მიკროშრეებრივია, რაც გაპირობებულია მსხვილ- და წვრილ-ალევრიტული ზოლების მორიგეობით. ასეთ ქანებში ორგანული ნივთიერებაც ზოლებრივადაა განლაგებული, ზოგჯერ კი თიხურ-ორგანული მასები ცალკეული ბუდეების სახით გვხვდება და ქანი სათვალისებური ტექსტურით ხასიათდება.

კლასტური მასალა (70—80%) კუთხედიან და წარმოდგენილია უმთავრესად კვარციტა და, შედარებით იშვიათად, მყავე პლაგიოკლაზით. გვხვდება აგრეთვე მუსკოვიტი და ქლორიტ-ჰიდროქარსული ბოჭკოების მორიგეობით აგებული ფირფიტები. მჭიდროდ აგებულ უბნებში კვარცი და მინდვრის შპატი ბლასტებს ამჟღავნებს, სხვა შემთხვევაში კი ისინი კოროდირებული არიან ქლორიტულ-ჰიდროქარსული ცემენტით. საკმაოდ ხშირად ალევროლითების ცემენტში ქლორიტია გაბატონებული, ჰიდროქარსი კი იშვიათი ქერცლების სახით აღინიშნება.

ალევროლითების შლიფებში დიდი რაოდენობით გვხვდება ტერიგენი აქცესორული მინერალები — ტურმალინი, რუტილი, აპატიტი, ცირკონი, ანატაზი. ქანებს ხშირად კვეთს კვარცის მიკროძარღვები.

4. პელიტოლითები

ა. ქვიშიან-ალევრიტიანი და ქვიშოვან-ალევრიტული თიხაფიქლები

პირველ სახესხვაობას პირობითად ის თიხაფიქლები მიეკუთვნება, რომელშიც ქვიშა-ალევრიტული მასალის რაოდენობა 5-დან 25%-მდეა, მეორე სახესხვაობაში კი ეს მასალა 25—50% შეადგენს.

ეს ქანები განსაკუთრებით დიდი გავრცელებით სარგებლობს ზოლიანი თიხაფიქლების წყებაში. მათი ტექსტურა მიკროშრეებრივია (სურ. 8), რასაც ქვიშა-ალევრიტული მასალის გარდა, ხშირად მცენარეული დეტრიტუსის და ზოგჯერ პირიტის კრისტალების ზოლებრივი

განლაგებაც აპირობებს; დამახასიათებელია აგრეთვე მიკროლინზებრივი და იშვიათად ბუდისებური ტექსტურაც (დიმიტრიევა და სხვ., 1962). წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების ან ალევროლითების თხელი შუაშრეების და ზოლების ქვედა საზღვარი ქვიშიან-ალევრიტიან თიხაფიქლებთან მკვეთრია, ზოგჯერ კი მათ კონტაქტში პსამიტ-ალევრიტული მასალით ამოვსებული მცირე ზომის „ჯიბეები“ წარმოქმნილი; აღმავალი მიმართულებით ქვიშაქვები და ალევროლითები ხშირად თანდათან გადადის ქვიშოვან-ალევრიტულ ფიქლებში, უკანასკნელი კი თავის მხრივ, ქვიშიან-ალევრიტიანი ფიქლებით იცვლება. მაგრამ, უნდა აღინიშნოს, რომ მასალის „ახარისხების“ მკაფიო სურათი ყოველთვის არ ჩანს.

ტერიგენი მასალა ძირითადად კვარციტა და მყავე პლაგიოკლაზითაა წარმოდგენილი, თუმცა საკმაოდ რაოდენობით აღინიშნება ქარსისა და ქლორიტის ფირფიტებიც. უკანასკნელი მუქი სილიკატის შეცვლის შედეგადაა მიღებული; პრიზმული წახნაგების კოროდირებულ წიბოებზე მათ მიზრდილი აქვთ სერიციტ-ქლორიტის აუტიგენური არშიები. პიროქსენის მიმართ განვითარებული ქლორიტული ფსევდომორფოზები ხასიათდება ფართობოჭკოვანი აგებულებით და ხერხისებურად შეჭრილი ბოლოებით. ტერიგენი ბიოტიტი გარდაქმნილია სერიციტ-ქლორიტის „პაკეტებად“, რომლებშიც ზოგჯერ კვარცის გამოწყობებიც შეინიშნება; ქლორიტის ზოგი ბოჭკო გამდიდრებულია რკინის ჰიდროქანგებით. იშვიათად (ტალახიანისა, ჰორიზონტის და სორის წყების ზედა ნაწილები) აღინიშნება ამ მინერალის შედარებით საღი კრისტალებიც, რომელთა პლეოქროიზმი და ორმაგი გარდატეხის ძალა მცირედ შესუსტებულია.

აღწერილი თიხაფიქლები მდიდარია მცენარეული დეტრიტით, რომელიც უწესო ან წაგრძელებული ფორმისაა, ხასიათდება მურამოშავო შეფერვით (ანარეკლ სინათლეზე მქრქალი მურა-მოწითალო) და, ალბათ, მიეკუთვნება ფიუზენს. ზოგიერთ მათგანში კვარცის წვრილი აუტიგენური გამოწყობების განლაგება მცენარეული ნაშთის პირველად-უჯრედოვან აგებულებას მოგვაგონებს. დეტრიტუსის კიდებზე შეინიშნება კვარცის, ქლორიტისა და სერიციტის ბოჭკოებისაგან შემდგარი საკმაოდ ფართო (0,15—0,2 მმ) კრუსტიფიკაციული არშიები, რომლებიც ხშირად ზონალური აგებულებით ხასიათდება: ყველაზე შიგა კრუსტიფიკაციული ზონა, ჩვეულებრივ, ჰიდროქარსულ-ქლორიტულია, მას რკინის ჰიდროქანგებით გამდიდრებული ქლორიტული არშია მოსდევს, გარეთა, ყველაზე ფართო ზონა კი კვარცისა და ქლორიტის ბოჭკოებისგან შედგება.

გარდა აღნიშნულისა, ორგანული ნივთიერება წვრილდისპერსული სახითაც გვხვდება: იგი თანაბრად ჯდენთავს ქლორიტ-ჰიდროქარსულ მასებს ან იძლევა მუქი მურაფერის ფანტელისებრ გამოწყოფებს; ეს უქანასკნელი შეიცავს პირიტის წერტილოვან ჩანაწინწკლებს. ხშირია აგრეთვე ორგანული მასების გალიმონიტების მოვლენა, რის შედეგად მათ მურა-მოწითალოფერი აქვთ მიღებული. ზოგ შემთხვევაში ორგანული მასები გალეიკოქსენებსაც განიცდის; რომლებსაც ზოგჯერ უკავშირდება რუტილის, ანატაზის, ტურმალინისა და სხვა აუტიგენი წარმონაქმნები.

ბ. ტუფიტური ფიქლები

სამხრეთი ზოლის დიბაზური ჰორიზონტის ფიქლებში ხშირად აღინიშნება წვრილპსამიტური ან ალევრიტული პირველადი ვულკანური მასალის მინარევი, იგი წარმოდგენილია უმთავრესად პლაგიოკლაზის კრისტალთა და იშვიათად პორფირიტების ძირითადი მასების ნატეხებით; მათი რაოდენობა, ჩვეულებრივ, 50%-ზე ნაკლებია: ამგვარი ქანებისათვის მიზანშეწონილია ვიხმაროთ ტერმინი „ტუფარგილიტი“ (ვულკანოგენური კლასტური ქანების კლასიფიკაცია, 1962), ჩვენი შემთხვევისათვის კი — ტუფფიქალი ან ტუფიტური ფიქალი (სურ. 9).

პლაგიოკლაზის კრისტალთა ნატეხები საღია, ხასიათდება კუთხედი ფორმით და მიეკუთვნება ალბიტს ($Ng' < 1,540$). მცირე რაოდენობით გვხვდება პრიზმული ფორმის კარბონატული ფსევდომორფოზები, განვითარებული ფუძე პლაგიოკლაზისა და უფრო იშვიათად პიროქსენის მიმართ (ზოგჯერ ჩანს ამ მინერალთა რელიქტები). ძირითადი მასა ჰიდროქარსულ-ქლორიტული ან ქლორიტული შედგენილობისაა, ხშირად გამდიდრებულია რკინის ჰიდროქსანგებით, ზოგ უბანზე კი — ლეიკოქსენ-სფენის გამონაყოფებით. ტუფფიქლები ხშირად ზოლიანი ტექსტურით ხასიათდება.

გ. პელიტოლითების მიკროსკოპული, რენტგენულ-სტრუქტურული, თერმული და ქიმიური დახასიათება

ლიასური წყების პელიტოლითები ტიპურ თიხაფიქლებს წარმოადგენს; აგებულია ძირითადად ქლორიტისა და ჰიდროქარსის, უმთავრესად 0,01—0,001 მმ-ის ზომის, ფიქლებრივობის პარალელურად წაგრძელებული ქერცლებით. ეს მინერალები დაფარულია მურაფერის წვრილდისპერსული ორგანული ნივთიერებისა და ზოგჯერ რკინის ჰიდ-

როქანგების გამონაყოფებით. ამგვარი ქლორიტ-ჰიდროქარსული აგრეგატები საკმაოდ შესამჩნევად პლეოქროირებენ ბიოტიტური სქემით მურა-მოყვითალო ფერებში და ორიენტირებული, სწორი ჩაქრობით ხასიათდება (სურ. 10). ჰიდროქარსების ორიენტირებული აგრეგატების გაზომვა პელიტურ ფრაქციაში იძლევა: $Ng' = 1,564—1,567$; $Np' = 1,548—1,552$. ჰიდროქარსები ელექტრონული მიკროსკოპის ქვეშ წაგრძელებული ან უწყაო ფურცელაქების სახითაა წარმოდგენილი და ხასიათდება მკვეთრი კიდეებით (სურ. 11). ჰიდროქარსულ-ქლორიტულ ქერცლებს შორის ზოგჯერ აუტიგენური ალბიტის გამონაყოფები აღინიშნება.

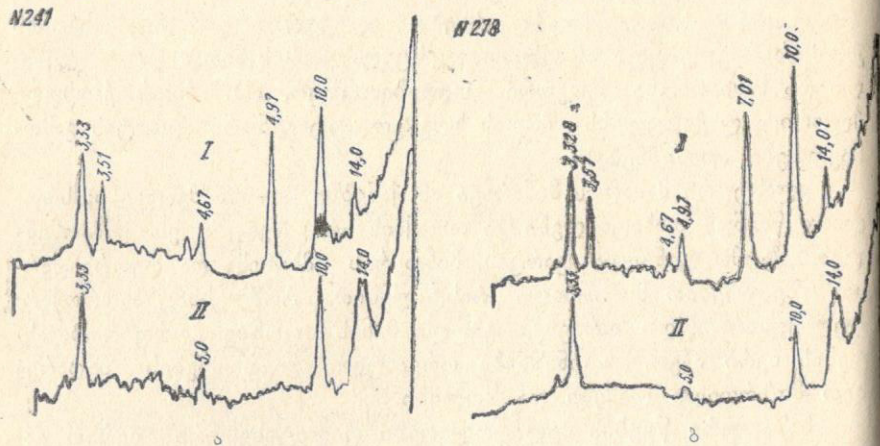
კლასტური მასალის მინარევი ამ ქანებში 3—5% შეადგენს; სრულიად წმინდა თიხაფიქლები კი თითქმის არ გვხვდება. ეს კომპონენტები წარმოდგენილია კვარცის, მინდვრის შპატისა და თეთრი ქარსის შედარებით მოზრდილი კრისტალებით, რომლებსაც ჰიდროქარსულ-ქლორიტული ორიენტირებული მასის ფონზე პორფირობლასტების იერი აქვთ. აღინიშნება ორგანული ნივთიერების შედარებით მოზრდილი ლაქები და ზოლები.

ბაზალური წყების პელიტოლითები ფილიტისებური იერით გამოირჩევა: ქარსები ($Ng' = 1,583 \pm 0,002$; $Np' = 1,555 \pm 0,002$) აქ მეტი კრისტალურობითა და მსხვილქერცლოვნებით ხასიათდება, ორგანული ნივთიერება აღარ გვხვდება და მის ადგილს ლეიკოქსენის და ზოგჯერ გრაფიტის გამონაყოფები იჭერს.

შუაიურულ (ტალახიანის ჰორიზონტი) პელიტოლითებს შორის მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს შედარებით ნაკლებ მეტამორფული — არგილიტისებური ქანები. ამ უქანასკნელში, ჰიდროქარსისა და ქლორიტის გარდა, რენტგენოსტრუქტურული ანალიზით ფიქსირებულია ე. წ. „მოუწესრიგებელი კაოლინიტი“. ორგანული ნივთიერების და რკინის ჰიდროქსანგების პრკე ხშირად აძნელებს ამ მინერალზე დაკვირვებას მიკროსკოპულად. შედარებით სუფთა, დაბალი ინტერფერენციის მქონე ქერცლების გარდატეხის მაჩვენებელი 1,565—1,567-ს უახლოვდება. გარდა ამისა, კაოლინიტი სხვა აუტიგენურ მინერალებთან (ანატაზი, ლეიკოქსენი, ტურმალინი, კვარცი) ზოგჯერ მონაწილეობს ყეოდნებური წარმონაქმნების აგებულებაში, რომლებიც ორგანული ნივთიერებით მდიდარ უბნებში ვითარდებიან. ტალახიანის ჰორიზონტის პელიტოლითების შლიფებში, სხვა კლასტური კომპონენტების გარდა, სუსტად შეცვლილი ბიოტიტის ფიქლებიც გვხვდება.

რენტგენულ-სტრუქტურული ანალიზისათვის ჩრდილო ზოლის ნალექების ძირითადი სტრატეგრაფიული ერთეულე-

ბიდან შერჩეული იყო თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების ცხრა ტიპური ნიმუში. უკანასკნელთა რენტგენოგრაფების გაანგარიშების შედეგები (შრეთაშორისი მანძილები და არეკვლის ინტენსივობანი) მოცემულია ჩვენს სადისერტაციო ნაშრომში (ბერიძე, 1965), ხოლო დიფრაქტოგრაფები გამოსახულია მე-9 ნახაზზე.



ნახ. 9. მამისონის ულელტეხილის მიდამოების ერთგვაროვანი თხაფიქლების წყობის ნიმუშების (№ 241, 278) დიფრაქტოგრაფები: I—ბუნებრივი; II—10 პროცენტის HCl-ით დამუშავებული.

საკვლევი ნიმუშების არაერთგვაროვანი შედგენილობა საკმაოდ სირთულეს ქმნიდა ცალკეული თიხის მინერალის დიაგნოსტიკისათვის. ამიტომ ფხვნილები გადაღებულ იქნა სხვადასხვაგვარი დამუშავების შემდეგ. ჩატარებული კვლევა საშუალებას იძლევა დავასკვნათ, რომ ასპიდური სერიის პელიტოლითების აგებულებაში მონაწილეობს სამი ძირითადი თიხის მინერალი: ჰიდროქარსი, ქლორიტი და კაოლინიტი.

ჰიდროქარსი ფიქსირებულია ასპიდური სერიის ყველა სტრატეგრაფიულ დონეზე და რაოდენობრივად გაბატონებულია. მისი დადგენა ხერხდება $d(001) = 10 \text{ \AA}$ -ის ჯერად ბაზალურ ანარეკლთა მთელრიცხვოვანი სერიის მიხედვით; კერძოდ, ბუნებრივი ნიმუშების რენტგენოგრაფებზე ჩანს არეკვლის ეფექტები შრეთაშორისი მანძილებით 10 \AA , 5 \AA , $3,33 \text{ \AA}$ და ა. შ. ანარეკლთა მდებარეობა არ იცვლება ნიმუშების არც გლიცერინით (ან ეთილენგლიკოლით) გაქლენთვის შემდეგ და, არც თერმული დამუშავების შედეგად $550-650^\circ$ -მდე, რაც აგრეთვე დამახასიათებელია ჰიდროქარსებისათვის.

მინერალი დიოქტაედრულია, რადგან $d(060) = 1,50$. ამასთან, ეს ქარსი მიეკუთვნება $2M_1$ პოლიმორფულ მოდიფიკაციას, რაზედაც მეტყველებს გამოკვლეული ნიმუშების რენტგენოგრაფებზე ამ მოდიფიკაციისათვის დამახასიათებელი არეკვლის ეფექტების არსებობა $4,5 \text{ \AA}$ -დან $2,5 \text{ \AA}$ -მდე; კერძოდ კი, ანარეკლები 112 ($d = 3,98 \text{ \AA}$), 113 ($d = 3,51 \text{ \AA}$), 114 ($d = 3,16 \text{ \AA}$), 0,25 ($d = 3,00 \text{ \AA}$) და სხვა.

მეორე, მთავარი მინერალის — ქლორიტის არსებობას ვადაგენთ $d = 14 \text{ \AA}$; 7 \AA ; $4,7 \text{ \AA}$; $3,5 \text{ \AA}$ და ა. შ. არეკვლის ეფექტების მიხედვით, რომლებიც ნიმუშების დამუშავების შემდეგ გლიცერინით ან ეთილენგლიკოლით მნიშვნელოვნად არ იცვლიან თავიანთ მდებარეობას. 550° -მდე გახურების შემდეგ შეიმჩნევა 001 ($d = 14 \text{ \AA}$) ანარეკლის მცირედი გაძლიერება, ხოლო 002 ($d = 7 \text{ \AA}$), 003 ($d = 4,7 \text{ \AA}$) და 004 ($d = 3,54 \text{ \AA}$) ანარეკლის ინტენსივობის შესუსტება. რაც აგრეთვე დამახასიათებელია ქლორიტებისათვის (ბრინდლი, 1965). $d(002) = 7 \text{ \AA}$ ანარეკლის უფრო მაღალი ინტენსივობა, ვიდრე $d(001) = 14 \text{ \AA}$ და $d(003) = 4,7 \text{ \AA}$, გვაფიქრებინებს, რომ ამ მინერალის სტრუქტურის ოქტაედრულ პოზიციებში განლაგებულია რკინის იონები და, მაშასადამე, შესწავლილი ქლორიტი რკინიან ტიპს მიეკუთვნება. ამავე დროს ეს მინერალი ტრიოქტაედრულია, მაგრამ ალბათ სამვალენტისანი კათიონების მაღალი შემცველობით ხასიათდება, რადგან $d(060) = 1,535 \text{ \AA}$ მნიშვნელობა უახლოვდება ტრიოქტაედრული მინერალებისათვის დამახასიათებელ $d(060)$ სიდიდეთა ქვედა საზღვარს; გარდა ამისა, ამ მხრივ ყურადღებას იქცევს 003 ($d = 4,7 \text{ \AA}$) ანარეკლის მაღალი ინტენსივობა.

ნიმუშების (№ 316, 241, 278) დამუშავების შემდეგ 10% HCl-ით ქლორიტისათვის დამახასიათებელი რეფლექსები $d = 7 \text{ \AA}$; $4,7 \text{ \AA}$; $3,5 \text{ \AA}$ აღარ აღინიშნება: შენარჩუნებულია მხოლოდ რეფლექსი $d(001) = 14 \text{ \AA}$. ეს გარემოება გვაფიქრებინებს, რომ გარდა რკინით მდიდარი ტრიოქტაედრული ქლორიტისა, ამ ნიმუშებში სხვა ქლორიტული მინერალიც უნდა გვქონდეს; იგი ალბათ დიოქტაედრულია და ხასიათდება ალუმინის მაღალი შემცველობით (ალუმინური ან ჰიდრარგილიტური შრეები ანაცვლებს ბრუსიტულს). რეფლექსი 001 (14 \AA) არ შეიძლება ვერმიკულიტს ეკუთვნოდეს, ვინაიდან მისი ინტენსივობა ნაკლებია მომდევნო 002 (7 \AA)-ის ინტენსივობაზე; გარდა

ამისა, ვერმიკულიტისათვის დამახასიათებელი $d=14\text{\AA}$ -ის გადაადგილება $d=9-10\text{\AA}$ -მდე ნიმუშის გახურების შემდეგ არ შეიმჩნევა (უოკერი, 1965).

აღსანიშნავია, რომ ტალახიანის ჰორიზონტის ზოგიერთი ნიმუშის (№ 546, 314) რენტგენოგრაფიაზე ქლორიტისათვის დამახასიათებელი რეფლექსები $d=14\text{\AA}$ და $d=4,7\text{\AA}$ არ აღინიშნება, მაგრამ, 546 ნიმუშის რენტგენოგრაფიაზე როგორც 650°C -მდე გახურების, ისე 10% HCl-ით დამუშავების შემდეგ რჩება სუსტი ინტენსივობის რეფლექსი $d=14\text{\AA}$. როგორც ჩანს, ამ რეფლექსის მქონე მინერალი შესწავლილ ნიმუშში უმნიშვნელო რაოდენობით შედიოდა და მისი შემცველობა მხოლოდ დამუშავების შემდეგ გაიზარდა.

მესამე მინერალი — კ ა ლ ი ნ ი ტ ი ფიქსირებულია მხოლოდ „ტალახიანის ჰორიზონტის“ ქანებში (№ 546, 314 316). მისი დადგენა მოხერხდა შემდეგი მონაცემებით. გლიცერინით გაყვნილი ნიმუშების რენტგენოგრაფიაზე აღინიშნება შედარებით ძლიერი ბაზალური ანარეკლები $d=7\text{\AA}$ და $d=3,5\text{\AA}$. ნიმუშების გახურების შემდეგ $550-650^{\circ}$ -მდე ანარეკლი 7\AA ისპობა. მაგრამ, რადგან სხვა ანარეკლთა უმრავლესობა არ იცვლის არც თავის მდებარეობას, არც ინტენსივობას, უნდა ვიფიქროთ, რომ ეს მინერალი რენტგენოგრაფიაზე მხოლოდ ბაზალურ ანარეკლს იძლევა. ნიმუშების დუღების შემდეგ 10% HCl-ში ეს რეფლექსი ($d=7\text{\AA}$) უცვლელი რჩება, მაშინ, როდესაც ასპიდური სერიის უფრო დაბალი სტრატეგრაფიული ჰორიზონტების ნიმუშებში ასეთივე დამუშავების შემდეგ რეფლექსი 7\AA ქრება (ნიმ. № 278, 241, 85, 1704).

ამრიგად, არსებული მონაცემების მიხედვით შეიძლება დავასკვნათ, რომ საკვლევი მინერალი ალუმინიან დიოქტაედრულ ტიპს მიეკუთვნება (არ იხსნება HCl-ში) და ხასიათდება 7\AA ტოლი შრეთა-შორისი მანძილით; მისი სტრუქტურა კაოლინიტის ჯგუფის მინერალების მსგავსად გახურების შემდეგ იშლება; მაგრამ, ამასთან ამ ნიმუშების რენტგენოგრაფიაზე კაოლინიტისათვის დამახასიათებელი სხვა რეფლექსები არ აღინიშნება.

გ. ბრინდლის (1965) მონაცემებით კაოლინიტებში მოუწესრიგებული სტრუქტურა „ბ“ ღერძის მიმართ, ჩვეულებრივ, იწვევს მათ რენტგენოგრაფიაზე ცალკეულ და ზოგჯერ რეფლექსთა მთელი ჯგუფის „გარეცხვას“ ან შესუსტებას. უნდა ვიფიქროთ, რომ საკვლევი მინერალის ზემოაღნიშნული დეფექტებიც ამ მიზეზით არის გამოწვე-

ული და მიზანშეწონილი ჩანს ისიც „მოუწესრიგებელი კაოლინიტის“ ტიპს მივაკუთვნოთ.

კაოლინიტის არსებობა მხოლოდ ტალახიანის ჰორიზონტის ნიმუშებში დამატებით განმარტებას მოითხოვს. როგორც ცნობილია, ამ ჰორიზონტის ახალგაზრდა დაბალტემპერატურული ჰიდროთერმული მინერალიზაციის ზონებს უკავშირდება აგრეთვე დიკიტი და ნაკრიტი (ტიჩინაძე, 1945; ვეზირიშვილი, 1951). თუმცა საკვლევად სალი ნიმუშები იყო აღებული, მაგრამ მათში დიკიტის და ნაკრიტის არაუბობის გამოორიცხვა მაინც საჭირო ჩანს.

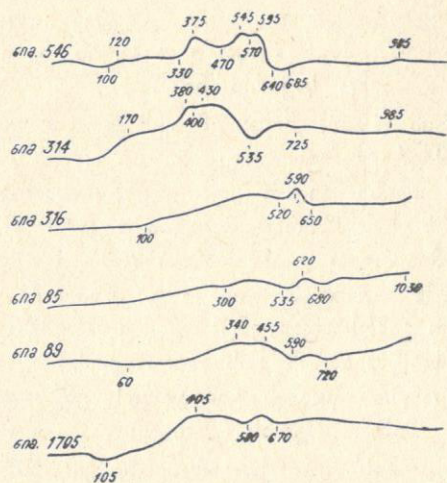
ბ. რიჩარდსონის (1965) მონაცემებით კაოლინიტის ენდოთერმული ეფექტის ტემპერატურული პიკი 583° -ს აღწევს, „მოუწესრიგებელი კაოლინიტისათვის“ (ე. წ. „ფაიერკლეებისათვის“) კი ეს პიკი უფრო დაბალია $550-652^{\circ}$. რაც შეეხება დიკიტს, მისი სტრუქტურა ბ. რიჩარდსონის მიხედვით დაახლოებით 700° -ზე იშლება. ზემო რაქის ჰიდროთერმული ნაკრიტისათვის კი ე. ვეზირიშვილი (1951) აღნიშნავს მკვეთრად გამოსახულ ენდოთერმულ შეჩერებას $650-700^{\circ}$ -ის ინტერვალში, ხოლო აფხაზეთის ანალოგიური გენეზისის დიკიტისათვის კონსტიტუციური წყლის გამოყოფის ენდოთერმული რეაქცია $680-750^{\circ}$ -ზე მიმდინარეობს (კეკელია და სალია, 1963).

საკვლევი ნიმუშების რენტგენოგრაფიაზე კი 550° -მდე გახურების შემდეგ კაოლინიტის ჯგუფისათვის დამახასიათებელი ანარეკლი 7\AA აღარ შეინიშნება; არ ჩანს აგრეთვე დიკიტისათვის დამახასიათებელი საკმაოდ ინტენსიური რეფლექსი (022) $3,79\text{\AA}$ და აგრეთვე (112) $3,95\text{\AA}$. ნაკრიტის მეტად ძლიერი ($I=7-10$) რეფლექსი $2,43\text{\AA}$ ჩვენს ნიმუშებზე ან არ გვხვდება, ან საკმაოდ სუსტია. ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ გამოკვლეული ნიმუშები დიკიტს და ნაკრიტს არ შეიცავს.

თიხის მინერალების გარდა შესწავლილ ნიმუშებში მინარევის სახით აღინიშნება აგრეთვე კვარცი და ალბიტი. კვარცის არსებობაზე მეტყველებს საკმაოდ ძლიერი ხაზი $d=3,34\text{\AA}$ და $d=4,26\text{\AA}$, თუმცა პირველი მათგანის ინტენსივობა ძირითადად ჰიდროქარსების შემცველობითაა გამოწვეული. ალბიტის იდენტიფიკაცია ხერხდება უმთავრესად $3,16-3,22\text{\AA}$ არეკლთა მიხედვით. ორ ნიმუშში (№ 314 და 316) ფიქსირებულია კალციტის კვალი ($3,04\text{\AA}$, $3,00\text{\AA}$).

ასპიდური სერიის დამახასიათებელ ქანთა დიფერენციალური თერმული მრუდეების მისაღებად გამოყენებული იყო როგორც მთლიანი ნიმუშების ფხვნილები, ისე მათი პელიტუ-

რი ფრაქციები. შედეგი ორივე შემთხვევაში დაახლოებით მსგავსი აღმოჩნდა, იმ განსხვავებით, რომ პელიტურ ფრაქციათა მრუდეებზე ეგზო- და ენდოთერმული პიკები ნაკლები ინტენსივობით ხასიათდება. მრუდები ნახაზებზე (10,11, 12) აღმავალი ჭრილის თანმიმდევრობით არიან განლაგებული.

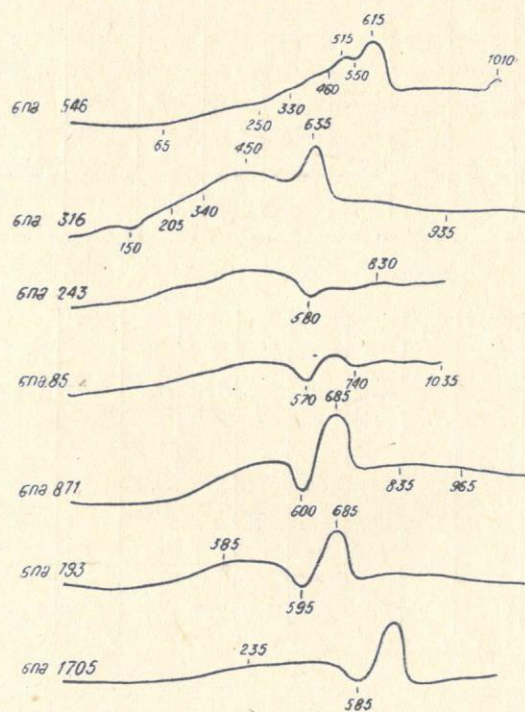


ნახ. 10. თიხაფიქლების სერიის დამახასიათებელი ნიმუშების პელიტური ფრაქციების ($< 0,001$) თერმოგრამები: 1705 თიხაფიქალი მდ. დომბრულას სათავიდან; 89 — პელიტიანი ქვიშაქვა; 85 — თიხაფიქალი; 316 — თიხაფიქალი; 314 — ქვიშაქვა (ყველა მამისონის ჭრილიდან); 546 — თიხაფიქალი ტალახიანის საბადოს მიდამოებიდან.

აღნიშნული მრუდების მიხედვით თიხის მინერალთა განსაზღვრა მნიშვნელოვან სიძნელეებთან არის დაკავშირებული და მხოლოდ მი-ახლოებით ხერხდება.

ჰიდროქარსებისათვის დამახასიათებელი პირველი ენდოთერმული დაბალტემპერატურული რეაქცია ამ მრუდებზე, ჩვეულებრივ, არ აღინიშნება; მხოლოდ რამდენიმე მათგანზე (№ 1705, 0,001, 546, 0,001 და 316) ჩანს სუსტი ენდოთერმული შეჩერება 100—150°-ის ინტერვალში. ორი ნიმუშის (№ 278, 1653) წონაკარგვის მრუდების მიხედვითაც ინტენსიური წყალკარგვა მხოლოდ 120—150°-ის ზევით იწყება. ა. კოსოვსკაის (1962) აზრით, დაბალტემპერატურული ენდო-

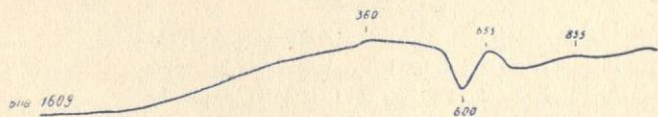
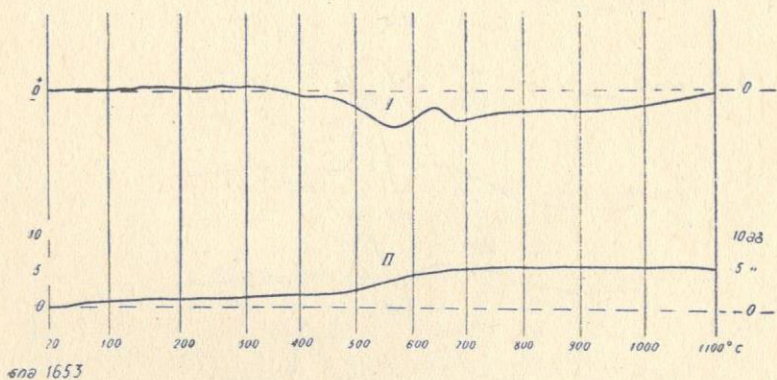
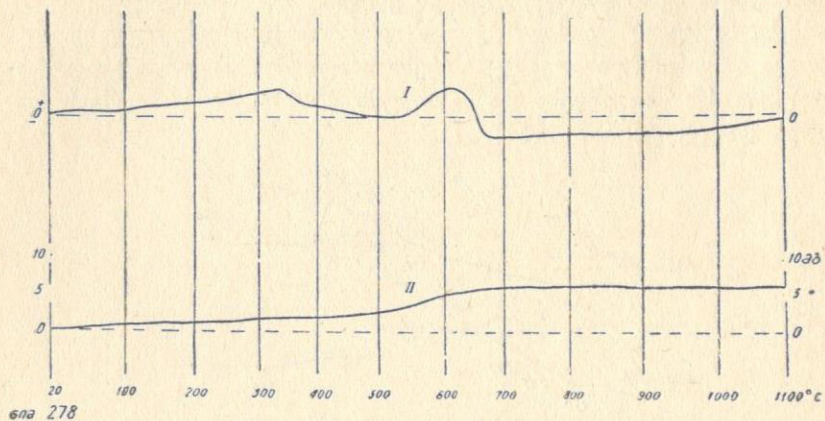
თერმული პიკის ინტენსივობის შესუსტება, ჰიდროქარსულ-ქლორიტული შედგენილობის არგულიტებში; მეტამორფიზმის ხარისხის ზრდით უნდა იყოს გამოწვეული. ეს ეფექტი არ ჩანს აგრეთვე ზემო რაქის ჰიდროთერმული ჰიდროქარსის დიფერენციალურ მრუდზე. წონაკარგვა ამ მინერალისათვისაც, ჩვენი ნიმუშების ანალოგიურად, დაახლოებით 120°-ზე იწყება და მაქსიმუმს 400°-ის ზევით აღწევს (სახაროვა და ცვეტკოვი, 1961).



ნახ. 11. თიხაფიქლების სერიის დამახასიათებელი ნიმუშების თერმოგრამები. 1705 — თიხაფიქალი მდ. დომბრულას სათავიდან; 793 და 871 თიხაფიქლები მდ. ზოფხითურას ხეობიდან; 85, 243 და 316 — თიხაფიქლები მამისონის ჭრილიდან; 546 — თიხაფიქალი ტალახიანის საბადოს მიდამოებიდან.

თითქმის ყველა ნიმუშის დიფერენციალურ მრუდზე გამოსახულია ეგზოთერმული ეფექტები ტემპერატურული მაქსიმუმით 350—450°-ის ინტერვალში, რაც ორგანული ნივთიერების და ნაწილობრივ სულფიდების დაჟანგვით უნდა იყოს გამოწვეული (ვიკულოვა, 1957). აღსანიშნავია, რომ ეს ეფექტი უფრო მკვეთრადაა გამოსახული ტა-

ლაზიანის ჰორიზონტის ნიმუშებში, ვიდრე ქვემდებარე წყებების თიხაფიქლებში.



ნახ. 12. თიხაფიქლების სერიის დამახასიათებელი ნიმუშების თერმოგრამები. ნომ. 1609 — თიხაფიქალი მდ. ლუხუნისწყლის ხეობის დიაბაზური ჰორიზონტიდან. ნომ. 1653 — თიხაფიქალი სორის წყებიდან; ნომ. 278 — თიხაფიქალი მამისონის უღელტეხილის მიდამოებიდან. I — დიფერენციალური თერმული მრუდი; II — წყალკარგვის მრუდი.

შესწავლილი ნიმუშების უმრავლესობა გვიჩვენებს ინტენსიურ ენდოთერმულ შეჩერებას 570—600°-ის ინტერვალში, რომელსაც უფ-

რო მაღალ ტემპერატურაზე (620—685°) ასევე მკვეთრი ეგზოთერმული ეფექტი მოჰყვება (ნომ. 1705, 793, 871, 85, 1653). ენდოთერმული ეფექტი გამოხატავს მაქსიმალურ წყალკარგვას და ამასთან დაკავშირებულ მინერალის სტრუქტურულ ცვლილებებს, ეგზოთერმული ეფექტი კი ორვალენტური რკინის სამვალენტუიანად დაქანგვის პროცესს უნდა შეესაბამებოდეს. აღსანიშნავია, რომ ეს ეფექტები თითქმის არ ჩანს იმ ნიმუშებში (546, 314), სადაც ქლორიტი მცირე რაოდენობით გვაქვს. ენდო- და ეგზოთერმული რეაქციების ამგვარი შეხამება აღნიშნულ ტემპერატურაზე დამახასიათებელია რკინიანი აფროსიდერიტ-ტიურინგიტული ჯგუფის ქლორიტებისათვის (ივანოვა, 1949), რომელთა დიფერენციალური მრუდები საერთოდ შეუძლებელია განსხვავდება სხვა ჯგუფის ქლორიტებისაგან. ვ. ივანოვას მიერ გამოკვლეულ აფროსიდერიტში ენდოთერმული რეაქცია 500°-ზე იწყება და მაქსიმუმს 583° აღწევს. ამასთან, ამ მინერალს, ტიურინგიტისგან განსხვავებით, მეორე, მაღალტემპერატურული (1010—1040°) ენდოთერმული რეაქცია აღარ ახასიათებს.

მეორე მხრივ, ანალოგიური ენდოთერმული პიკი აღინიშნება აგრეთვე ჰიდროქარსებისათვის (ვიკულოვა, 1957), ამიტომ ბუნებრივია, რომ ჩვენი ნიმუშების დიფერენციალურ მრუდებზე შენიშნული ენდოთერმული რეაქცია აფროსიდერიტის და მუსკოვიტის ტიპის ჰიდროქარსის თანაარსებობას დავუკავშიროთ. ტალახიანის ჰორიზონტის ნიმუშების (546, 314, 316) დიფერენციალურ მრუდებზე შენიშნული სუსტი ეგზოთერმული ეფექტი 985°-ზე შეიძლება აიხსნას ამ ქანებში კაოლინიტის არსებობით, რაც კარგად ეთანხმება რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის მონაცემებს.

თიხაფიქლების სერიის ქანთა ქიმიური დახასიათებისათვის რვა ნიმუშის პელიტური ფრაქციის სრული სილიკატური ანალიზი გვაქვს (ცხრ. 2). ამასთან, ორი ნიმუშისათვის (№ 316, 85) მთლიანი ქანის ანალიზებიც გვაქვს მოცემული. ქანისა და ფრაქციის ანალიზების ერთმანეთთან შედარებისას ირკვევა, რომ პელიტური ფრაქციები საგრძნობლადაა გამდიდრებული Al_2O_3 და K_2O და გაღარიბებული კვარცის და ალბიტის მინარევებით. FeO და MgO -ს შემცველობის მხრივ კი განსხვავება არ ჩანს.

თიხამიწისა ($Al_2O_3=18-30,7\%$) და კალიუმის ($K_2O=3-5,8\%$) მაღალი მნიშვნელობები ამ ქანებში ჰიდროქარსების შემცველობითაა გამოწვეული. ეს ელემენტები განსაკუთრებით მაღალია ($K_2O=9,6\%$, $Al_2O_3=34,94\%$) ფუძის ფორმაციის ფილიტისებურ ფიქლებში, რომლებიც თითქმის მთლიანად ჰიდროქარსებითა და სერიტიტით არიან წარმოდგენილი, ეს მოვლენა საერთოდ დამახასია-

პელიტური ფრაქციების ქიმიური ანალიზები

ქვედა- და შუაიურული თიხაფიქლების და

ანალიტიკოსი ვ. ბუვიანიშვილი

ნომრის №	ქანის სახელწოდება და აღების ადგილი	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
546	თიხაფიქალი; ტალახიანის უბანი, ტალახიანის პორიზონტი. J ₂ bt	52,07	0,37	25,48	5,56
316	თიხაფიქალი; მამისონი, ტალახიანის პორიზონტი. J ₂ bt	60,35	0,56	19,62	2,44
316	თიხაფიქალი; მამისონი, ტალახიანის პორიზონტი. (<0,001)	47,95	0,54	26,47	3,19
278	თიხაფიქალი (<0,01); მამისონი, ფურცელა ფიქლ. წყება J ₂ bj	54,88	0,54	22,03	3,37
241	თიხაფიქალი (<0,01); მამისონი, ფურცელა ფიქლ. წყება (10% HCl-ით დამუშავების შემდეგ)	65,52	1,43	20,74	0,29
85	თიხაფიქალი; მამისონი, ზოლიანი წყება J ₁ ²	55,76	0,42	22,42	1,93
85	თიხაფიქალი; მამისონი, ზოლიანი წყება (<0,001)	43,73	0,28	30,67	1,59
1105	თიხაფიქალი (<0,01); ბოდუერა, დიაბაზური პორიზონტი. J ₂ bj	59,23	0,48	18,02	4,58
1653	თიხაფიქალი (<0,01); ლუხუნისწყალი სორის წყების ქვ. ნაწილი. J ₁ ³	51,58	0,70	22,04	3,09
1844	თიხაფიქალი (<0,01); ლიხეთი, სორის წყების ქვ. ნაწილი. J ₁ ³	53,16	0,68	23,11	1,43
2520	ფილიტისებური ფიქალი; ზოფხითო, ბაზალური ფორმაცია.	46,8	0,80	34,94	0,44
—	ჰიდრომუსკოვიტი	50—55		25—33	

თებელია ფუძის ფორმაციის პელიტოლითებისა და ხვინჯკაქვა-ქვიშა-ქვების ცემენტისათვის.

ორვალენტიანი რკინისა და მაგნიუმის დიდი რაოდენობა ქლორიტის არსებობას უნდა მივაწეროთ. ამასთან FeO და MgO შეფარდე-

FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	სინესტი	ხურ. ნაკარგი	ჯამი	FeO/MgO
0,14	0,11	0,74	0,48	0,28	3,76	0,68	0,55	1,36	8,86	99,87	—
3,13	0,05	0,80	1,84	2,57	2,78	0,20	0,22	0,79	4,63	99,98	1,70
3,24	0,06	0,93	1,86	1,92	4,27	0,33	0,24	1,36	7,63	99,89	1,74
3,30	0,06	1,01	2,30	1,67	3,78	0,26	0,43	0,73	5,69	100,14	1,4
0,08	არა	0,18	0,07	1,67	4,09	0,10	0,15	0,94	4,81	100,07	—
5,16	0,12	0,98	2,23	1,03	3,87	0,21	0,38	0,40	4,90	99,81	2,3
5,11	0,10	0,93	2,45	0,83	5,78	0,24	0,29	1,36	6,36	99,72	2,1
2,41	0,38	1,01	2,31	1,67	3,56	0,26	0,39	1,01	4,91	100,22	1,0
7,15	0,15	1,07	2,84	0,87	2,99	0,33	0,58	0,55	6,07	100,01	2,5
4,74	0,05	0,87	2,54	1,02	4,38	0,33	0,66	0,71	6,40	100,08	1,8
0,63	0,01	0,24	0,39	0,45	9,6	—	0,07	0,24	4,64	99,25	1,6
					6—2				8—9		—

ბის მიხედვით, რომელიც ჩვეულებრივ, 1—2,5-ის ფარგლებში იცვლება (ცხრ. 2), საკვლევი ქანების ქლორიტები რკინიან და რკინა-მაგნეზიულურ ჯგუფებში თავსდება: რკინიან ჯგუფში საკვლევი მინერალი აფროსიდერიტს უახლოვდება (FeO:MgO=2,2), ხოლო

რკინა-მაგნეზიუმური — რეპიდოლიტის ($FeO:MgO=0,5-1,5$). თიხაფიქლის ერთ-ერთი ნიმუში (№ 241) გაანალიზებული იყო 10% HCl-ში ორსაათიანი დუღილით ქლორიტებში შემავალი რკინის და მაგნიუმის მოცილების შემდეგ. ტალახიანის ჰორიზონტის ერთ-ერთი ნიმუშის (546) ანალიზში FeO და MgO მცირე რაოდენობითაა, რაც კარგად აიხსნება ამ ქანში ქლორიტის უმნიშვნელო შემცველობით. ქიმიურ ანალიზებში ფიქსირებული ნატრიუმი ($Na_2O=0,9-1,9\%$) წვრილდისპერსიული, აუტიგენური ალბიტის შედგენილობაში უნდა შედიოდეს (ეს მინერალი დადგენილია რენტგენოსტრუქტურულად).

უნდა აღინიშნოს, რომ გაანალიზებული ნიმუშები თიხის მინერალთა კომპონენტების შემცველობის მხრივ საკმაო ერთფეროვნებას იჩენენ. დიაბაზური ჰორიზონტის (მდ. ბოდუურას ხევი) თიხაფიქალში Fe_2O_3 -ის და MnO შედარებით გაზრდილი რაოდენობა პორფირიტული ქანების გადარეცხვით უნდა აეხსნათ.

5. ქვედა- და შუაიურულ ნაღებებთან დაკავშირებული კონკრეციები და პირიტის გამოჩენა

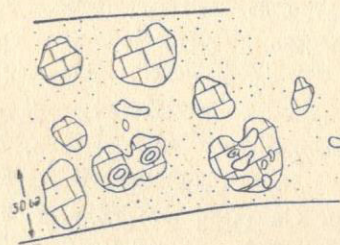
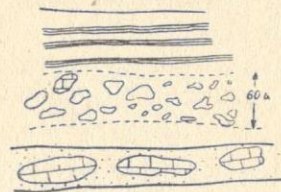
კონკრეციები მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება დიაბაზურ ჰორიზონტში და ზედალიაურ-ბაიოსური ასაკის ერთგვაროვანი თიხაფიქლების წყებაში. ტალახიანის ჰორიზონტი და სორის წყება კონკრეციების შედარებით ზომიერი შემცველობით ხასიათდება. ზოლიანი თიხაფიქლების წყება და აგრეთვე ლიასის ბაზალური დასტა კონკრეციებს პრაქტიკულად არ შეიცავს.

შედგენილობის მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ კონკრეციათა შემდეგი ტიპები: 1) კალციტური, 2) ანკერიტ-კალციტური, 3) სიდერიტული, 4) მარკაზიტ-პირიტული და 5) შერეული ტიპის კონკრეციები. აღინიშნება აგრეთვე, აუტიგენური კვარცით გამდიდრებული კონკრეციული წარმონაქმნები. შერეული ტიპის კონკრეციების აგებულებაში კი მონაწილეობს ქლორიტი.

კალციტ-ანკერიტული კონკრეციები განსაკუთრებით დამახასიათებელია სამხრეთი ზოლის დიაბაზური ჰორიზონტის სქელშრებებრივი გრაუვაკური ქვიშაქვებისათვის (ნახ. 13). შეინიშნება, რომ ამ კონკრეციების შემცველი ქანებისათვის კარბონატული მინერალების იგივე სახეებია დამახასიათებელი. სიდერიტული კონკრეციები უმთავრესად ერთგვაროვანი თიხაფიქლების დასტებს უკავშირდება. უკანასკნელი ზოგჯერ სეპტარიულ აგებულებას ამჟღავნებს.

როგორც ცნობილია (სტრაზოვი, 1962), კარბონატული კონკრეციების წარმოშობას მნიშვნელოვნად აპირობებს ორგანული ნივთიერების

გაზრწნის შედეგად მიღებული CO_2 -ის ინტენსიური მიგრაცია, რომელიც იწვევს Fe, Mg და Ca-ის კარბონატის წარმოქმნას დიაგენეტურ სტადიაზე. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ეს პროცესი შესაძლოა უფრო ძლიერი იყო გრაუვაკური შედგენილობის წყებებში, რომელთა აგებულებაში დიდი რაოდენობით მონაწილეობდა კალციუმის, რკინისა და მაგნიუმის შემცველი არამდგრადი სილიკატები (პიროქსენები, ფუქე პლაგიოკლაზები და სხვა). ალბათ ამიტომაც, რომ დიაბაზურ ჰორი-



ნახ. 13. ანკერიტ-კალციტური კონკრეციები მსხვილმარცვლოვან გრაუვაკურ ქვიშაქვებში; ზედა ნახაზის შუა ნაწილში — ფიქლების ჩანართებიანი ქვიშაქვა.

ზონტში ყველაზე დიდი რაოდენობისა და ზომის კონკრეცია და ლინხა აღინიშნება, რომლებიც ამავე დროს საკმაოდ მაღალი მინერალიზაციით ხასიათდებიან. რაც შეეხება ტალახიანის ჰორიზონტს, რომელშიც გრაუვაკური მასალა შედარებით უმნიშვნელოა, აქ კონკრეციებიც დაბალი მინერალიზაციით და მცირე ზომით ხასიათდება.

შერეული ტიპის კონკრეციებს შორის შესაძლებელი ხდება გამოყოფილი სიდერიტ-ქლორიტული, ქლორიტ-პირიტ-სიდერიტული, კვარც-სიდერიტ-ქლორიტული და ქლორიტ-სიდერიტ-კალციტური სახესხვაობები. ხშირად ეს მინერალები ზონალურადაა განლაგებული და ამის

გამოც კონკრეციები კონცენტრულ აგებულებას ამჟღავნებს. ამასთან, კონკრეციების ცენტრალურ ნაწილში, ჩვეულებრივ, ჭარბობს პირიტი (მარკაზიტი) ან კვარცი; სიდერიტი, კალციტი და ქლორიტი კი უფრო ხშირად პერიფერიულ ნაწილს აგებს. ყურადღებას იქცევს სიდერიტი, რომელიც, ზოგჯერ რომელიმე სხვა ნივთიერებით წარმოდგენილი, ძირითადი მასის ფონზე 0,2—0,05 მმ ზომის პორფირობლასტების მსგავს რომბოედრულ კრისტალებს ქმნის, ზოგჯერ კი იგი კალციტთან ერთად ქლორიტულ მასაში თავისებური სფერული ფორმის ფიგურებს იძლევა (სურ. 12).

კონკრეციებში ხშირად გვხვდება აგრეთვე ტერიგენული მასალის მინარევი; იშვიათად აღინიშნება შეცვლილი მიკროფაუნა და მცენარეული ნაშთები.

საკუთრივ კონკრეციებს გარდა, დიბაზურ და ტალახიანის ჰორიზონტებში ვხვდებით საკმაოდ გამწე კონკრეციულ შრელებს, რომლებიც ინტენსიურად არიან გამდიდრებული კარბონატებით.

თიხაფიქლების სერიის ზოგიერთი კონკრეციის სილიკატური ანალიზის შედეგები მოცემულია მე-3 ცხრილში. საინტერესოა კონკრეციების და მათი შემცველი ქანების ქიმიურ შედგენილობათა ერთმანეთთან შედარება. კონკრეციებში, როგორც წესი, მცირეა Al_2O_3 და TiO_2 -ის რაოდენობა. საგრძობლად ნაკლებია აგრეთვე Na_2O K_2O -ს რაოდენობა. სამაგიეროდ, კონკრეციებში, შემცველ ქანებთან შედარებით, SiO_2 -ის, Fe , MgO და CaO -ის რაოდენობა უფრო მაღალია, ცხადია, რომ Fe , Mg , Ca უკვე დიაგენეტურ სტადიაზე განიცდიდა მნიშვნელოვან გადანაწილებას. კალიუმის უმნიშვნელო როლი კონკრეციებში იმაზე მეტყველებს, რომ ამ ელემენტის შემცველი ალუმოსილიკატები (ოლიგოკლას-ანდეზინი, კალიშპატი, ბიოტიტი) გარდაქმნას უფრო გვიან—ეპიგენეტურ სტადიაზე განიცდის.

გარდა ზემოაღნიშნულისა, ზოგიერთ კონკრეციაში ყურადღებას იქცევს შემცველ ქანებთან შედარებით P_2O_5 და MnO -ს გაზრდილი რაოდენობა (ანალიზი № 303, 294, 885, 844).

დიაგენეტურ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება აგრეთვე პირიტი, რომელიც, როგორც უკვე ითქვა, განსაკუთრებით დიდი რაოდენობით აღინიშნება კონკრეციებით ლარიზოლიანი თიხაფიქლების წყებაში. როგორც ჩანს, ამ წყებისათვის დამახასიათებელი სწრაფი ნალექდაგროვების პირობებში დიაგენეზის პროცესი სრული არ იყო და მხოლოდ პირიტის კრისტალებმა მოასწრეს განვითარება (ტეოდოროვიჩი, პოხვისსენევა, 1964). პირიტი აქ საკმაოდ მოზრდილი, 1 სმ-მდე ზომის იდომორფული კრისტალებისა და გლობულების სახით გვხვდება ან ანაცვლებს ორგანული ნივთიერების ნაშთებს. პირიტის კრისტალთ

კიდებზე ხშირად ვითარდება ქლორიტით, სერიციტით, კვარცით ან ბოქვოვანი კვარცინით აგებული არშიები (სურ. 13).

პირიტიზირებული ზონების კავშირი თიხაფიქლებთან გამოწვეული უნდა იყოს პელიტოლოგიაში ორგანული ნივთიერების მაღალი შემცველობით. როგორც ცნობილია, სწორედ ორგანული ნივთიერება წარმოადგენს იმ ძირითად რედუცენტს, რომლის ზეგავლენით დიაგენეზის პროცესში ხორციელდება სამვალენტური რკინის გარდაქმნა პირიტულ რკინად, ხოლო ზღვის წყლიდან შთანქმეული სულფატ-იონისა — პირიტულ გოგირდად (სტრახოვი, 1962).

ამ უკანასკნელ საკითხთან დაკავშირებით საჭიროა აღინიშნოს, რომ არც პირიტის ცალკეული კრისტალებისა და არც სიდერიტული ან პირიტ-სიდერიტული კონკრეციების გაჩენა არ წარმოადგენს იმის უშუალო საბუთს, რომ ლიასური აუზის გოგირდწყალბადით მოწამულაზე გველაპარაკა.

როგორც ცნობილია, თანამედროვე შავ ზღვაში მრავალი ასეული მეტრის სიმძლავრის გოგირდწყალბადით მოწამული ფენიც კი სრულიად უმნიშვნელო გავლენას ახდენს სამვალენტური რკინის რედუქციის პროცესზე; ეს უკანასკნელი აქ საკუთრივ ნალექში არსებული ორგანული ნივთიერების ზეგავლენით ხორციელდება (სტრახოვი, 1962). სწორედ ამიტომ, ნორმული აერაციის მქონე და გოგირდწყალბადით მოწამული აუზთა ნალექები, ჩვეულებრივ, რკინის მინერალების მსგავსი პარაგენეზისით ხასიათდება. ამრიგად, მართებული ჩანს ი. კახაძის (1947) მიერ, ფაციესური და ფაუნისტური მონაცემების საფუძველზე, მიღებული დასკვნა, რომ ლიასურ აუზს ფართო კავშირი ჰქონდა თეტისთან და იგი გოგირდწყალბადით მოწამულას, თავის ძირითად ნაწილში, არ განიცდიდა.

6. პიროკლასტოლითები

ა. სპილიტური ტუფები

ეს ქანები გვხვდება იშვიათი, მცირე სიმძლავრის შრეების სახით დიბაზური ჰორიზონტის ქვედა ნაწილში; მდ. ბოდუურას ხევს ჭრილში ისინი შედარებით უფრო ხშირად აღინიშნებიან. ტუფები, ჩვეულებრივ მსხვილ- და საშუალოზსამიტურია, აგებული არიან პორფირიტების, მონოკლინური პიროქსენის, ალბიტისა და ეულკანური მინის ნატეხებისაგან (სურ. 14). პორფირიტები უმთავრესად ჰიალოპილიტური სტრუქტურით ხასიათდება, რომლებშიც მიკროლიტები წარმოდგენილი არის ალბიტით. პიროკლასტური მასალა საღია და

ნიმუშის №	ქანის სახელწოდება	აღების ადგილი და ასაკი	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
303	კვარცის კონკრ. სიდერიტის იშვი- ათი გამონაყოფებით	მამისონი	80,72	7,89	0,63
304	თიხაფიქალი	J ₂ bt	59,62	21,08	1,08
294	კონკრ. კალციტის და სიდერიტის გამონაყოფებით	მამისონი	48,26	5,95	6,50
293	თიხაფიქალი	J ₂ bj	62,36	17,62	4,21
514	კვარცის კონკრ. ქლორიტ-სიდერი- ტის გამონაყოფებით	ტალახიანი	80,88	6,40	0,71
515	სუსტად კარბონატული ქვიშაქვა	J ₂ bt	65,51	12,66	2,61
615	ქლორიტ-თიხური კონკრეტია სი- დერ. გამონაყოფებით	თათარსახლის-რუ	56,3	16,09	15,4
614	ალევერიტიანი თიხაფიქალი	J ₁ ³	56,38	23,14	0,50
885	თიხური კონკრეტია სიდერიტის გამონაყოფებით	ბოდურაშის ქედი	67,87	9,01	3,25
886	ქვიშაინ-ალევერიტიანი თიხაფიქალი	J ₁ ²	60,80	19,38	2,23
844	ქლორიტ-თიხური კონკრეტია	ბოდურაშის ქედი	62,80	10,45	2,80
845	პელიტიანი ალევროლითი	J ₁ ²	66,49	14,70	2,44
1627	კვარც-ქლორიტ- კონკრეტია	მდ. ლუხუნისწყალი	84,86	5,86	1,07
1626	ქვიშაინი თიხაფიქალი	J ₁ ³	55,50	15,98	2,62
1671	პირიტ. სიდერიტ. კონკრეტია	მდ. ლუხუნისწყალი	38,7	7,7	30,6
1672	თიხაფიქალი	J ₁ ³	54,2	20,58	7,52

FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	SO ₃	S	სინესტე	ხურ. ნაკარგი	ჯამი
2,70	0,22	0,28	0,02	2,21	0,93	0,42	0,50	კვალი	არა	არა	0,52	3,38	100,42
5,22	0,68	0,04	0,01	0,36	2,06	2,14	3,16	0,17	"	"	0,20	4,72	100,54
0,26	0,22	0,28	0,59	6,08	8,36	0,51	0,21	კვალი	"	"	0,02	13,12	99,36
1,26	0,70	0,14	0,01	0,64	1,14	2,92	3,50	0,19	"	"	0,25	5,25	100,19
5,74	0,15	0,06	0,37	0,97	1,30	0,50	0,40	არა	კვალი	კვალი	0,15	2,19	99,81
1,80	0,35	0,14	0,31	4,66	0,79	2,00	1,00	"	1,40	0,66	0,04	6,72	100,65
—	0,64	0,05	0,24	არა	4,06	2,55	0,45	—	—	0,09	0,26	4,34	100,41
5,54	0,99	0,03	0,06	0,18	2,10	1,60	4,20	—	—	—	0,54	4,26	99,51
8,82	0,30	0,15	1,22	2,05	3,15	0,50	კვალი	არა	არა	არა	0,15	3,61	100,08
4,68	0,77	0,10	0,18	0,80	2,18	1,00	3,70	"	კვალი	"	არა	4,00	99,82
2,78	0,28	0,14	0,46	1,49	3,74	კვალი	კვალი	"	0,99	0,40	0,17	3,65	100,15
5,58	0,62	0,14	0,17	1,38	1,83	1,00	2,20	"	არა	არა	0,20	3,14	99,89
2,16	0,17	0,09	0,11	0,64	0,64	1,15	2,10	"	კვალი	კვალი	0,15	1,09	100,09
3,42	0,57	0,10	0,17	5,80	2,04	1,70	2,60	"	არა	არა	0,11	9,41	100,37
—	0,22	0,07	0,44	0,57	3,86	0,25	0,4	—	—	9,11	0,26	17,3	100,37
—	0,94	0,11	0,18	0,65	1,51	1,6	3,8	—	—	0,19	0,62	8,36	100,24

ანალიზებში № 615, 1671, 1672 განსაზღვრულია მხოლოდ ჯამური რკინა.

კუთხედი; მხოლოდ ვულკანური მინის ნატეხები და შემაცემენტებული ტუფური მასები განიცდის ინტენსიურ გაქლორიტებას. გვხვდება კრისტალოკლასტური ტუფებიც, რომლებიც მხოლოდ ალბიტის კრისტალთა ნატეხებისაგან შედგებიან. ამ უკანასკნელთა ცემენტში, ქლო-

რიტის გარდა, აღინიშნება აგრეგატული კვარციტა და ალბიტით ჩანაცვლებული სფერული და სპიკულის ფორმის წარმონაქმნები.

მდ. ბოდურას ხევის ტუფის ქიმიური ანალიზი დიდ მსგავსებას იჩენს მდ. საკაურას ხეობის ბაიოსურის ასაკის სპილიტურ პორფირიტთან (ცხრილი 4). განსაკუთრებით აღსანიშნავია Na₂O საკმაოდ

მაღალი შემცველობა, რაც გამოწვეულია ორივე გაანალიზებულ ნიმუშში ალბიტის კრისტალთა არსებობით.

ცხრილი 4
(ანალიტიკოსი ქ. მთელიშვილი)

ქანგეულები	სპილიტური ტუფი ბოდუერას ხევი; „ლიბახური კორი- ზონტი“—J ₂ bj № 1103	სპილიტი საკაურას ხეობა. ბაიოსური ვალკანო- გენი სერიის ქვედა ნაწილიდან № 1288
SiO ₂	49,96	50,43
TiO ₂	0,98	0,95
Al ₂ O ₃	17,7	17,26
Fe ₂ O ₃	2,7	2,97
FeO	6,5	6,66
MnO	0,33	0,20
CaO	3,68	6,21
MgO	6,67	6,02
Na ₂ O	6,0	4,30
K ₂ O	0,25	0,65
P ₂ O ₅	—	0,16
SO ₃	0,18	0,14
სინესტი ხურ. ნაკ.	0,26	0,54
ჯ ა მ ი	4,62	2,86
	99,83	99,35

ბ. ალბიტოფირის და კვარციანი ალბიტოფირის ტუფები

ამ ქანებს შორის გაირჩევა პსამიტური, ალევრიტული და პელიტური სტრუქტურული ტიპები. პსამიტური ტუფები აგებულია ქანისა და კრისტალის ნატეხებისაგან, რომელთაც შეცვლილი ტუფური მასა აცემენტებს. პსამიტურ ტუფებში ქანის ნატეხების ზომა, ჩვეულებრივ, 0,4—2 მმ-ია, თუმცა ზოგიერთი ნატეხის ზომა 1—2 სმ-საც აღწევს. ნატეხები შემოღობილია და სფერული ფორმით ხასიათდება, ზოგი მათგანი კი ოვალურია; ამ უკანასკნელთა გრძელი ტერძი რელიქტურ შრეებრივობას ემთხვევა. ნატეხები პორფირულ ქანებს წარმოადგენს მიკროფელზიტური, სფეროლიტური და მიკროგრანოზოლასტური სტრუქტურის ძირითადი მასით. იგი უმთავრესად ალბიტის გამონაყოფებით არის აგებული, რომელთაც ზოგჯერ ქლორიტიც ახლავს. ფენოკრისტალები ზომით 0,2 მმ-დან 2 მმ-მდე წარმოდგენილია სუსტად გასერიციტებული ალბიტით.

ალბიტის კრისტალთა ნატეხები ($Ng' = 1,537 \pm 0,001$, $Np' = 1,529 \pm 0,001$) უწესო ან კუთხედი ფორმისაა და ფენოკრისტალების

მსგავსად სუსტ სერიციტიზაციას განიცდის. კვარცის ნატეხები ან სრულიად მომრგვალებულია (შემოღობილი) ან კუთხედი, ზოგი მათგანი კი უწესო სკელეტური ფორმით ხასიათდება (სურ. 15). ეს მინერალი, ჩვეულებრივ, ნორმულ ჩაქრობას ამჟღავნებს.

ალევრიტული ტუფები ძირითადად კრისტალკლასტურია, შედგება ალბიტის კრისტალებისაგან, რომლებიც ინტენსიურ ბლასტებს განიცდიან და ზოგჯერ ერწყმიან ცემენტის მასებს.

ტუფების ცემენტი ნატეხების ძირითადი მასისაგან ნაკლებ კრისტალურობით და შედარებით მუქი შეფერვით გამოირჩევა. თუმცა ზოგჯერ საზღვარი ნატეხებსა და ცემენტს შორის ძნელი შესამჩნევი ხდება. ცემენტი ძირითადად ალბიტის მეორადი, მიკროფელზიტური ან მიკროგრანოზოლასტური აგრეგატებით არის აგებული, რომელთა შორის ქლორიტის გამონაყოფებიც აღინიშნება. ცემენტის ზოგ უბანზე რელიქტური ტუფური სტრუქტურაც ჩანს, დამახასიათებელი გაკვარცხულ-გაალბიტებული ნამგლისებური აგრეგატებით. ცემენტში გვხვდება აგრეთვე აპატიტის 0,2 მმ-მდე ზომის კრისტალები და ზოგჯერ შეცვლილი ბიოტიტის ფირფიტები.

შემაცემენტებელ ტუფურ მასაში აღინიშნება ლეიკოქსენის ფანტლისებური ფორმის ლაქები და ბუდეები; უკანასკნელთა ცენტრში, ჩვეულებრივ, წარმოდგენილია ეპიდოტის, ცოიზიტის და სფენის მეორადი გამონაყოფები. პელიტურ ტუფებში კი ცალკეული ზოლები დაფარულია ლეიკოქსენის მასით, რაც მათ მუქ ფერს აძლევს და გარეგნულად თიხაფიქალს ამსგავსებს.

აღწერილ პიროკლასტოლითებს შორის ტუფიტური სახესხვაობებიც აღინიშნება; უკანასკნელი ტალღური კვარცის, კვარციტების და ფილიტების ნატეხებსაც შეიცავს, მათ ძირითად მასაში კი შემორჩენილია სერიციტ-ქლორიტული უბნები. ამგვარ ქანებში იშვითად პირიტის გამონაყოფებიც გვხვდება.

ტუფები გაკვეთილია კვარც-ქლორიტული, კვარც-ქლორიტ-ეპიდოტ-ციოიზიტური და პრენიტ-ეპიდოტ-ციოიზიტური შედგენილობის მიკროძარღვებით.

ზემოაღწერილი მკვავე ტუფების ქიმიური დახასიათებისათვის აქაქს შვიდი ნიმუშის სრული სილიკატური ანალიზი, რომელთა შედეგები მოცემულია მე-5 ცხრილში. აქვე მოტანილია მდ. საკაურას სეობის ზედალიასურ (?) ნალექებში არსებული ალბიტოფირული ტუფის ქიმიური ანალიზიც (№ 1512).

ქიმიურ ანალიზებში, პირველ ყოვლისა, ყურადღებას იქცევს SiO₂-ის (58—74%) და ტუტეების (4,4—8,1%) მაღალი შემცველობა; მასთან, Na ყოველთვის ჭარბობს K-ს. შედარებისათვის ცხრილში

მოცემულია აგრეთვე საშუალო კერატოფირის და კვარციანი კერატოფირის ქიმიური ანალიზები დელის მიხედვით. ირკვევა, რომ ზემო რაჭის ტუფების ზოგი წარმომადგენელი (№ 2453, 657A, 2528) ქიმიურად კვარციან კერატოფირს უახლოვდება, ზოგი კი (№ 2430, 245, 2451, 2452) მსგავსებას იჩენს დელის საშუალო კერატოფირთან. რამდენიმე ანალიზში CaO შედარებით გაზრდილი რაოდენობა ტუფებში ეპიდოტ-ციოზიტ-ლეიკოქსენის მეორადი წარმონაქმნების არ-

ცხრილი 5
(ანალიტიკოსი ც. კასრაძე)

კაგეულუბი	დომბრულა, ალბიტოფირის პსამიტური ტუფი	დომბრულა, ალბიტოფირის პსამიტური ტუფი	დომბრულა, კვარციანი ალბიტოფირის ალკე-როლიტური ტუფი	დომბრულა, კვარციანი ალბიტოფირის ალკე-როლიტური ტუფი	ზოფხითულა, კვარციანი ალბიტოფირის პელიტური ტუფი	ედენა, ალბიტოფირის პსამიტური ტუფი	მდ. საკურა, ალბიტოფირის პელიტური ტუფი	კერატოფირი, საშუალო; დელის მიხედვით	კვარციანი კერატოფირი, დელის მიხედვით
	2451	2452	2453	654	2528	2430	1512		
SiO ₂	63,77	66,10	73,9	73,82	73,07	57,97	68,66	61,51	75,45
Al ₂ O ₃	16,20	17,00	14,98	12,11	12,24	23,20	17,05	17,37	13,11
Fe ₂ O ₃	1,80	1,05	0,26	1,22	1,80	0,90	0,90	1,92	1,14
FeO	3,42	3,07	0,79	1,80	3,42	2,16	2,34	3,35	0,66
TiO ₂	0,70	0,50	0,50	0,45	0,48	0,80	0,25	0,45	0,17
MnO	0,10	0,08	0,01	0,07	0,03	0,10	0,14	0,01	0,19
CaO	2,44	2,96	1,76	4,22	1,57	3,77	0,77	1,26	0,83
MgO	0,98	0,56	0,39	0,83	2,00	0,90	1,33	1,08	0,34
P ₂ O ₅	0,23	4,18	0,18	არა	0,18	კვალი	0,08	0,08	0,04
Na ₂ O	4,30	4,80	3,45	4,60	4,40	4,20	7,20	5,23	5,88
K ₂ O	2,00	2,20	2,3	0,18	კვალი	3,90	არა	5,29	1,26
SO ₃	2,14	არა	—	არა	არა	არა	—	—	—
S	0,86	—	—	—	—	—	—	—	—
სინესტეზურ. ნაკარგი	0,20	0,01	0,10	0,29	0,24	0,24	არა	—	—
ჯამი	1,24	1,33	1,38	0,37	0,74	0,56	0,90	2,45	0,69
	100,29	99,84	99,95	99,98	100,14	99,88	99,49		

სებობით უნდა აიხსნას. ანალიზებში შემჩნეული სხვა უმნიშვნელო განსხვავებანი ალბათ გამოწვეულია იმით, რომ საანალიზო მასალა პიროკლასტურ ქანებს წარმოადგენდა და არა ლაფურ წარმონაქმნებს.

მსგავსი შედგენილობის ეფუზივები ანალოგიურ სტრატეგრაფიულ დონეზე მეზობელ რაიონებში შედარებით ფართოდაა გავრცელებული (მთიანი აფხაზეთი, სვანეთი, ოსეთი). ლ. ვარდანიანი (1935) მათ კერატოფირებს უწოდებს, ა. ლებედევი (1950) კი ამ ქანებს ალბიტოფირების სახელწოდებით აღწერს, თუმცა, ამასთან ერთად, ეს მკვლევარ-

რი ე. წ. „კალიუმის და ნატრიუმის კერატოფირებსაც“ აღნიშნავს. ა. ლებედევის მიხედვით მთიანი ოსეთის ალბიტოფირებში ტუტეების ჯამი არასოდეს არ აღემატება 6,5%, კერატოფირებში კი ეს სიდიდე უფრო მაღალია. ამასთან დაკავშირებით საჭიროა აღინიშნოს, რომ ტუტეების რაოდენობა არც ურალის ტიპურ კერატოფირებშია 6,5%-ზე მაღალი (ზავარიცი, 1946). ასე, რომ, კერატოფირებისა და ალბიტოფირების განსხვავება ამ ნიშნით არ შეიძლება დამაკმაყოფილებლად ჩაითვალოს. ა. ზავარიცის (1956) თანახმად ტერმინი ალბიტოფირი (ან კვარციანი ალბიტოფირი) კერატოფირისგან (კვარციანი კერატოფირისაგან) განსხვავებით უნდა ვიხმართ ისეთ შემთხვევებში, როდესაც ქანის გეოლოგიური ასოციაცია და ალბიტის ბუნება შედარებით გაურკვეველია.

როგორც აღწერიდან დავინახეთ, საკვლევი რაიონის მკავე პიროკლასტოლითები პეტროგრაფიულად და პეტროქიმიურად კერატოფირებს უახლოვდება, მაგრამ ამ ქანების შესახებ საკვლევ რაიონში არსებული საკმაოდ ღარიბი ფაქტობრივი მასალა ამგვარი განსაზღვრისათვის არ იძლევა საკმარის საფუძველს. ამიტომ, უფრო მიზანშეწონილია ეს ქანები ალბიტოფირებს და კვარციან ალბიტოფირებს მივაკუთვნოთ.

IV. ჰმედა- და შუაიურული ნალექების ძირითადი ანტეცედენტი მინერალები

აქცესორული მინერალები შესწავლილი გვაქვს როგორც გამჭვირვალე შლიფებში, ისე მძიმე ფრაქციის პრეპარატებში. ამ უკანასკნელთა მისაღებად გამოყენებული იყო დანაყილი ნიმუშების 0,1—0,01 მმ ზომის ფრაქციები, რომლებიც შემდეგ გაიყო 2,83 ხვედრითი წონის მძიმე სითხეებით¹. როგორც მოხალოდნელი იყო, მძიმე ფრაქციის რაოდენობა მაღალი აღმოჩნდა ქვიშაქვებში და ალევროლითებში, პელიტოლითები კი, უმეტეს შემთხვევაში, ამ ფრაქციის უმნიშვნელო შემცველობით ხასიათდება.

ცალკეული მინერალების პროცენტული რაოდენობის გამოანგარიშებისას გამორიცხული იყო პირიტის და ქლორიტის აუტიგენი წარმონაქმნები. ტურმალინისათვის აუტიგენი და ტერიგენი მარცვლები ცალ-ცალკე იქნა დათვლილი. გარდა ამისა, ფუძის ფორმაციის ქანთა მძიმე ფრაქციებიდან გამორიცხულია აუტიგენური ეპიდოტის, ციოზიტის და ლეიკოქსენ-სვენის რაოდენობა, ზოლიანი წყების ქვედა ნაწილის ზოგიერთი ქვიშაქვიდან კი — ორი უცნობი აუტიგენური

¹ მძიმე ფრაქციების გამოყოფა ჩატარეს ა. ლატარის და მ. კაიშაურმა.

მინერალი. ამგვარი მიდგომა უფრო რეალურს ხდის ტერიგენი აქცე-
სორული მინერალების განაწილებას როგორც ქანთა ტიპების, ისე
ჭრილების მიხედვით და, ამასთან, აადვილებს მათ გამოყენებას პალე-
ოგეოგრაფიული მიზნებისათვის.

1. ცირკონი

ცირკონი მეტად დამახასიათებელია თიხაფიქლების სერიის ყვე-
ლა ქანისათვის. ამ მინერალის მაქსიმალური რაოდენობა — 50—
55% აღინიშნება ალევროლითებისა და ქვიშაქვების მძიმე ფრაქციებ-
ში. თიხაფიქლებში კი მისი შემცველობა 5—8%-მდე იკლებს.

შესწავლილ ცირკონებს შორის გაბატონებულია იდიომორფული
კრისტალები — კარგად განვითარებული პრიზმული და დიპირამიდუ-
ლი წიბოებით (სურ. 16, 1—5). მათ შორის ზომიერად წაგრძელებ-
ულ პრიზმული კრისტალები ჭარბობს იზომეტრულს. შედარებით იშ-
ვიათია გრძელპრიზმული ჰაბიტუსის ცირკონი სიგანის შეფარდებ-
ით სიგრძესთან — 1:4.

ცირკონი, ჩვეულებრივ, უფეროა, მაგრამ ზოგჯერ ვხვდებით მუ-
რაფერის სახესხვაობებსაც, რომლებიც ვიწრო-ზონალურ აგებუ-
ლებას ამჟღავნებენ. შესწავლილი ქანებისათვის საერთოდ ზონალური
ცირკონი ნაკლებ დამახასიათებელია და იგი ამ მინერალის საერთო
რაოდენობის მხოლოდ 2—4% შეადგენს, ზოგჯერ კი უფრო ნაკლებიც
არის. ცირკონის მარცვლებში ხშირად აღინიშნება წვრილი ჩანართე-
ბი წარმოდგენილი რუტილით, აპატიტი, თვით ცირკონითვე ან სხვა
აღიაგნოსტური მცირე ზომის კრისტალებითა და ნაწილაკებით.
ცირკონის ზოგიერთ მარცვალზე შეინიშნება იარისებური ჩაღრ-
მავებები (სურ. 16: 3—4). დამახასიათებელი მუხლისებური
მრჩობლები იშვიათად გვხვდება, სამაგიეროდ ხშირად აღინიშნება
თავისებური, პრიზმული წახნაგებით „მიზრდილი“ ინდივიდები (სურ.
16: 6—8).

ცირკონის იდიომორფულ კრისტალებთან ერთად, შესწავლილ ჭრი-
ლების მთელ სიმძლავრეზე, აღინიშნება აგრეთვე სხვადასხვა ხარისხით
დამრგვალებული მარცვლები (სურ. 16: 14—17), რომლებიც ქვი-
შაქვებში ცირკონის საერთო რაოდენობის 10—15% შეადგენენ, იშ-
ვიათ შემთხვევაში კი ჭარბობს კიდევ იდიომორფულს. დამრგვალებ-
ულ მარცვლებს შორის, ჩვეულებრივ, ორი სახესხვაობა აღინიშნება:
1) ნაწილობრივ დამრგვალებული — რამდენადმე მობლაგვებული კუ-
თხეებით და 2) მთლიანად დამრგვალებული — სფერული ან კვერცხისე-

ბური ფორმის. ამასთან შესწავლილ ჭრილში პირველი სახესხვაობა
ჭარბობს მეორეს.

როგორც ცნობილია, ცირკონი გამოფიტვის და გადატანის პრო-
ცესებში ძლიერ მდგრადი მინერალია, ამიტომ დანალექ ქანებში მისი
დამრგვალებული მარცვლების არსებობას, ჩვეულებრივ, მრავალჯერა-
დი გადალექვის მოვლენით ხსნიან. მაგრამ, ამგვარი დასკვნის გამო-
ტანის დროს საჭიროა მხედველობაში გვექონდეს ის გარემოება, რომ
ცირკონის სფერული (კიდებშემოლოდობილი?) მარცვლები კრისტა-
ლურ ქანებშიც აღინიშნება, ამიტომ მართებულად მიუთითებს ა. კო-
სოვსკაია (1962), დანალექ ქანებში დამრგვალებული ცირკონის აღწე-
რისას აუცილებელია სხვა კომპონენტების (მაგალითად, კვარცია) და-
მუშავების ხარისხიც იყოს გათვალისწინებული. როგორც ზემოთ იყო
ნათქვამი, შესწავლილ ქანებში მრავალჯერ გადალექილი კვარცის და-
მაჯერებლად დადგენა არ ხერხდება. მიუხედავად ამისა, სხვადასხვა
ხარისხით დამრგვალებული ცირკონის საკმაო რაოდენობით არსებობა
თიხაფიქლების სერიის მთელ სიმძლავრეზე გვაფიქრებინებს, რომ მისი
დიდი ნაწილი იურტლისწინა დანალექი ფორმაციებიდან უნდა იყოს
გადმოლექილი. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ უნდა მეტყველებდეს
აგრეთვე შესწავლილი ქანების მძიმე ფრაქციებში ტურმალინის და
ზოგიერთი სხვა მდგრადი მინერალის დარგვალებული კრისტალებიც.

განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს აუტიგენური
ცირკონი, თუმცა მისი ამგვარი გენეზისი ყოველთვის როდია და-
მაჯერებლად ახსნილი. როგორც ცნობილია (პეტიჟონი 1949, პრეობ-
რაქენსკი 1940, ავაჩი 1961, კოსოვსკაია 1962), ჩვეულებრივ, აუტი-
გენურად მიიჩნევენ ცირკონის მცირე ზომის პირამიდული და უწესო
ფორმის კრისტალებს, რომლებიც ტერიგენული მარცვლის პრიზმულ
წახნაგებზე სხედან. ამგვარი წარმონაქმნები ჩვენ მიერ შესწავლილ
ნალექებშიც გვხვდება, სადაც ცირკონის ერთ და იმავე მარცვალზე
ზოგჯერ პირამიდული და უწესო (ფარფლისებური) ფორმის ახლადწარ-
მოქმნილი გამონაყოფებია განვითარებული (სურ. 16: 10—13).

მამისონის ჭრილის ზედა ნაწილის ძლიერ თიხიანი წვრილმარცვ-
ლოვანი ქვიშაქვის ცემენტში წარმოდგენილია ცირკონის ტერიგენული
მარცვლი ზომით 0,08×0,05 მმ. კრისტალს კარგად ემჩნევა ნაწილობ-
რივი მომრგვალება. ერთ-ერთ მომრგვალებულ პირამიდულ ბოლო-
ზე განვითარებულია საკმაოდ მოზრდილი ორთავა იდიომორფული პი-
რამიდული ფორმის აუტიგენური დანაზარდი (სურ. 16: 10), რომე-
ლიც გამოირჩევა ტერიგენული მარცვლისაგან მურა შეფერვით, შედა-
რებით დაბალი რელიეფით და ოდნავ ნაკლები ორმაგი გარდატეხით
(აუტიგენური წარმონაქმნის მურაფერი შესაძლოა თიხური მასების

მინარევითაა გამოწვეული). ტერიგენი და აუტიგენი ცირკონის ოპტიკური ორიენტაცია ერთნაირია. საჭიროა აღინიშნოს, რომ ეს შლიფი საერთოდ მდიდარია აუტიგენი მინერალებით.

აუტიგენური ცირკონის ორთავა პირამიდება, განვითარებულს ტერიგენულ მარცვალზე, აღწერს ა. კოსოვსკაია ვერხოიანის ქედის ტრიალულ ქვიშაქვებში. მაგრამ, ჩვენი ცირკონისგან განსხვავებით, იქ აუტიგენური ცირკონი ტერიგენულთან შედარებით უფრო გამჭვირვალეა და სუფთა. ვფიქრობთ, რომ ტერიგენი მარცვლისა და აუტიგენური დანაზარდის განსხვავებული ოპტიკური თვისებები მათი სხვადასხვა გენეზისის მაჩვენებელი უნდა იყოს.

2. ტურმალინი

შესწავლილ ქანებში ტერიგენული ტურმალინი აუტიგენურთან შედარებით მცირე რაოდენობით (3%-მდე) გვხვდება და უმთავრესად ქვიშაქვებსა და ალევროლითებს უკავშირდება. ტერიგენული ტურმალინი წარმოდგენილია პრიზმული ან უწყესო ფორმის ნატეხებით ან დამუშავებული მარცვლების სახით (სურ. 17: 1—4, 7, 8). აღნიშნული ფორმის კრისტალებს ახასიათებთ მუქი-ბოთლისებრმწვანე, მოლურჯო-რუხი ან მურა-მომწვანო შეფერვა და მკაფიო პლეოქროიზმი. გარდატეხის მაჩვენებელი: $Nm = 1,662 \pm 0,001$; $Np = 1,639 \pm 0,001$; $Nm - Np = 0,022$; ჩანართები იშვიათია და წარმოდგენილია რუტილით ან ცირკონის წვრილი მარცვლებით. გარდა ამისა, ზოგიერთ კრისტალზე აღინიშნება C ღერძის პარალელური შტრიხები. უწყესო ფორმის ნატეხები ხშირად წაგრძელებულია Nm-ის მიმართ.

ტურმალინის ზოგიერთ მარცვალს საკმაოდ ძლიერი დამუშავება ემჩნევა, რის გამო კრისტალის ფორმა ოვალურს უახლოვდება. ტერიგენ მარცვლებზე იშვიათად შეინიშნება ტურმალინისვე აუტიგენი დანაზარდი (სურ. 17: 5, 6), უკანასკნელი ზოგჯერ პირამიდის ადგილას ვითარდება, ზოგჯერ კი ფარფლისებურად არის მიზრდილი პრიზმულ წიბოზე.

აუტიგენური ტურმალინი უმთავრესად მთლიანი კრისტალების სახით გვხვდება მინერალი, ჩვეულებრივ მოგრძო ჰემიმორფულ პრიზმებს იძლევა; პრიზმები ერთ მხარეს ტრიგონალური პირამიდით ბოლოვდება, მეორე მხარე კი განუვითარებელია და სავარცხლის ან ხერხისმაგვარად არის შეჭრილი (სურ. 17: 10, 13, 14). იშვიათად კრისტალებზე აღინიშნება პირამიდული დაბოლოების მოპირისპირე მონოედრის წახნაგი, ტურმალინის ზოგი კრისტალი კი ორივე მხარეს მონოედრის წახნაგით ბოლოვდება (სურ. 17: 9, 11, 12). ამგ-

ვარი კრისტალების სიგრძე 0,02—0,08 მმ-ია, იშვიათად კი 0,10—0,14 მმ-საც აღწევს. სივანის შეფარდება სიგრძესთან 1:4—1:6 ან უფრო მეტსაც უდრის. ზოგჯერ აუტიგენური ტურმალინის მოკლებრიზმული კრისტალებიც აღინიშნება.

აუტიგენი ტურმალინი Nm-ღერძის გასწვრივ მოყვითალო ან მურა მწვანეა, Np-ზე კი იგი ან სრულიად უფეროა, ან შეფერილია სუსტად იმავე ფერებში. გვხვდება პოლიქრომული კრისტალებიც. ტერიგენი მარცვლებისგან განსხვავებით, აუტიგენურ ტურმალინს შედარებით სუსტი პლეოქროიზმი ახასიათებს. კრისტალების ჩაქრობა სწორია, წაგრძელება — უარყოფითი. C ღერძის პარალელური დაშტრიხვა არ შეინიშნება, სამაგიეროდ ხშირად გვხვდება გარდიგარდმო განწყვრებული და დეფორმირებული კრისტალები. შლიფებში ყურადღებას იქცევს ტურმალინის სკელეტური, განუვითარებელი წარმონაქმნები (სურ. 17: 19). ამგვარი „დამახინჯებული“ ფორმები, როგორც ცნობილია, მეტაკრისტალებისათვისაა დამახასიათებელი (ბეტხენინი, გენკინი და სხვ., 1958).

აუტიგენური ტურმალინის გარდატეხის მაჩვენებლებია: $Nm = 1,649 - 1,652$; $Np = 1,626 - 1,629$; $Nm - Np = 0,020 - 0,023$. ამ ოპტიკური კონსტანტებით და ზემოთ ჩამოთვლილი ნიშნების მიხედვით (ფერი, პლეოქროიზმის ხასიათი, ვერტიკალური შტრიხების უქონლობა) აღწერილი ტურმალინი დრავიტს უახლოვდება.

განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს ჩანართები, რომლებიც წარმოდგენილი არიან წერტილოვანი, წაგრძელებული ან უწყესო ფორმის განახშირებული ნაწილაკებით. ძალიან ხშირად ტურმალინის კრისტალები გაჭედულია ამგვარი ჩანართებით. ზოგჯერ განახშირებულ ნაწილაკებს ხაზობრივი განლაგება ახასიათებს C ღერძის პარალელურად. ამგვარი კრისტალების ბაზალურ კვეთებში ჩანართები კონკენტრულადაა გაწყობილი (სურ. 17: 17). ჩანართებს შორის აღინიშნება გარეთვე პირიტი, თიხოვანი მასები და სხვა ადიაგნოსტური ნაწილაკები.

აღსანიშნავია, რომ ჩანართებიანი ტურმალინი ხშირად უშუალოდ უკავშირდება ქანში არსებულ განახშირებულ და გაპირიტებულ ორგანულ ნაშთებს: კრისტალები ან მთლიანადაა გახვეული მადნეულ-ორგანულ მასებში ან „ჩაფლული“ ბოლოებით (სურ. 17: 16). ამასთან ტურმალინის მარცვლებში შენიშნული ჩანართები გარემომცველ მასებთან სრულ მსგავსებას იჩენს.

ალევროლითებში და ქვიშაქვებში გვხვდება ტურმალინის გრძელ-პრიზმული კრისტალები, რომლებიც ერთ მხარეს კარგად განვითარებული პირამიდით ბოლოვდებიან, მეორე მხრიდან კი დაზრდილი

არიან კვარცის ან პლაგიოკლაზის ტერიგენულ მარცვალზე და მასთან შეხებაში აშკარა ქსენომორფიზმს ამჟღავნებენ (სურ. 17: 15, 18, 20).

ტურმალინის კრისტალთა დამოკიდებულება მიკროშრეებრივობასთან ან მიკროფიქლებრივობასთან გარკვეულ კანონზომიერებას არ ვკიჩვენებს: ამ მინერალის წაგრძელებული პრიზმები, ჩვეულებრივ, ირიბადაა განლაგებული მათ მიმართ, თუმცა პარალელური განწყობის მაგალითებიც აღინიშნება. მაგრამ არც ერთ შემთხვევაში, სხვა ტერიგენული მარცვლებისაგან განსხვავებით, არ შეინიშნება ტურმალინის კრისტალთა კოროზია ქლორიტულ-ჰიდროქსიდული მასებით.

ამრიგად, თიხაფიქლების შლიფებში შეხვედრილი ტურმალინის კრისტალების გრძელპრიზმული ჰაბიტუსი, მკაფიოდ გამოხატული წიბოები, გარემომცველი თიხოვან-ნახშიროვანი მასების იდენტური ჩანართები, ქსენომორფიზმი ტერიგენული კვარცის მიმართ და მეტაკრისტალებისათვის დამახასიათებელი უწყესო ფორმის წარმონაქმნები მიუთითებენ, რომ ამგვარი ტურმალინი აუტიგენური გზით უნდა იყოს წარმოშობილი.

ტურმალინის ანალოგიურ გენეზისს მრავალი მკვლევარი მიიჩნევს შესაძლებლად (პეტეჟონი, 1949; პრეობრაჟენსკი, 1940, სერდიუჩენკო, 1956; ბაბაევი, 1957; ავაჩი, 1961; ლაპინსკაია, 1963; შენგელია, 1963, ბერიძე, 1965). მათ შეხედულებაა, ტურმალინის კრისტალთა მორფოლოგიური თავისებურებების გარდა, საფუძვლად უდევს, ვ. გოლდშმიდტის და კ. პეტერსის- (1932) მონაცემები, რომელთა მიხედვით დადგინდა ბორის გაზრდილი რაოდენობა დანალექ ქანებში, განსაკუთრებით კი თიხებში. ამასთან, იმ დროს არსებული შეხედულების საწინააღმდეგოდ გამოიჩვენა, რომ ბორის წყაროა დანალექი ქანებისათვის წარმოადგენს არა ბორის შემცველი ტერიგენული მინერალები და ვულკანურ აქტივობასთან დაკავშირებული პოსტმაგური ხსნარები. არამედ ზღვის წყალი და ორგანული ნივთიერება, რომლებიც ჟღერს ნალექებს ამ ელემენტით (გოლდშმიდტი და პეტერსი, 1932; ვინოგრადოვი, 1935). ასე მაგალითად, ვ. გოლდშმიდტის (1954) და ა. ვინოგრადოვის (1935) მონაცემებით ბორის საშუალო შემცველობა ზღვის წყალში $4.5 \cdot 10^{-4}\%$ შეადგენს, ხოლო წყალმცენარეთა ნაცარში ბორის რაოდენობა 0,1—1%-ია, ზოგჯერ კი 3—5%-ც.

საჭიროა ხაზი გაესვას იმ გარემოებასაც, რომ აუტიგენური ტურმალინის კრისტალები არ ამჟღავნებს არავითარ კანონზომიერ კავშირს თიხაფიქლების სერიაში განვითარებულ ჰიდროთერმულად შეცვლილ ზონებთან და პირიქით ყოველთვის მიილტვის ორგანული ნივთიერებით მდიდარ თიხური მასებისაკენ.

უნდა შევნიშნოთ, რომ როგორც სხვა მკვლევარების, ისე ჩვენი უმთავრესად ემპირიული ხასიათის საბუთები ტურმალინის აუტიგენურ წარმოშობას სრული დამაჯერებლობით ვერ წარმოგვიდგენს, თუ ეს საკითხი დეტალურად არ იქნა გაშუქებული თერმოდინამიკური თვალსაზრისით. ამგვარი კვლევის დროს შესწავლილი ტურმალინი, როგორც საკმაოდ სუსტად მეტამორფული დანალექი სერიის მინერალი, განსაკუთრებით საყურადღებო ობიექტს უნდა წარმოადგენდეს. მით უფრო, რომ შემოადგენილი კრისტალები ტურმალინის ჯგუფის ყველაზე დაბალტემპერატურულ სახესხვაობას — დრავიტს მიეკუთვნება.

დასასრულ, საჭიროა აღინიშნოს, რომ ტურმალინის მაღალი შემცველობა კავკასიონის სხვა რაიონების ქვედა-და შუაიურული ასაკის თიხაფიქლებშიც (გროსგეიმი, 1961), ალბათ, აუტიგენური კრისტალების ფართო გავრცელებითაა გამოწვეული. ეს გარემოება გათვალისწინებული უნდა იყოს ამ მინერალთა გამოყენების დროს პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციებისათვის.

3. რუტილი

ტერიგენული რუტილი ასპიდური სერიის ყველა ტიპის ქანში აღინიშნება, მაგრამ მისი რაოდენობა მაღალი არ არის: ქვიშაქვებში რუტილის შემცველობა 5—8% აღწევს, თიხაფიქლებში კი — 1—3% ან უფრო ნაკლებს.

რუტილი წარმოდგენილია უმთავრესად პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალებით; ტეტრაგონალური ბიპირამიდის წიბოები ან მომრგვალებულა, ან სუსტადაა განვითარებული. ხშირია მუხლისებური მრჩობლები. რუტილის მარცვლები ბრჭყვილა ყვითელი ფერისაა და ხასიათდება სუსტი პლეოქროიზმით. პრიზმული კრისტალები ჩვეულებრივ დაშტრიხულია C ღერძის პარალელურად, ზოგჯერ კი ირიბი — პირამიდის პარალელური შტრიხებიც აღინიშნება (სურ. 18: 1,2). ინტერფერენცია მაღალია, ჩაქრობა სწორი, წაგრძელება დადებითი.

ტერიგენული რუტილისათვის დამახასიათებელია გაუმჭვირვალე, მოწაგო-მურაფერის კიდებები. ზოგჯერ რუტილის კრისტალი თითქმის მთლიანად მურაფერისაა, ისე რომ პლექრონიზმი და პოლარიზაცია ძნელად თუ შეინიშნება. რუტილს ჩვეულებრივ დამუშავების სუსტი კვალი ემჩნევა, იშვიათად კი მთლიანად დამრგვალებული მარცვლებიც გვხვდება. შლიფებში რუტილის ტერიგენულ მარცვლებზე საკმაოდ ხშირად აღინიშნება მეორადი, ფესვისებური გამონაზარდები (სურ. 18: 3—5).

გარდა ამისა, შესწავლილ შლიფებში ყურადღებას იქცევს ქლორიტის და სერიციტის აშკარად ტერიგენულ ფირფიტებზე განვითარებული რუტილის ნემსისებური ან თმისებური გამონაყოფები (სურ. 18: 22—23). ძნელია თქმა, ამგვარი საგენიტები თიხაფიქლებში გაჩნდა ტერიგენული ბიოტიტის შეცვლის შედეგად, თუ ქლორიტიანი ფიქლებიდანაა გადმოლექილი. სხვა შემთხვევაში რუტილის წვრილი ნემსები და ზოგჯერ საკმაოდ მოზრდილი (0,07 მმ) კრისტალები უკავშირდება თიხურ მასაში კუთხედ ან მომრგვალებული ფორმის უბნებს, წარმოდგენილს თეთრი ფერის დაბალინტერფერენციული ნივთიერებით (კაოლინიტი). ამგვარ უბნებში რუტილის ნემსები ზოგჯერ რადიალური აგებულების მცირე ზომის სფეროლიტებს ქმნის.

ასპიდური სერიის პელიტოლითებში ფართო გავრცელებით სარგებლობს აუტიგენური რუტილი, წარმოდგენილი ძლიერ წვრილი (0,002—0,01 მმ), ნემსისებური კრისტალებით; იგი, ჩვეულებრივ, არ გვხვდება ალევროლითებში და ქვიშაქვებში. ფიქლების თიხურ მასაში რუტილი ზოგჯერ ქმნის საკმაოდ მჭიდრო საგენიტისებურ ბადეს, რომელიც ერთი შეხედვით ეფუზივების მიკროლიტურ სტრუქტურას მოგვაგონებს (სურ. 19). რუტილის წვრილი ნემსები უფროა და მოზრდილ კრისტალებთან შედარებით დაბალი ინტერფერენციით ხასიათდება. ხშირად ამგვარ „მიკროლიტურ“ ფონზე გამოირჩევა უფრო მსხვილი (0,01—0,08 მმ) კრისტალებიც კარგად გამოხატული ვერტიკალური შტრიხებით, სუსტი პლექრონიზმით ღია ყვითელ ბრჭყვიალა ფერებში და მალალი ინტერფერენციით (სურ. 18: 10—13). ამგვარი კრისტალების პრიზმული წიბოები მკვეთრია, ბიპირამიდის ადგილას კი განვითარებულია სავარცხლისებურად შეჭრილი უსწორო ბოლოები. ზოგ უბნებში რუტილის ნემსები ერთმანეთშია მჭიდროდ გადახლართული და იზოლირებულ მურგვისებრ წარმონაქმნებს იძლევა. სხვა შემთხვევაში რუტილის წვრილი ნემსები ვითარდება ლეიკოქსენის გამონაყოფებისაგან გვირგვინისებური გამონაზარდების სახით. ამგვარი წარმონაქმნების ზომა ზოგჯერ 0,1—0,2 მმ-ს აღწევს. რუტილის როგორც წვრილ, ისე მოზრდილ კრის-

ტალთა შორის აღინიშნება დამახასიათებელი მუხლისებური მრჩობლები (სურ. 18: 6—9).

თიხურ მასაში რუტილის კრისტალებთან ერთად ფართო განვითარებით სარგებლობს აგრეთვე შავი ფერის, გაუმჭვირვალე ნემსისებრი წარმონაქმნები. ამგვარი „კრისტალები“, გ. ჩიხრაძის გადმოცემით, „სამეფო წყლით“ ზემოქმედებისას იხსნება, მაშინ როდესაც რუტილის „ნამდვილი“ კრისტალები გაუხსნელი რჩება. ეს გაუმჭვირვალე ნემსები წარმოდგენს ტიტანოგრანულ შენაერთს, განახშირებულ ორგანიკას თუ რაიმე სხვას, — ჭერჯეობით გაურკვეველი რჩება.

რუტილის განაწილება თიხაფიქლებში გარკვეული თავისებურებით ხასიათდება: ნემსისებრი რუტილი, ჩვეულებრივ, წარმოდგენილია ქვიშა-ალევრიტული მინარევებით ღარიბ და ამასთან ერთგვაროვან თიხაფიქლების მძლავრ დასტებში. ისეთ თიხაფიქლებში კი, რომლებიც რეგულარულად მორიგეობენ ქვიშაქვებთან და ალევროლითებთან რუტილი ან არ გვხვდება, ან უმნიშვნელო რაოდენობით აღინიშნება.

განაწილების ამგვარი ხასიათი ამ მინერალს ერთგვარ კორელატურ მნიშვნელობას ანიჭებს: რუტილი, ჩვეულებრივ, არ გვხვდება ასპიდური სერიის ბაზალურ და მის მომდევნო ზოლიან წყებებში (უკანასკნელში იგი ფიქსირებულია მხოლოდ შედარებით ერთგვაროვანი თიხაფიქლების დასტებში). იგი განსაკუთრებით დამახასიათებელია ფურცელა თიხაფიქლების მძლავრი დასტებისათვის, რომლებიც ზოლიან წყებას აგრძელებენ სტრატეგრაფულად ზევით და, თავის მხრივ, იფარებიან ტალახიანის პორიზონტის ქვიშაქვებითა და თიხაფიქლებით (რუტილის ნემსისებურ კრისტალებზე დაკვირვება უფრო მოახერხებელია ისეთ შლიფებში, რომლებიც ფიქლებრივობის პარალელურად არიან დამზადებული).

ამრიგად, რუტილის ნემსისებური გამონაყოფების განვითარება ერთგვაროვან თიხაფიქლებში, მისი მნიშვნელოვანი რაოდენობა, თასაბარი და ორიენტირებული განლაგება თიხურ მასაში, ცალკეულ კრისტალთა საღი და იდიომორფული ჰაბიტუსი — ამ მინერალს აუტიგენურ გენეზისზე მეტყველებს. მაგრამ, რუტილის ამგვარი გენეზისის დასაბუთებისას ბუნებრივად დგება შემდეგი საკითხები:

1. რა გზით ხდებოდა თიხაფიქლების გამდიდრება ტიტანით და
2. რომელი ფაქტორები უწყობდა ხელს ნემსისებური რუტილის მასიურ განვითარებას.

ცნობილია, რომ თიხები უფრო მდიდარია ტიტანით, ვიდრე ალევროლითები და ქვიშაქვები (ვინოგრადოვი და რონოვი, 1956). ამასთან, ხაზგასმით აღინიშნება, რომ ტიტანის გაზრდილი კლარკი (0,47)

თიხებში არ შეიძლება მიგველო მყავე ინტრუზივების მინერალთა უშუალო დაშლით. მყავე ინტრუზივებში ტიტანის დაბალი შემცველობა (0,23), რასაკვირველია, შესაძლოა ნაწილობრივ კონპენსირებულიყო ფუძე ქანებით (კლარკი 0,9), მაგრამ მათი რაოდენობა კრისტალურ მასივებში, ჩვეულებრივ, უმნიშვნელოა. ამიტომ საგულისხმოა, რომ ბევრი მკვლევარი (ხმელიოვსკაია და სხვა, 1948; სერდიუჩენკო, 1956; რენგარტენი, 1956; ჩეჩელაშვილი, 1956) ტიტანის წყაროდ დანალექი ქანებისათვის ამ ელემენტის შემცველ ორგანულ ნივთიერებასაც ასახელებს. ამასთან დაკავშირებით საკმარისია აღინიშნოს, რომ ტიტანი ძალიან ხშირად შედის წყალმცენარეებში და სხვა პლანქტონურ ორგანიზმებში (ვინოგრადოვი, 1935); ასე, მაგალითად, ბარენცის ზღვის წყალმცენარეთა ნაცარში ტიტანის რაოდენობა იცვლება $1,6 \cdot 10^{-3}$ -დან $7,2 \cdot 10^{-3}$ %-მდე. ამგვარი დასკვნა უფრო მართებული ჩანს, რადგან უმრავლეს შემთხვევაში აღინიშნება ტიტანის მინერალთა უშუალო კავშირი ორგანულ ნაშთებთან (რენგარტენი, 1956; ჩეჩელაშვილი, 1958).

ნ. სტრახოვის (1954) მიხედვით, ზღვიურ აუზთა თიხურ ნალექებში ორგანული ნივთიერება უმთავრესად სწორედ მცენარეული პლანქტონის კვდომის ხარჯზე ჩნდება. მთის რაჰის თიხაფიქლები მდიდარია ორგანიკით როგორც წვრილდისპერსული მურა მასის, ისე ცალკეული განახშირებული ნაშთების სახით. ამიტომ, ტიტანის წყაროდ ამ ქანებისათვის, ტერიგენულის გარდა, ტიტანის შემცველი პლანქტონური ორგანიზმებიც უნდა მივიჩნიოთ. ამგვარი დაშვება დასტურდება თიხაფიქლებში ტიტანის საკმაოდ გაზრდილი შემცველობით: TiO_2 -ის საშუალო რაოდენობა ამ ქანებში 0,8%-ია (30 ქიმიური ანალიზის მიხედვით). ასე რომ, საკვლევი რაიონის თიხაფიქლებში ტიტანის რაოდენობა უდრის ან აღემატება კლარკულ რიცხვს (0,47).

მეორე მხრივ, იურული ნალექების მინერალური შედგენილობის საფუძველზე შეაძლებელია დავუშვათ, რომ ასპიდური სერიის მკვებავი სუბსტრატი ძირითადად მყავე ქანებით იყო აგებული. ამ გარემოების გამო ძნელია ჩვენი რაიონის თიხაფიქლებში ტიტანის მაღალი შემცველობის ახსნა სუბსტრატის ქანების უშუალო გადარეცხვით. რასაკვირველია, ძნელი დასაშვებია აგრეთვე ლიასურია წინ და შემდეგ ლიასურში ტიტანით გამდიდრებული მძლავრი გამოფიტვის ქერქის არსებობა, რომელიც უწყვეტლევ მოამარაგებდა იურულ აუზს ამ ელემენტის დიდი პორციებით.

ყოველივე ამის გამო, თიხაფიქლებში ტიტანის მაღალი პროცენტის ასახსნელად ბუნებრივია მივმართოთ არა თუ ორგანულ წყაროს, არამედ შესაძლებლად მივიჩნიოთ აგრეთვე ტიტანის მოტანა ამ ელემენტით მდიდარ მეტამორფიზებულ დანალექ და ვულკანოგენურ-და-

ნალექი წყებებიდანაც. მაგრამ, გარდა ამისა, ჩატარებული ქიმიური ანალიზებიდან ჩანს, რომ ტიტანის შემცველობა რუტილიან და ურუტილო თიხაფიქლებში დაახლოებით თანაბარია, ამიტომ მართებულია დავასკვნათ, რომ ამ მინერალის წარმოშობისათვის ტიტანის მაღალი შემცველობა განმსაზღვრელ ფაქტორს არ წარმოადგენდა. ასევე არ შეიძლება რუტილის ნემსისებური კრისტალების მასიურ განვითარებაში გადამწყვეტი როლი მივაკუთვნოთ გეოქიმიურ გარემოს, რადგან როგორც pH-ის, ისე „შრეთაშიგნითა გახსნის“ ინტენსივობის მხრივ რუტილიანი და ურუტილო თიხაფიქლების დასტები დაახლოებით მსგავს პირობებში იმყოფებოდა.

თუ მოვიგონებთ, რომ რუტილი უკავშირდება უმთავრესად ერთგვაროვანი თიხაფიქლების დასტებს და მისი ნემსისებური კრისტალების ორიენტირებულადაა განლაგებული ფიქლებრივობის (შრებრივობის) სიბრტყეში, ბუნებრივია ამ მინერალის შერჩევით კრისტალიზაცია მექანიკურ პირობებსაც დაუკავშიროთ. კერძოდ, უნდა ვიფიქროთ, რომ გაზრდილი წნევის დროს ერთგვაროვანი თიხაფიქლების დასტებში მასების პლასტიკური დინების პროცესი უთუოდ ხელშემწყობი იყო ამ მინერალის გაჩენისათვის.

როგორც ცნობილია, ტიტანის მინერალების ჯგუფში რუტილი ხასიათდება კრისტალური მესრის ყველაზე მჭიდრო აგებულებითა და ბუნებრივ გარდაქმნებში იგი გვევლინება როგორც ყველაზე მდგრადი, საბოლოო პროდუქტი (ბეტენტინი, 1956; რამლორი, 1962; პეტიჯონი, 1949). ამიტომ გასაგებია, რომ ამგვარ „დაძაბულ“ მექანიკურ გარემოში განვითარდა სწორედ რუტილი, ანატაზთან და ბრუკიტთან შედარებით უფრო მჭიდრო და მარტივი კრისტალური სტრუქტურის მქონე მინერალი.

რუტილის ამგვარი გენეზისის დასაბუთებისას საჭიროა პაუხი გავცეთ აგრეთვე კითხვას: როგორ დამოკიდებულებაშია რუტილიანი ფიქლები ასპიდური სერიის ქანებში ფართოდ გავრცელებულ დიამაზურ სხეულებთან და ჰიდროთერმული მინერალიზაციის ზონებთან. ჩვენი დაკვირვებით კონტაქტურ ქანებში რუტილის კრისტალები, ჩვეულებრივ, არ აღინიშნება (ზოგიერთ კონტაქტურ ქანში ვხვდებით ანატაზის კრისტალებს). აუტიგენური რუტილი არც სხვა ჰიდროთერმული ზონების მიმართ ამჟღავნებს გენეტურ კავშირს. ზოგიერთ შემთხვევაში, კიდევ რომ დავუშვათ ჰიდროთერმების გავლენა რუტილის გენეზისზე, ცხადია მათი როლი „შრეთაშიგნითა გახსნის“ პროცესის მხოლოდ გაცხოველებით შემოიფარგლებოდა, ძირითად ფაქტორს კი მაინც საწყის მეტამორფიზმთან დაკავშირებული მოვლენები წარმოადგენს.

ნ. მ. ბერიძე

4. ანატაზი

შესწავლილ ქანებში ეს მინერალი მცირე გავრცელებით სარგებლობს: მისი რაოდენობა 1—4%-ია, ზოგჯერ კი უფრო ნაკლებიც. იგი წარმოდგენილია დიპირამიდული და პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალებით (სურ. 18: 14, 15, 16); ხშირია აგრეთვე დამახასიათებელი იზომეტრული, ბაზალურთან მიასლოებული კვეთებიც (სურ. 18: 17—20). დიპირამიდული ანატაზი, ჩვეულებრივ, მოცისფრო-მონაცრისფროა და პლეოქროიზმს თითქმის უფეროდე. ამგვარ კრისტალებს ახასიათებს ჰორიზონტული შტრიხები და ზოგჯერ წაკვეთილი პირამიდული ბოლოები. ანატაზის პრიზმული კრისტალები მურა-ყვითელი ფერისაა და მალალი ინტერფერენციით ხასიათდება. ზოგი მათგანი გამოირჩევა ვერტიკალური დაშტრიხვით და მოლურჯო-იისფერი ინტერფერენციით (სურ. 18: 14). კვადრატული ფორმის კრისტალებიც ხშირად მალალი ფერებით ხასიათდება; სრულიად იზოტროპული ბაზალური კვეთები იშვიათად აღინიშნება.

ანატაზის ზოგი იზომეტრული კრისტალი თავისებურ მრჩობლურ აგებულებას ამჟღავნებს: დიაგონალური მიმართულების მრჩობლის ხაზის ძაფთა ბადესთან შეთავსებისას ორივე ინდივიდი თანაბრად და განათებული და სიმეტრიულად ქრება ($\angle 25-26^\circ$). ინდივიდებში განვითარებულია ერთმანეთის საწინააღმდეგო მიმართულების შტრიხები (სურ. 18: 21).

ანატაზის კრისტალებს ახასიათებს სქელი, გაუმჭვირვალე, ზოგჯერ დაკბილული კიდეები. ხშირად ასეთ მარცვლებზე აღინიშნება მურა-ფერის ლაქები, ზოგიერთი კრისტალი კი შეცვლის გამო მთლიანად მურაფერისაა.

აღწერილი კრისტალების გარდა შესწავლილ შლიფებში ანატაზის აშკარად აუტიგენური მარცვლებიც აღინიშნება. ეს უკანასკნელი რუტილთან და ლეიკოქსენის უწყსო გამონაყოფებთან ერთად უკავშირდება ჰიდროქსისის (სერიციტის) და ქლორიტის ტერიგენულ ფირფიტებს (სურ. 18: 24—27).

განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს თიხურ მასებში განვითარებული ექოდისებური წარმონაქმნები. ამგვარი მიკროექოდების ფორმა ოვალურია, ზოგჯერ კუთხედი ბოლოებით; ზომა 0,2 მმ აღწევს. ექოდის კედლები შიგნიდან „მოჭედლილი“ ანატაზის წვრილი კრისტალებით, ცენტრალური ნაწილი კი ამოვსებულია უფრო დაბალინტერფერენციული ნივთიერებით (კაოლინიტი), რომელშიც შეინიშნება ანატაზისა და ლეიკოქსენის შედარებით მოზრდილი გამონაყოფები (სურ. 18: 29). ექოდის კიდეებზე და ზოგჯერ მის შიგნითაც აღინიშნება კუ-

თხედი ფორმის ორგანული ნივთიერების რელიქტები, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ამგვარი ექოდები ორგანული ნაშთების დაშლის ხარჯზეა გაჩენილი (სურ. 18: 25). საყურადღებოა, რომ პარაგენეტული კავშირი ტიტანის აუტიგენურ მინერალებსა და ტურმალინს შორის, შენიშნული თიხურ მასებში (იხ. რუტილი) და აღწერილი სხვა მკვლევრების მიერაც (იაკოვლევა, 1953; ბაბაევი, 1957), კარგად ჩანს ექოდისებურ წარმონაქმნებშიც: აღწერილი მიკროექოდების ცენტრში ანატაზის მარცვლებთან ერთად ზოგჯერ წარმოდგენილია ტურმალინის ერთეული, იდიომორფული, ორგანული ჩანარებით მდიდარი კრისტალები (სურ. 18: 28, 29).

5. აპატიტი

აპატიტი დამახასიათებელი მინერალია შესწავლილი ქანების მძიმე ფრაქციებისათვის. ცირკონის მსგავსად მისი მალალი შემცველობა (15—18%) ქვიშაქვებში და ალვეროლითებში აღინიშნება, სხვა ქანებში კი ამ მინერალის რაოდენობა 2—6% არ აღემატება. ხშირია იზომეტრული და უმნიშვნელო წაგრძელებული მარცვლები (სურ. 20: 1,3), იშვიათად კი გრძელპრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალებიც გვხვდება.

ჩანარების მიხედვით აპატიტის კრისტალთა შორის გამოიყოფა: 1) სრულიად სუფთა, 2) რუხჩანარებიანი და 3) მურაფერის ჩანარების შემცველი სახესხვაობები; უკანასკნელი სხვებთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება.

მურაფერის აპატიტში ჩანარები ძლიერ წვრილია და მჭიდრო განლაგებით ხასიათდება. ამგვარი კრისტალები, ჩვეულებრივ, ზომიერ პლეოქროიზმს ამჟღავნებს და ხშირად C ღერძის პარალელური დაშტრიხვით ხასიათდება (სურ. 20: 1—14). იშვიათად აპატიტის მარცვლებზე C ღერძის მართობი შტრიხებიც აღინიშნება. ზოგჯერ ჩანარები აპატიტის კრისტალის ცენტრშია თავმოყრილი, კიდეები კი სრულიად სუფთაა და რეგენერირებულის შთაბეჭდილებას ტოვებს (სურ. 20: 12). ზემოაღწერილი აპატიტის დედაქანებს მყავე და საშუალო ეფუზივები უნდა წარმოადგენდეს (ლუჩიცი, 1938).

მურაფერის სახესხვაობისგან განსხვავებით, აპატიტის მეორე ტიპში ჩანარები შედარებით მოზრდილია, მოშავო-რუხიფერისაა და უფრო მეჩხერი განლაგებით ხასიათდება (სურ. 20: 4, 15, 16). ზოგჯერ ჩანარებს წაგრძელებული, ჩხირისებური ფორმა აქვს და C ღერძის პარალელურადაა გაწყობილი. პლეოქროიზმი და დაშტრიხვა ამგვარ კრისტალებს არ ახასიათებს. აპატიტის ოპტიკური კონსტანტებია: $N_m = 1,628-1,629$; $N_p = 1,623-1,624$; $N_m - N_p = 0,004-0,006$.

გვხვდება ამ მინერალის ექვსკუთხა იზოტროპული (ბაზალური) კვებითები.

აპატიტს საკმაოდ ხშირად ემჩნევა დამუშავების ნიშნები, რაც მის ნაწილობრივ დამრგვალებას გამოიხატება (სურ. 20: 5, 10), მთლიანად დამრგვალებული (სფერული) კრისტალები შედარებით იშვიათია. გარდა ამისა, ამ მინერალისათვის მეტად დამახასიათებელია კოროზიული არშიები; უკანასკნელი თხუთური (ქლორიტულ-ჰიდროქარსული) მასების ზემოქმედების შედეგადაა გაჩენილი (სურ. 20: 6—9).

ასპიდური სერიის ქანებში აპატიტის კრისტალთა დიდი რაოდენობა და მუდმივი თანაარსებობა ცირკონის, რუტილითა და ტურმალინის ასოციაციაში, ამ მინერალის მაღალ მდგრადობაზე უნდა მიუთითებდეს პოსტგედიმენტურ პროცესებში; თუმცა მდგრადობის რიგში იგი ამ მინერალების შემდეგ უნდა მოთავსდეს. აპატიტის მდგრადობის შესახებ ანალოგიური შეხედულება აქვთ გამოთქმული ფ. პეტრიჯონს (1949) და ჰ. ვიზენედერს (1953). ზოგი მკვლევარის მონაცემებით კი სიღრმული ეპიგენეზის დროს აპატიტი არამდგრადი ხდება (კოსოვსკაია, 1962).

6. კორუნდი

შესწავლილ ფრაქციებში ეს მინერალი უმნიშვნელო გავრცელებით სარგებლობს (1—2% და უფრო ნაკლები), მაგრამ ზოგიერთ ქანში (მაგალითად, კვაიშურას ხევის ჭრილი) მისი რაოდენობა მძიმე ფრაქციის 4—10%-ს აღწევს.

კორუნდი წარმოდგენილია უმთავრესად არასწორი ფორმის, ნიჟარისებური მონატეხისა და ბასრი კიდეების მქონე მარცვლებით (სურ. 20: 17—22). იგი, ჩვეულებრივ, უფეროა, თუმცა ცენტრში ხშირად, სუსტად მომწვანო ან მოყვითალო შეფერვით ხასიათდება. ზოგიერთ კრისტალს, ალბათ რკინის ჰიდროქსანგის მინარევის გამო, მურაფერი გადაჰკრავს. კორუნდის მარცვლებზე იშვიათად აღინიშნება მუქი ბოთლისებრ-მწვანე ან მომწვანო-შაბიამნისფერი პლეოქროული უბნები (ლაქები), რაც ამ მინერალში ქრომის შემცველობით უნდა იყოს გამოწვეული (ლუჩიცი, 1938). ზოგიერთი კრისტალი შეიცავს შავიფერის ჩანართებს.

კორუნდი კონოსკოპში ერთღერძიანი მინერალის გამოსახულებას და უარყოფით ნიშანს გვიჩვენებს. მისი ოპტიკური კონსტანტები: $N_p > 1,754$ -ზე, ხოლო $N_m' = 1,766 \pm 0,002$. ორმაგი გარდატეხის ძალა არ უნდა აღემატებოდეს 0,009—0,011.

ყურადღებას იქცევს კორუნდის ზოგიერთ კრისტალზე განვითარებული თავისებური წვრილი სკულპტურული ხაზები; ამგვარი „საფეხურიანებური“ ზედაპირები მინერალის შეცვლის (გახსნის) შედეგს უნდა წარმოადგენდეს.

კავკასიონის კრისტალურ სუბსტრატში კორუნდი აღნიშნული არ არის. ასპიდური სერიის ქანებში კორუნდის შემცველობა გვაფიქრებინებს, რომ მათი მკვებავი სუბსტრატის აგებულებაში ამ მინერალის შემცველი კრისტალური ქანებიც მონაწილეობდა.

7. გრანატი

გრანატი ასპიდური სერიის ქანებში იშვიათია და ლოკალურად გვხვდება ერთეული მარცვლების სახით. მხოლოდ რამდენიმე ნიმუშში აღინიშნება მისი შედარებით გაზრდილი რაოდენობა (5—6%). ასეთ შემთხვევაში მინერალის ყველა მარცვალი ერთი ტიპისაა.

გრანატი უმთავრესად წარმოდგენილია დამახასიათებელი არასწორი ფორმის, ზოგჯერ დაკბილული კიდეების მქონე, ყვითელიფერის, იზოტროპული მარცვლებით. მისი ზედაპირი ამ მინერალისათვის დამახასიათებელი ფიგურებით არის დაფარული, ზოგჯერ შეინიშნება საფეხურისებური სკულპტურული წარმონაქმნებიც (სურ. 21: 1—2).

8. დისტენი

დისტენი მხოლოდ ერთეულ ფრაქციებში იყო შენიშნული და მისი რაოდენობა ყოველთვის 1%-ზე ნაკლებია. იგი წარმოდგენილია პრიზმული ჰაბიტუსის, მაღალი რელიეფის მქონე კრისტალებით ($n > 1,698$ და $n < 1,754$). დისტენის მარცვლები უფეროა, თუმცა ზოგჯერ მათგანი ამჟღავნებს ძლიერ სუსტ პლეოქროიზმს ღია მოყვითალო-მომწვანოდან უფერომდე. პრიზმული კრისტალები ხასიათდება ჩაქრობის მცირე კუთხით (5—6°); ინტერფერენცია დაბალია (ნაცრისფერი და მოყვითალო ნაცრისფერი); იშვიათად შეინიშნება დამახასიათებელი ტყეჩადობა და მრჩობლებიც. კონოსკოპში დისტენი ორღერძიანი მინერალის ცუდად გამოსახულ ფიგურას იძლევა. დისტენის ზოგ მარცვალზე შეიმჩნევა საფეხურისებური იერის „ამოჭმის“ ფიგურები (სურ. 21: 23).

9. ქლორიტოიდი

ეს მინერალი ასპიდური სერიის ქანებში უმნიშვნელო რაოდენობით (1—2% ან უფრო ნაკლები) აღინიშნება. იგი გვხვდება კარგი ტყეჩადობის მქონე კრისტალების სახით (სურ. 21: 2—4). ხშირად რა-

მდენიმე ფირფიტა ერთმანეთზე ისეა განლაგებული, რომ თვითეული მათგანი მეორით, მხოლოდ ნაწილობრივ, არის დაფარული. ზოგიერთი ფირფიტის ზედაპირი დანაპრალიანებულია. ქლორიტოიდი, ჩვეულებრივ, მომწვანო-მოცისფროა და პლეოქროირებს მოყვითალო-მომწვანომდე Np -ზე. დამახასიათებელია მადნეული ან სხვა წვრილკრისტალური ადიაგნოსტური ჩანარები, უკანასკნელთა შორის ზოგჯერ გაირჩევა ცირკონის შედარებით მოზრდილი მარცვლები. ქლორიტოიდი ხასიათდება დაბალი, მომწვანო-მოლურჯო ანთმალური ინტერფერენციით; $n > 1,700$ და $n < 1,754$ -ზე.

V. ძვედა- და უშაიურული ნალექების ლითოგენეზის ზოგი საკითხი

1. ქვიშაქვების და თიხაფიქლების ტერიგენ და აუტიგენ მინერალთა ასოციაციები და მათი შესაძლო დედაქანები

როგორც ზემომოყვანილი პეტროგრაფიული მონაცემებიდან ჩანს, თიხაფიქლების სერიის პსამიტოლითებს შორის, შედგენილობის მიხედვით, ორი ძირითადი ჯგუფი გაირჩევა. პირველ მათგანში განმსაზღვრელს არკოზული მასალა წარმოადგენს, მეორეში კი — გრაუვაკური. ამასთან, ორივე ჯგუფის წარმომადგენელი, ტიპურ არკოზებთან და გრაუვაკებთან შედარებით, საკმაოდ მარტივი მინერალური შედგენილობით ხასიათდება.

პირველი ჯგუფის პსამიტოლითები უმთავრესად ოლიგომიქტურ-კვარციან შედგენილობას ამჟღავნებს, თუმცა შეინიშნება გადასვლები, ერთი მხრივ, მონომინერალურ-კვარციტისებურ და, მეორე მხრივ, პოლიმიქტურ არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვებისაკენ. პსამიტოლითების მეორე ძირითად ჯგუფში გრაუვაკური ქვიშაქვებისათვის დამახასიათებელი კომპონენტები — ფუქე პლაგიოკლაზი და პიროქსენი, იშვიათი გამონაკლისის გარდა, საღ მდგომარეობაში არ გვხვდება; სამაგიეროდ ფართოდაა გავრცელებული მათი შეცვლის პროდუქტები — კალციტი, ანკერიტი, ქლორიტი და სხვა. არკოზული და გრაუვაკური მასალა ქვიშაქვებში ხშირად შერეული სახითაც გვხვდება, მაგრამ, ამასთან ერთად, ყოველთვის შენარჩუნებულია რომელიმე მათგანის წამყვანი როლი.

ამრიგად, საბოლოო ჯამში, თიხაფიქლების სერიის პსამიტოლითების ძირითად ქანმანაშენ ტერიგენულ მინერალთა ასოციაციას კვარცი, ალბიტი, ოლიგოკლაზ-ალბიტი, მუსკოვიტი და მცირე რაოდენობით — კალიშპატი შეადგენს.

თიხაფიქლების სერიის აქცესორულ მინერალთა შორის რაოდენობრივად გაბატონებულია ცირკონი, ტურმალინი, აპატიტი და რუტილი. ხშირად მძიმე ფრაქციის ტერიგენი ნაწილი მთლიანად ამ მინერალებითაა წარმოდგენილი. შედარებით ნაკლები გავრცელებით სარგებლობს ანატაზი, კორუნდი და ქლორიტოიდი; საკმაოდ იშვიათად გვხვდება გრანატი და დისტენი. ამგვარი მინერალური ასოციაციით ხასიათდება, როგორც ოლიგომიქტურ-კვარციანი და არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვები, ისე მათთან მორიგეობაში მყოფი ალევროლითები და პელიტოლითები.

განსაკუთრებით ღარიბია აქცესორებით გრაუვაკური ქვიშაქვების ჯგუფი; მხოლოდ კვარციან-გრაუვაკურ სახესხვაობაში გვხვდება ზემოაღნიშნული მინერალური ასოციაციის ესა თუ ის მცირე ნაწილი.

საინტერესოა, რომ ასპიდური სერიის ქანებში აუტიგენურ წარმონაქმნებს ის მინერალები შეადგენს, რომლებიც ამავე დროს უმთავრესი ქანთმანაშენი ან დამახასიათებელი აქცესორული კომპონენტებია. ასე, მაგალითად, საკმაოდ ხშირია კვარცის და ალბიტის ტერიგენ მარცვალთა ბლასტეზი და რეგენერაცია. ხშირი მოვლენაა აგრეთვე ბიოტიტის ტერიგენი ფირფიტების ჩანაცვლება სერიციტ-მუსკოვიტით და სხვა. აქცესორულ მინერალთა შორის საკმაოდ ფართოდაა გავრცელებული ტურმალინის და რუტილის აუტიგენური წარმონაქმნები როგორც დამოუკიდებელი კრისტალების, ისე დანაზარდების სახით; აუტიგენი დანაზარდები ახასიათებს აგრეთვე ცირკონს. აღსანიშნავია, რომ ისეთი, შედარებით ნაკლებ გავრცელებული მინერალი, როგორცაა კალიშპატი, აუტიგენურ წარმონაქმნებს არ იძლევა.

პელიტოლითების და ქვიშაქვების ცემენტის ძირითადი თიხის მინერალებია ჰიდროქარსი და ქლორიტი. ჰიდროქარსი ყოველთვის დიოქტაედრულია (მუსკოვიტის ტიპი) და, ჩვეულებრივ, გაბატონებულია რაოდენობრივად. განსაკუთრებით მაღალია ქარსის შემცველობა ბაზალური წყების ქანებში, სადაც იგი ამავე დროს მეტი კრისტალურობითაც გამოირჩევა. ქლორიტი უმთავრესად ტრიოქტაედრულია და რკინიან ტიპს — აფროსიდერიტს ან რკინა-მაგნეზიალურს — რეპიდოლიტს მიეკუთვნება. როგორც რენტგენულ-სტრუქტურული მონაცემებიდან ჩანს, ზოგიერთ თიხაფიქალში დიოქტაედრული, ალუმინიანი ქლორიტიც უნდა გვქონდეს.

ქვიშაქვების და ალევროლითების ცემენტში ქლორიტი ზოგჯერ გაბატონებული კომპონენტია, ზოგიერთ თიხაფიქალში კი მისი რაოდენობა უმნიშვნელოა. აღნიშნული თიხური მინერალების გარდა ტა-

ლახიანის ჰორიზონტის ქანებში ე. წ. „მოუწესრიგებელი“ კაოლინიტიც გვხვდება.

ზემოთ მოცემულ მოკლე დახასიათებასთან ერთად უნდა ისიც აღვნიშნოთ, რომ თითოეულ ასოციაციაში მინერალური სახეების რიცხვი საკმაოდ მცირეა, ცალკეულ სახეთა რაოდენობა კი — დიდი. ასე, მაგალითად, ქანმაშენი მინერალები ძირითადად წარმოდგენილია კვარციით, მყავე პლაგიოკლაზით, მუსკოვიტით და იშვიათად კალიშპატით. აქცესორულ მინერალთა ასოციაციას ძირითადად ცირკონი, ტურმალინი, რუტილი და აპატიტი ქმნის; თიხის მინერალები კი ქლორიტი-ჰიდროქარსულია, რომელსაც ასპიდური სერიის ზედა ნაწილში კაოლინიტი ემატება. აუტიგენურ მინერალთა ასოციაციაც საკმაოდ მცირერიცხოვანი სახეებითაა წარმოდგენილი. მაგრამ სანამ აღნიშნულ მინერალურ ასოციაციათა წარმოქმნის ახსნას შევუდგებოდეთ, საჭირო იქნება ზოგადად მაინც დავახასიათოთ ქვედა- და შუაიურული ნალექების შესახებ მოკვებავი სუბსტრატის პეტროგრაფიული შედგენილობა, რაც საშუალებას მოგვცემს უკეთ დავინახოთ ის ძირითადი მინერალოგიური მსგავსება ან განსხვავება, რომლებიც თიხაფიქლების სერიის და სუბსტრატის შემაღლებულ ქანთა შორის არსებობს.

იურულის წინ კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინურ აუზს ჩრდილოეთით კრისტალური კომპლექსის ქანებით აგებული ხმელეთი ესაზღვრება, სამხრეთით კი — საქართველოს ბელტი (კახაძე, 1947). ქვედა- და შუაიურული ნალექები ძირითადად სწორედ ამ ორი მკვებავი არიდან იღებდა ტერიგენულ მასალას. ამასთან, ჩრდილო ზოლის სედიმენტაციური აუზი უმთავრესად კრისტალური გულის ხმელეთიდან იკვებებოდა, სამხრეთი ზოლის კი — საქართველოს ბელტიდან. გარდა ამისა, შუაიურულ დროში ადგილი ჰქონდა ბაითსური პორფირიტული წყებით აგებული ვულკანური კუნძულებისა და ზოგ უბანზე თიხაფიქლებით წარმოდგენილი კორდილიერების გადარეცხვას. თანამედროვე კავკასიონის კრისტალური სუბსტრატი, ზემო რაჭის ფარგლებში, აგებულია ქვედა- და ნაწილობრივ შუაპალეოზოური ასაკის კრისტალური ფიქლების კომპლექსითა და მათი გამკვეთი გრანიტოიდული ქანებით. უკანასკნელს რაოდენობრივად გაბატონებული ადგილი უჭირავს.

ამჟამად გაშიფვლებული მეტამორფული ქანების კომპლექსი უწყვეტად ვრცელდება ლიასური ნალექების ჩრდილო კონტაქტის გასწვრივ — მდ. ჭანჭახის სათავიდან მყინვარ დომბარულამდე, უფრო დასავლეთით კი ლიასური თიხაფიქლები უშუალოდ გრანიტოიდებს ეხება. შ. ჯავახიშვილის (1963) მონაცემებით კრისტალურ ფიქლებს შორის

გაირჩევა ეპიდოტიანი, ქლორიტიანი, მუსკოვიტიანი, ორქარსიანი, ბიოტიტიანი, ამფიბოლიანი და კვარც-პლაგიოკლაზიანი სახესხვაობები. ამავე კომპლექსში შედის კვარციტები, დაფიქლებული კვარციანი ალბიტოფირები ტუფებიტურთ, გრაფიტ-ბიოტიტიანი ფიქლები, დაფიქლებული დიაბაზები და პორფირიტები და კვარც-დიორიტული შედგენილობის გნეისები. გარდა ამისა, მდ. ჭვეშურას სათავეებში ნ. თათრიშვილი (1941) გრანატიანი ფიქლების არსებობას მიუთითებს, ზოგ უბანზე კი შ. ჯავახიშვილი ტურმალინიანი ფიქლების პაკეტებს აღნიშნავს. რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში გაბატონებულია ეპიდოტიანი ფიქლები, რომლებიც, ამავე დროს, კრისტალური ფიქლების წყების მაღალ სტრატეგოგრაფიულ დონეებს იჭერენ, დასავლეთი ნაწილის ჭრილებში კი ბიოტიტიანი ფიქლები ჭარბობს.

კრისტალური ფიქლების წამყვანი მინერალებია კვარცი, ალბიტი, ოლიგოკლაზ-ალბიტი, ბიოტიტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, ამფიბოლი და ზოგ უბანზე გრანატი. შედარებით დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ქლორიტი, მუსკოვიტი, სერიციტი, აქტინოლიტი, მიკროკლინი და ოლიგოკლაზ-ანდეზინი. აქცესორული მინერალებიდან გაბატონებულია აპატიტი, ცირკონი, მაგნეტიტი, ორთიტი, სფენი, რუტილი და ზოგ უბანზე ტურმალინი. მეტამორფული კომპლექსისათვის დამახასიათებელი მინერალები — სილიმანიტი, ანდალუზიტი, სტავროლიტი, კორდიერეტი და დისტენი — ზემო რაჭის ფარგლებში უმნიშვნელო რაოდენობით აღინიშნება; სამაგიეროდ ისინი უფრო გავრცელებული არიან სვანეთის კავკასიონის კრისტალურ ფიქლებში.

მეტამორფული ქანების გამკვეთი ე. წ. ნაცრისფერი გრანიტებია, ნ. თათრიშვილის (1941) თანახმად, ორი სახესხვაობათაა წარმოდგენილი: პორფირისებური მიკროკლინიანი გრანიტებითა და თანაბარმარცვლოვანი კვარციანი დიორიტებით. პირველ სახესხვაობაში პორფირულ გამონაყოფებს, ჩვეულებრივ, მიკროკლინი იძლევა. მეორეში კი ეს მინერალი უმნიშვნელო რაოდენობითაა. პორფირისებური გრანიტები განსაკუთრებით ფართოდაა გავრცელებული რაიონის დასავლეთ ნაწილში, უფრო აღმოსავლეთით კი ისინი შედარებით მცირე გამოსავლებს იძლევა და ფაციალურად ენაცვლება კვარციანი დიორიტებით.

პორფირისებური გრანიტები, ნ. თათრიშვილის მიხედვით, ხასიათდება კვარცის ზომიერი შემცველობით (საშუალოდ 21%), მიკროკლინის რაოდენობა კი მაღალია (29%); თუმცა ეს უკანასკნელი პლაგიოკლაზთან (35%) შედარებით მაინც ნაკლები რაოდენობით აღინიშნება. საინტერესოა, რომ პლაგიოკლაზის საშუალო შედგენილობა An 20%-ს პასუხობს, მაგრამ, ამასთან ერთად, გვხვდება უფრო ფუ-

ძე სახესხვაობებიც (An 32—34%). ქარსებიდან გაბატონებულია ბიოტიტი (10%), მუსკოვიტის რაოდენობა კი 4% არ აღემატება.

კვარციანი დიორიტების რაოდენობრივ-მინერალოგიური ანალიზი ასეთია: კვარცი — 29%, მიკროკლინი — 6%, პლაგიოკლაზი (ქარბობს ალბიტი) — 55%. მუქი მინერალების (10%) მიხედვით გაირჩევა ბიოტიტიანი, რქატყუარიანი და ქლორიტიანი სახესხვაობები (ზაჩიძე, თათრიშვილი, დუდაური, 1962). გარდა ამისა, ბუბასა და ჭანჭახის მყინვართა მიდამოებში ნ. თათრიშვილი აღნიშნავს განსხვავებული ტიპის კვარციანი დიორიტების გამოსავლებს, რომლებიც პლაგიოკლაზების (უმთავრესად ოლიგოკლაზ-ანდეზინის) მაღალი შემცველობით (73%) გამოირჩევიან, კვარცის რაოდენობა კი შედარებით უმნიშვნელოა (11%). ამ ქანებში გაზრდილია აგრეთვე ამფიბოლის რაოდენობა (14%). ანალოგიურ შედგენილობას ამჟღავნებენ მიგმატიტები და გნეისისებური ქანები.

ზემოაღწერილ გრანიტოიდებში აქცესორული მინერალებიდან წარმოდგენილია აპატიტი, ცირკონი, მაგნეტიტი, სფენი, ორთიტი, ეპიდოტ-ციოზიტი და მონაციტი.

ქვედა- და შუაიურული ნალექების მეორე შესაძლო მკვებავი ხმელეთის — საქართველოს ბელტის აგებულების შესახებ, თანამედროვე ძირულის მასივის პეტროგრაფიული შედგენილობის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ. ამ საკითხზე სპეციალური შემაჯამებელი ნაშრომი მოცემული აქვთ გ. ძოწენიძეს, ნ. სხირტლაძეს და ი. ჩეჩელაშვილს (1950), ამიტომ მხოლოდ ზოგიერთ მონაცემს გავიმეორებთ.

მეტამორფული კომპლექსის ქანები ძირულის მასივის ფარგლებშიც კრისტალური ფიქლებითა და ფილიტებითაა წარმოდგენილი. მათ გამკვეთ ინტრუზივთა შორის, კვარციანი დიორიტების გარდა, მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს ე. წ. ვარდისფერი გრანიტოიდები, რომლებიც მინდვრისშპატებიდან მხოლოდ მიკროკლინს შეიცავენ. გრანიტულ ინტრუზივებთან ერთად, შედარებით მცირე რაოდენობით, ჰიპერბაზიტები და გაბროიდული ქანებიც აღინიშნება. კრისტალურ ქანთა მძიმე ფრაქციებისა და თანამედროვე მდინარეთა ალუვიონის შესწავლის შედეგად, დაახლოებით კავკასიონის კრისტალური გულისათვის დამახასიათებელი მინერალური ასოციაციებია დადგენილი.

ამრიგად, ქვედა- და შუაიურული ნალექების როგორც ჩრდილოეთით, ისე სამხრეთით დასახული მკვებავი არეები დაახლოებით მსგავს პეტროგრაფიულ და მინერალოგიურ შედგენილობას ამჟღავნებს.

მკვეთრად განსხვავებული შედგენილობით ხასიათდება მესამე მკვებავი სუბსტრატი, რომელიც უშუალოდ გეოსინკლიურ აუზში

ისახება. იგი შუაიურული დროიდან არსებობს ბაიოსური პორფირიტული წყებით აგებული ვულკანური კუნძულების სახით.

ეს მკვებავი სუბსტრატი გ. ძოწენიძისა (1938, 1948) და აგრეთვე ჩვენი მონაცემებითაც, რაჭისა და ოსეთის ფარგლებში, აგებულია სპილიტური და ნორმული პორფირიტებით, დიაბაზებითა და მათი პიროკლასტოლითებით. ამასთან, პორფირიტულ მასივებში სპილიტებს ქვედა ჰორიზონტები უჭირავს, ნორმულ პორფირიტებს კი — ზედა. ამ ქანების ძირითადი მინერალებია პლაგიოკლაზი (ალბიტი — ლაბრადორი) და მონოკლინური პიროქსენი, ზოგჯერ კი — რქატყუარა. მადნეულებიდან გაბატონებულია ილმენიტი და ტიტანმაგნეტიტი, მეორადი მინერალებიდან გავრცელებულია ქლორიტი, კარბონატი, პრენიტი, ეპიდოტ-ციოზიტი, სფენი, ლეიკოქსენი.

თუ შევადარებთ ჩრდილო ზოლის ნალექების ტერიგენ მინერალთა ასოციაციას მისი შესაძლო მკვებავი სუბსტრატის — კავკასიონის კრისტალური გულის შედგენილობას, შემდეგ სურათს დავინახავთ: იურული ნალექების ქანმაშენ მინერალთა შორის არ გვხვდება მკვებავი სუბსტრატში ფართოდ გავრცელებული ბიოტიტი, ამფიბოლები, ეპიდოტი, ციოზიტი, ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზები; კალიშპატი კი საკმაოდ იშვიათია. აქცესორებიდან საერთოდ არ აღინიშნება სფენი, ორთიტი, სილიმანიტი, ანდალუზიტი, სტავროლიტი, კორდიერიტი; პრაქტიკულად თითქმის არ გვხვდება აგრეთვე გრანატი და დისტენი.

ანალოგიურ დასკვნამდე მივდივართ სორის წყების და საქართველოს ბელტის მინერალურ ასოციაციათა შედარებისას. დამატებით შეიძლება აღვნიშნოთ მხოლოდ, რომ ვარდისფერი გრანიტოიდებისათვის ესოდენ დამახასიათებელი მინერალი — მიკროკლინი — სორის წყების ნალექებში ერთეული მარცვლების სახით თუ გვხვდება.

კიდევ უფრო მკვეთრი განსხვავება ჩანს შუაიურული ტერიგენი ნალექებისა და ბაიოსის პორფირიტული წყების ქანების ერთმანეთთან შედარებისას. კერძოდ, შუაიურული ტერიგენი ნალექები თითქმის არ შეიცავენ პორფირიტული წყებისათვის დამახასიათებელ ძირითად ქანმაშენ მინერალებს — მონოკლინურ პიროქსენს და ფუძე პლაგიოკლაზს; პიროქსენი უმნიშვნელო რაოდენობით მხოლოდ დიაბაზური ჰორიზონტის ტუფებში გვხვდება და, ჩვეულებრივ, გახსნის კვალს ატარებს (სურ. 21: 6, 7). არ გვხვდება აგრეთვე რქატყუარა, ილმენიტი, ეპიდოტი, ციოზიტი და პრენიტი.

ძნელი დასაშვებია, რომ ზემოაღწერილი მინერალოგიური განსხვავებანი იურულისწინა მკვებავი სუბსტრატის თავისებური პეტროგრაფიული შედგენილობით იყო გამოწვეული. მით უფრო, რომ ასე-

თი „განსაკუთრებული ტიპის“ ქანები თანამედროვე კრისტალური მასივების ფარგლებში არ მოგვეპოვება; ქვედა- და შუაიურული ნალექების მინერალოგიური შედგენილობის მიხედვით უფრო ბუნებრივია ვიფიქროთ, რომ ნალექების მკვებავი სუბსტრატის და თანამედროვე კრისტალური მასივების პეტროგრაფიული შედგენილობა დაახლოებით მსგავსი უნდა ყოფილიყო.

ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული თიხაფიქლების სერიის და მათი მკვებავი

ქანის დასახელება	რამდენი ანალიზის საშუალო	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
თიხაფიქალი	11	58,49	0,77	19,95	1,31
ქვიშაქვა	7	71,41	0,51	11,60	2,28
თიხაფიქლების და ქვიშაქვების საშუალო	18	64,95	0,64	15,77	1,79
კრისტალური ფიქალი	19	58,64	1,03	17,18	1,67
მიკროკლინიანი გრანიტი	7	70,70	0,33	14,35	0,21
კვარციანი დიორიტი	17	59,99	0,56	18,04	1,31
კრისტალური ფიქლების და გრანიტოიდების საშუალო	43	63,11	0,64	16,52	1,06

ქვედა- და შუაიურული ნალექებისათვის ტერიგენ მასალას რომ მართლაც თანამედროვე კავკასიონის კრისტალური გულის პეტროგრაფიულად მსგავსი ხმელეთი უნდა იძლეოდეს, ეს ჩანს აგრეთვე მათი ქიმიური შედგენილობების ურთიერთ შედარებითაც.

ქიმიური ანალიზების ცხრილში (6), ცალკეულ დამახასიათებელ ქანთა საშუალო შედგენილობის გარდა, მოცემულია საერთო საშუალო შედგენილობა, ერთი მხრივ, თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვებისათვის, ხოლო მეორე მხრივ კრისტალური ფიქლებისა (ჯავახიშვილი, 1966) და გრანიტოიდებისათვის (თათრიშვილი, 1941; ზარიძე, თათრიშვილი, დუდაური, 1962).

ცხრილის განხილვისას, პირველ ყოვლისა, ირკვევა, რომ ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული ასპიდური სერიის (ჩრდილო ზოლი) და მათი მკვებავი სუბსტრატის ქანთა საშუალო ქიმიურ შედგენილობაში მნიშვნელოვანი მსგავსება ჩანს, რაც უკვე აღნიშნა გ. ჩიხრაძემ (1969) ზემო სვანეთის მაგალითზე. განსხვავება მხოლოდ CaO და Na₂O რაოდენობაშია, რომელიც თიხაფიქლებში და ქვიშაქვებში სუბსტრატის ქანებთან შედარებით უფრო დაბალია. უნდა ვიფიქროთ, რომ ამ ელემენტების გარკვეული რაოდენობა გაიხსნა გამოფიტვის, ვადატანისა და დალექვის პროცესებში.

რაც შეეხება იმას, რომ იურულ ტერიგენულ ნალექებში დედაქანების ბევრი დამახასიათებელი მინერალი არ მოგვეპოვება, ეს, ჩვენი აზრით, გაპირობებული უნდა იყოს ამ მინერალთა ნაკლები მდგრადობით. დანალექი ქანების წარმოშობის თუ რომელ ეტაპს ჰქონდა განსაკუთრებული მნიშვნელობა არამდგრად კომპონენტთა მოცილების პროცესისათვის, ამის შესახებ ქვემოთ გვექნება საუბარი.

ცხრილი 6

სუბსტრატის დამახასიათებელ ქანთა საშუალო ქიმიური შედგენილობა

FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	სინესტე	ხურებითი ნაკარგი
4,70	0,08	0,53	2,08	1,54	3,86	0,08	0,17	0,36	4,58
2,85	0,27	1,59	1,39	2,59	1,25	0,41	0,38	0,25	2,85
3,77	0,17	1,06	1,73	2,06	2,55	0,24	0,28	0,30	3,71
6,05	0,16	4,87	2,65	1,76	2,57	0,58	0,18	0,25	1,74
2,79	0,03	1,84	0,74	3,87	3,45	0,10	0,11	0,43	0,36
3,89	0,08	5,40	2,42	3,64	1,74	0,42	0,12	0,91	0,41
4,24	0,09	3,03	1,93	3,09	2,58	0,36	0,13	0,53	0,83

2. პოსტელემენტური (ეპიგენეტური) პროცესების როლი მინერალურ ასოციაციათა ფორმირებაში

როგორც ცნობილია, არამდგრადი კომპონენტებით გაღარიბებული და მდგრადი მინერალების დიდი რაოდენობით შემცველი ასოციაციების წარმოქმნა შეიძლება რამდენიმე გზით განხორციელდეს.

ნ. სტრაზოვის (1962) აზრით, დანალექი ქანების გაღარიბებას არამდგრადი კომპონენტებით მკვებავი სუბსტრატის ფარგლებში მიმდინარე ინტენსიური ქიმიური გამოფიტვა აპირობებს. ეს მოვლენა ძლიერია პასიური ტექტონიკური რეჟიმის დროს, ხოლო აქტიური ტექტონიკური რეჟიმის პირობებში იგი სუსტად ვლინდება. ამასთან ნ. სტრაზოვი უარყოფს მდინარეული ტრანსპორტირებისა და საერთოდ მექანიკური ზემოქმედების რამდენადმე მნიშვნელოვან გავლენას არამდგრადი მინერალების მოცილების პროცესზე. ამ საკითხის შესახებ ფ. პეტიჟონიცი (1949) ანალოგიურ აზრს ავითარებს.

მეორე მხრივ, გაღარიბებული მინერალური ასოციაციის წარმოშობის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ფაქტორს წარმოადგენს მასალის რამდენჯერმე გადალექვა. ამ პროცესის გავლენა, ჩვეულებრივ, კარგადაა გამოხატული ახალგაზრდა ნალექებში, ძველ დანალექ ფორმაციებში კი იგი შესუსტებულად ვლინდება.

დაბოლოს, „მომწიფებელი“ მინერალური ასოციაცია შეიძლება მივიღოთ პოსტსედიმენტური პროცესების—პირველ ყოვლისა ე. წ. „შრეთაშიგა გახსნის“ შედეგად, რაც თავის დროზე დასაბუთებული იქნა ფ. პეტრიჯონის (1949) მიერ მძიმე ფრაქციის მინერალების ზონალური განაწილების მაგალითებით. კერძოდ, ფ. პეტრიჯონის აზრით, შრეთაშიგა გახსნის პროცესი ინტენსიურია ძველ ნალექებში, ახალგაზრდა ფორმაციებისაკენ კი მისი გავლენა თანდათან სუსტდება. შემდეგში პოსტსედიმენტური პროცესების მნიშვნელობა ა. კოსოვსკაიამ (1962) დაასაბუთა ვერხოიანის გეოსინკლინის ტერიტორიული მეზოზოური ნალექების მინერალურ წარმონაქმნთა მთელი კომპლექსისათვის. ფ. პეტრიჯონის შეხედულებებმა დადასტურება ჰპოვეს აგრეთვე ჰ. ვიზენედერის (1953), ე. შუტოვის (1962), ე. მურავიოვის (1964), ნ. ლოგვინენკოს (1965), პ. გაზის (1965) და სხვათა გამოკვლევებში. ამ მკვლევართა მონაცემებით შრეთაშიგა გახსნის ინტენსივობა გაპირობებულია არა იმდენად ნალექების ასაკით, რამდენადაც საერთოდ დაძირვის მასშტაბებით. გარდა ამისა, გეოსინკლინური წარმონაქმნებისათვის ამ პროცესს მნიშვნელოვნად აძლიერებს აგრეთვე სტრესი.

ახლა განვიხილოთ ზემოდახასიათებულ ფაქტორთა მნიშვნელობა ჩვენ მიერ შესწავლილ ქვედა- და შუაიურულ ნალექებისათვის.

თიხაფიქლების სერიის დიდი სიმძლავრე პირველ ყოვლისა იმის მაჩვენებელია, რომ ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა მკვებავი ხმელეთის ინტენსიური ვადარეცხვის და აუზის სწრაფი დაძირვის პირობებში. ასეთ ვითარებაში, ცხადია ქიმიური გამოფიტვის პროცესები შესამჩნევად დაითრგუნებოდა და სედიმენტაციური აუზი ძირითადად მექანიკური გამოფიტვის პროდუქტებს — შედარებით საღ ტერიტორიულ მასალას მიიღებდა. ამგვარ დაშვებას კარგად ადასტურებს კავკასიონის გეოსინკლინის ქანთა ქიმიური შესწავლის შედეგები (რონოვი, 1964), რომლებიც ვფიქრობენ, რომ აქ, ბაქნური ნალექებისაგან განსხვავებით, ქვიშაქვებში და თიხებში ადგილი არ ჰქონია SiO_2 და Al_2O_3 დაცილებას.

ცხადია, ანგარიში უნდა გავუწიოთ მასალის მრავალჯერადი გადალექვის ფაქტორს, მაგრამ ვფიქრობთ, რომ მისი გავლენა მაინცდამაინც მნიშვნელოვანი არ უნდა ყოფილიყო, რადგან იმ დროს დენუდაციის არეში მოქცეული იურისწინა დანალექი ქანები ალბათ არც თუ ისე დიდი გავრცელებით სარგებლობდნენ, რასაც პირველ ყოვლისა პსეფიტოლიტების შედგენილობა ასაბუთებს.

ამრიგად, თითქოს, ბუნებრივი ჩანს, რომ ასპიდურის სერიის მინერალური შედგენილობის „მომწიფება“ ძირითადად პოსტსედიმენტური პროცესებს დაევუკავშიროთ.

მაგრამ, აქვე ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ საწყის დიაგნეტიურ მოვლენებს აუზის ფსკერის ინტენსიური დაძირვის და სწრაფი ნალექდაგროვების პირობებში უმნიშვნელო როლი უნდა ჰქონოდა. საკმარისია შევნიშნოთ, რომ ნალექდაგროვების საშუალო სიჩქარე 2500—3000 მ სიმძლავრის სერიისათვის, თუ ქვედა და შუა იურის ხანგრძლივობას 33 მილ. წელს ვივარაუდებთ (აფანასიევი, რუბინშტეინი, 1964), შეადგენს 7,6—9,1 სმ/1000 წ. ცხადია, ასეთ პირობებში ნალექები შედარებით ჩქარა მოსცილდებოდა ზღვის წყლის ზემოქმედების სფეროს, რის გამოც ცალკეულ მინერალთა შეცვლა შორს ვერ წავიდოდა. სამაგიეროდ პოსტსედიმენტური გარდაქმნების ეპიგენეტიური ეტაპი გამოირჩეოდა დიდი ხანგრძლივობით და შედარებით მაღალი წნევითა და ტემპერატურით. ამიტომ, ჩვენი აზრით პოსტსედიმენტური მოვლენებიდან უპირატესობა ეპიგენეტიურ პროცესებს უნდა მივაკუთვნოთ.

მაგრამ საჭიროა ვიცოდეთ, თუ როგორ არის კონკრეტულად ასახული ამ უკანასკნელის როლი ასპიდურის სერიის ქანებში.

როგორც ზევითაც ვთქვით, არკოზული მასალით აგებულ წყებებში მნიშვნელოვანი რაოდენობით აღინიშნება ტერიტენი ბიოტიტი, რომლის ფირფიტები ჩანაცვლებულია დიოქტაედრული ჰიდროქარსის, ქლორაიტის, ლეიკოქსენის და მადნეული მინერალის გამონაყოფებით; თიხაფიქლების სერიის მხოლოდ ზედა ნაწილებში (ტალახიანის პორიზონტი, სორის წყების ზედა დასტები) გვხვდება შედარებით სუსტად შეცვლილი ბიოტიტის კრისტალები. ქვედა- და შუაიურულ ნალექებში ხშირია აგრეთვე გაქლორიტებული ამფიბოლის მარცვლები, რომლებიც ზოგჯერ კვარცის გამონაყოფსაც შეიცავენ. პლაგიოკლასებიდან წარმოდგენილია მხოლოდ ალბიტი და ოლიგოკლას-ალბიტი, რომლებიც, ამავე დროს, აუტიგენურ წარმონაქმნებსაც იძლევიან. უფრო ფუძე პლაგიოკლასები, კერძოდ კი სუბსტრაქტა ქანებში ფართოდ გავრცელებული ოლიგოკლას-ანდეზინი, უნდა ვიფიქროთ, რომ გახსნილია. შეცვლას განიცდის აგრეთვე კალიშპატი: მიკროკლინის ერთეული საღი კრისტალები აღინიშნება მხოლოდ ფუძის ფორმაციის ხვინჭკაქვებში და ხვინჭკაქვა-ქვიშაქვებში, რომლებიც უშუალოდ მიკროკლინიან გრანიტებზე არიან განლაგებული. თიხაფიქლების სერიის უფრო მაღალ სტრატეგრაფიულ დონეებზე კალიშპატი საკმაოდ იშვიათად გვხვდება.

პსამიტოლიტების მთავარი ქანმაშენი მინერალი — კვარცი — საკმაოდ ხშირად რეგენერაციას და ბლასტეს განიცდის, როგორც ჩანს, ამფიბოლების, ფუძე პლაგიოკლასების, ნაწილობრივ კალიშპატის და სხვა მინერალების დაშლია შედეგად განთავისუფლებული სი-

ლიციუმი ინტენსიურად მოძრაობს პორებში და გამოილექება მეორადი კვარცის სახით. ეს მოვლენა განსაკუთრებით ძლიერია თიხური ცემენტით ლარიბ ქვიშაქვებში და ალევროლითებში. გარდა ამისა, ამ ქანებში ფიქსირებული კვარცის მარცვლების სხვადასხვაგვარი ურთიერთშეზრდის შემთხვევები (ჩვეულებრივი ბლასტეზი, კონფორმაცია, სტილოლიტიზაცია და სხვა) იმაზე მეტყველებს, რომ გახსნას ამ მინერალის ტერიგენი კრისტალებიც განიცდის. თიხაფიქლებში და ცემენტით მდიდარ ქვიშაქვებში კვარცის გახსნას ჰიდროქარსულ-ქლორიტული მასების კოროზიული ზემოქმედება იწვევს. ამგვარი მოვლენები ფართოდაა გავრცელებული როგორც გეოსინკლინურ, ისე ბაქნურ ტერიგენულ ნალექებში (კოსოვსკაია, 1962; ლოგვინენკო, 1965; კოპელიოვიჩი, 1958; შუტოვი, 1962; მურავიოვი, 1964).

პოსტგენდემენტური გარდაქმნები ძლიერია აგრეთვე გრაუვაკური ქვიშაქვების ჯგუფში. ტერიგენი მინერალებიდან ამ ქანებში შეუცვლელი სახით ფაქტიურად მხოლოდ მყავე პლაგიოკლაზია შემორჩენილი. პიროქსენი და ფუძე პლაგიოკლაზი გაკარბონატებული და შედარებით ნაკლებად გაქლორიტებულია; იშვიათად გვხვდება ამ მინერალების რელიქტები, რომლებიც გახსნის კვალს ატარებენ. პიროქსენების და პლაგიოკლაზების შეცვლის შედეგად ვანთავისუფლებული Ca-ის და ორგანული ნივთიერებისაგან წარმოქმნილი CO₂-ის ხარჯზე ქვიშაქვების ცემენტში ვითარდება კალციტი და ანკერიტი. ასეთ შემთხვევებში ქლორიტი დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება. აღსანიშნავია, რომ ტალახიანის ჰორიზონტის ქვიშაქვებში, სადაც პორფირიტული მასალის მინარევი უმნიშვნელოა, კარბონატიზაციის პროცესიც შედარებით სუსტია.

ქვედა- და შუაიურული ნალექების აქცესორული მინერალების ჯგუფში სრულიად აღარ გვხვდება ეპიდოტი, ცოიზიტი, სფენი, ორთიტი, ილმენიტი, სილიმანიტი, ანდალუზიტი. უთუოდ ეს მინერალები გაიხსნა ეპიგენეზის პროცესში, როგორც ამ პირობებისათვის არამდგრადი კომპონენტები. რაც შეეხება შედარებით მდგრად მინერალებს — გრანატს და დისტენს — ისინი საკმაოდ იშვიათად გვხვდებიან და ამასთან, ჩვეულებრივ, „ამოჭმის“ ზედაპირებით ხასიათდებიან; კოროზიული ზემოქმედების კვალი ატყვია ზოგჯერ ისეთ მდგრად მინერალს, როგორიცაა აპატიტი. ასე რომ, თიხაფიქლების სერიის ძლიერ მდგრად ასოციაციას მხოლოდ სამი მინერალი — ცირკონი, ტურმალინი და რუტილი შეადგენს. აღსანიშნავია ისიც, რომ აქცესორული მინერალებიდან აუტიგენურ წარმონაქმნებსაც ძირითადად სწორედ ეს სამი კომპონენტი იძლევა.

ეპიგენეტური პროცესები განსაკუთრებით მკაფიოდ არის გამოხატული პელიტურ მასებში და ქვიშაქვების ცემენტში. პირველადი თიხური მინერალები აქ მთლიანად ჩანაცვლებულია დიოქტაედრული ჰიდროქარსის და ქლორიტის აგრეგატებით. სუბსტრატის ქანებში ბიოტიტის ფართო გავრცელება უფლებას გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ დიოქტაედრული ჰიდროქარსები ძირითადად ამ მინერალის შეცვლის პროდუქტებს უნდა წარმოადგენდეს. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ მეტყველებს თიხაფიქლების სერიის ზედა ნაწილებში შედარებით სუსტად შეცვლილი ბიოტიტის არსებობა. საკუთრივ თიხურ მასებში გარდაქმნის პროცესში მყოფი ტრიოქტაედრული ჰიდროქარსები შემჩნეული არ ყოფილა. როგორც ჩანს ტერიგენი ბიოტიტის შეცვლა წვრილდისპერსულ მდგრადობაში უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობდა.

აქვე ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ კრისტალური ქანებისათვის ესოდენ დამახასიათებელი მინერალის — ბიოტიტის ეპიგენეტური გარდაქმნა მუსკოვიტის ტიპის ჰიდროქარსებად, შემდეგ კი საკუთრივ მუსკოვიტად, საკმაოდ გავრცელებული მოვლენაა და, ჩვეულებრივ, გამოვლინებულია ინტენსიურად დაძირულ ნალექებში (კოსოვსკაია, დრიცი, ალექსანდროვა, 1963; კოპელიოვიჩი, 1962). ამგვარი გარდაქმნა მაღალი წნევის პირობებში ენერგეტიკულად ხელსაყრელია, რადგან დიდი იონური რადიუსის მქონე ელემენტებს (Mg, Fe) მინერალის კრისტალურ მესერში ალუმინი ჩაენაცვლება, რომელიც შედარებით მცირე იონური რადიუსით ხასიათდება.

დიოქტაედრული ჰიდროქარსები, როგორც ჩანს, მინდვრის შპატების შეცვლას ხარჯზეც ვითარდება. ასეთ შემთხვევაში კალიუმის წყაროს წარმოადგენს არა მარტო კალიშპატი, არამედ საშუალო სიმყავიანობის პლაგიოკლაზებიც; კ. ანდრეატას (1954) მონაცემებით ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზები კალიუმს 1—3% შეიცავს. ეს უკანასკნელი ადვილად თავისუფლდება მინერალის კრისტალური მესრიდან ტექტონიკური მეტამორფიზმის დროს.

ბიოტიტის და ამფიბოლების დაშლის შედეგად მიღებული Mg და Fe ქლორიტების წარმოქმნას ხმარდება (აფროსიდერიტი, რეპიდოლიტი). ამასთან, ამ ელემენტების ნაკლებობის პირობებში, როგორც ჩანს, მცირე რაოდენობით ვითარდება ალუმინიანი დიოქტაედრული ქლორიტიც.

ტალახიანისა და დიაბაზური ჰორიზონტის ზოგიერთ ქანში ქლორიტის მცირე შემცველობა უნდა აიხსნას ამ უკანასკნელის მაგიერ რკინიანი და რკინა-მაგნეზიალური კარბონატების — სიდერიტის, ანკერიტის განვითარებით უფრო ადრეულ სტადიაზე.

ტალახიანის ჰორიზონტის თიხურ მასებში ჰიდროქარსთან და ქლორიტთან ერთად კაოლინიტი გვხვდება. ამ მინერალის გენეზისი ბუნდოვანია, თუმცა შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ტერიგენული კაოლინიტი შენახულიყო გარდაუქმნელად ორგანული ნივთიერებით მდიდარ ნალექებში (მილო, 1964); არ არის გამორიცხული ისიც, რომ ეს მინერალი მონტმორილონიტის მიმართ განვითარებულიყო. მაგრამ, ორივე შემთხვევაში, მოსალოდნელია, რომ კაოლინიტი წესიერი სტრუქტურული აგებულებით ხასიათდებოდეს. ტალახიანის ჰორიზონტის კაოლინიტი კი „მოუწესრიგებელია ხ ლერძის მიმართ“. ამიტომ, უფრო მიზანშეწონილი ჩანს დავუშვათ, რომ ეს კაოლინიტი წარმოიშვა ადგილზე ორგანული ნაშთებით მდიდარი თიხური მასებიდან, როგორც ამას ა. კოსოვსკაია და სხვ. (1964) ვარაუდობენ სხვა ანალოგიური ტიპის კაოლინიტებისათვის.

* * *

ამრიგად, ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების ტერიგენ და აუტიგენ მინერალთა მთელი კომპლექტი საკმაოდ ერთგვაროვანია და წარმოდგენილია მხოლოდ ძლიერ მდგრადი სახეებით. ქვიშაქვების და თიხაფიქლების პირველადი შედგენილობის ამგვარი ნიველირება, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ძირითადად ეპიგენეტური პროცესებით უნდა იყოს გამოწვეული¹.

ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული თიხაფიქლების სერია, კლასტური მინერალების გარდაქმნის ხარისხის, აუტიგენეზის თავისებურებების და ქანების სტრუქტურული ნიშნების მიხედვით, შეიძლება მივაკუთვნოთ სიღრმული ეპიგენეზის ზონას. უკანასკნელი ა. კოსოვსკაიას (1962) მონაცემებით ხასიათდება არამდგრადი ტერიგენი მინერალების მთლიანი მოსპობით, მდგრადი კომპონენტების საწყისი გარდაქმნებითა და მეტამორფულ ქანთა სტრუქტურების ცალკეული ელემენტების გაჩენით.

მიუხედავად იმისა, რომ ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული თიხაფიქლების სერია მთლიანად გამოხატავს რეგიონული ეპიგენეზის ერთ ზონას, ეპიგენეტური გარდაქმნები მის სხვადასხვა დონეზე მაინც გარკვეული თავისებურებებით ხასიათდება. კერძოდ, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ბაზალური ფორმაციის ზვინჭკაქვა-ქვიშაქვების ცემენტში და ფილიტისებურ ფიქლებში ქარსი და ქლორიტი,

¹ აუზში დალეკილი ტერიგენული მასალის თავისებურებათა ვათალისწინების სიძნელის გამო გაზვიადებული გვეჩვენება შრეთაშიგა გახსნის პროცესის როლი (რედაქტორი).

ჩვეულებრივ, უფრო მაღალი ხარისხის კრისტალურობას ამჟღავნებს, ვიდრე თიხაფიქლების სერიის ზედა ჰორიზონტებში; ფუძის ფორმაციის ქანებში შედარებით მკაფიოდაა გამოხატული აგრეთვე საწყისი მეტამორფიზმის ნიშნები — ბლასტეზი, ქაცვისებრი სტრუქტურები და სხვა. სტრატოგრაფიულად ზევით თიხაფიქლების სერიის ძირითადი, ყველაზე მძლავრი ნაწილი, დიდი ერთგვაროვნებით ხასიათდება და მხოლოდ მის უკიდურეს ზედა ჰორიზონტში ეპიგენეტური გარდაქმნები კვლავ ამჟღავნებს ერთგვარ თავისებურებას, რაც იმაში გამოიხატება, რომ ჰიდროქარსებთან და ქლორიტთან ერთად კაოლინიტი და მცირე რაოდენობით ტერიგენული ბიოტიტის სუსტად შეცვლილი ფირფიტებიც აღინიშნება.

სიღრმული ეპიგენეზის ზონის შიგნით დადგენილი თავისებურებანი, დაძირვის სხვადასხვა ინტენსივობის გარდა, გაპირობებული უნდა იყოს, ერთი მხრივ, ფუძის ფორმაციის ქანთა მსხვილნატეხოვანი სტრუქტურით, მათი წარმოქმნის თავისებური პირობებით (ბერიძე, 1965ა) და, მეორე მხრივ, ტალახიანის ჰორიზონტის ნალექების პირველადი შედგენილობით (გრაუვაკური მასალის მინარევი, ორგანული ნივთიერების დიდი რაოდენობა).

დასასრულ, უნდა აღვნიშნოთ, რომ ჩვენ მიერ შემჩნეული ნიშნების გამოყენება და სხვა ახალ თავისებურებათა გამოვლენა ჩრდილო ზოლის თიხაფიქლების ცალკეული წყებების და აგრეთვე საკვლევი რაიონის სხვადასხვა სტრუქტურულ-ფაციალურ ზონათა კრილების კორელაციისათვის უფრო დეტალურ კვლევას მოითხოვს და იგი მომავლის საქმეა.

კერძოდ, პირველ რიგში საჭიროა გაირკვეს, გვხვდება თუ არა კაოლინიტი ტალახიანის ჰორიზონტში ყველგან ან დამახასიათებელია თუ არა ეს მინერალი ზოფხითოს და ვაცისწვერის კრილების ზედა ნაწილის თიხაფიქლებისათვის. საყურადღებოა აგრეთვე იმის ცოდნა, თუ რამდენადაა ასახული დიბაზური ჰორიზონტის პელიტოლითებში მათი მკვებავი სუბსტრატის პეტროგრაფიული განსხვავებანი. დაბოლოს, საინტერესო ჩანს ჩრდილო და სამხრეთ სტრუქტურულ-ფაციალურ ზონათა ნალექების ურთიერთშედარება ეპიგენეზის ინტენსივობისა და თავისებურებების თვალსაზრისით.

გარდა აღნიშნულისა, პერსპექტიული ჩანს აგრეთვე მკვებავი სუბსტრატის შემადგენელ ქანთა აქცესორული მინერალების დეტალური შესწავლა ქვედა-და შუაიურულ ნალექებში მათი ანალოგების დადგენის მიზნით.

ЛИТОЛОГИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ РАЧИ

Резюме

Геологическое строение района распространения ниже- и среднеюрской глинисто-сланцевой серии Верхней Рачи и связанные с ней многочисленные диабазовые породы и рудопроявления давно привлекают внимание исследователей. Однако литология этих отложений до сих пор не изучалась. В настоящей работе в некоторой степени пополняется этот пробел.

При литологическом изучении ниже- и среднеюрской сланцевой серии автор поставил перед собой задачу выявить как первичные минералого-петрографические особенности отдельных свит, так и постседиментационные изменения, развитые в слагающих их породах. В связи с этим требовалось выяснить генезис характерных для этих отложений терригенных и аутигенных минералов и на основании этого осветить некоторые вопросы палеогеографии ниже- и среднеюрского времени.

При изучении сланцевой серии значительное внимание было уделено вулканогенным образованиям. Однако в настоящей работе приводится характеристика только туфов, связанных с нижеюрскими и байосскими отложениями, результаты же изучения диабазовых пород опускаются.

Общая геологическая характеристика района

Вопросы геологии сланцевой серии Верхней Рачи рассматриваются в работах А. И. Джанелидзе (1932, 1946), И. Г. Кузнецова (1933, 1937, 1942), Г. И. Тогонидзе (1936), Г. И. Тогонидзе и др. (1956), Н. Ф. Шония (1939), К. И. Чичинадзе (1945), А. В. Пейве (1941, 1945), Н. Ф. Татришвили (1941), И. Р. Кахадзе (1947), И. А. Маркозия (1948) и др. За последние годы экспедициями Геологического института АН СССР (П. Д. Гамкрелидзе, 1965, 1966; Г. М. Заридзе и др. 1962; В. И. Зесашвили, 1964) и Управления геологии при СМ СССР (Ш. Х. Геруцадзе и др. 1965) был собран богатый фактический материал, уточнивший ряд вопросов стратиграфии и тектоники района.

В пределах Верхней Рачи ниже- и среднеюрские отложения образуют две самостоятельные полосы: северную и южную.

Северная полоса охватывает южный склон Главного Кавказского хребта между Мамисонским и Вацисцверским перевалами. Сланцы этой полосы слагают самую северную зону складчатой системы Южного склона Большого Кавказа; с севера она граничит с антиклинорием Главного хребта, сложенного породами древнего кристаллического комплекса, которые надвинуты на сланцевую серию и вместе с ними опрокинуты на юг. В сланцах нижней и средней юры, в свою очередь, фиксируется ряд сильно сжатых и опрокинутых на юг складок, а также разломов общекавказского простирания.

К югу от сланцев северной полосы выступает крупный синклинорий, сложенный верхнеюрско-нижнемеловыми флишевыми отложениями.

Южная полоса сланцев расположена непосредственно к югу от упомянутого флишевого синклинория, слагая южный склон хребта Рубодзали-Шодакедела между ущельями рр. Риони и Лухунискали. В пределах этой полосы нижние горизонты сланцевой серии не обнажаются и разрез начинается с верхнего лейаса, образующего две крупные антиклинальные складки: Сакаойскую в северной части и Лихетскую в южной. Между этими антиклиналями расположена т. н. Чутхаро-Купрская синклиналь, построенная вулканогенными образованиями байоса. В северном же крыле Сакаойской антиклинали средняя юра представлена в основном глинисто-сланцевой фацией.

Основные литостратиграфические единицы ниже- и среднеюрских отложений

Ниже- и среднеюрские отложения характеризуются однообразным переслаиванием, главным образом глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, что, наряду с бедностью ископаемой фауны и сложностью тектоники района, значительно затрудняет их расчленение на отдельные литостратиграфические единицы. Задача не облегчается петрографическим изучением сланцевой серии, т. к. по мощности и простиранию слагающий их материал не испытывает значительных изменений.

При таких обстоятельствах наиболее дробное деление этой мощной и однородной серии достигается на основании гранулометрического состава, чего и придерживались, фактически, ав-

торы предыдущих исследований. Для некоторых свит характерным является наличие первичного вулканогенного материала.

В пределах северной полосы развития глинистых сланцев выделяются следующие литостратиграфические единицы:

1. Базальная пачка, трансгрессивно налегающая на палеозойские гранитоиды и представленная конгломератами, гравелитами, гравийными кварцитовидными песчаниками, филлитовидными сланцами и туфами альбитофирового состава. Мощность базальных отложений варьирует от 30 м (западный борт ледника Эдена) до 150 м (истоки р. Домбрулы).

2. Свита полосчатых аспидных сланцев, согласно продолжающая в восходящем разрезе базальные образования; низы свиты, мощностью около 350—400 м, по сравнению с вышележащими породами бедны песчано-алевритовым материалом и представлены, главным образом, плейчатыми аспидными сланцами черного цвета. В верховьях р. Ноцарулы эти породы охарактеризованы нижнелейасской фауной (Гегучадзе и др., 1965).

Средняя, наиболее мощная (1000—1200 м) часть свиты, имеющая четкий полосчатый облик, представлена ритмичным чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников.

В верхней части полосчатой свиты замечается обеднение песчано-алевритовым материалом; эти породы в Мамисонском разрезе содержат тоарскую фауну.

3. Свита однородных листоватых сланцев, богатая конкрециями, которая налегает на полосчатую свиту и достигает мощности 700—750 м. Низы свиты в Мамисонском разрезе охарактеризованы верхнелейасской фауной (Зесашвили, 1964). В верхах же свиты, в истоках р. Риони был найден байосский аммонит (Гегучадзе и др., 1965).

4. Свита (250—300 м) песчаников и сланцев бурого цвета («талахианский горизонт»), согласно продолжающая вверх листоватые сланцы. В верхней ее части количество и мощность песчаников увеличивается, а также появляются отдельные прослои песчанистых мергелей.

Базальная пачка по стратиграфическому положению и аналогии с соседними районами (Сванетия, Горная Осетия) относится к нижнему лейасу. Низы полосчатой свиты по фаунистическим данным датируются как нижний лейас. Возраст средней части полосчатой свиты по стратиграфическому положению оп-

ределяется как средний лейас, верхняя же ее часть охарактеризована тоарской фауной. Свита листоватых сланцев, содержащая в низах верхнелейасскую фауну, а в верхах байосскую, принимается за аален-байос. Свита же бурых песчаников и сланцев условно относится к бату.

Следует отметить, что в ряде разрезов северной полосы переход батских отложений в вышележащую карбонатную флишевую серию постепенный.

В пределах южной полосы выделяются следующие литостратиграфические единицы:

1. Сорская свита, представленная чередованием песчаников и сланцев и фаунистически датируемая верхним лейасом. Мощность свиты достигает 1100—1300 м.

По количественному соотношению песчаников и сланцев сорская свита делится на две части: нижнюю, сравнительно бедную песчаниками и верхнюю, в которой песчаники преобладают над сланцами.

2. Диабазовый горизонт, согласно продолжающий стратиграфически выше сорскую свиту и представленный, главным образом, глинистыми сланцами и чередующимися с ними порфиристыми туфами, граувакковыми песчаниками и пластовыми жилами диабазов. Мощность диабазового горизонта достигает 700—800 м.

Диабазовый горизонт подразделяется на две части: а) нижнюю, представленную глинистыми сланцами с прослоями порфиристых туфов и туффито-граувакковых песчаников, датируемая байосом; б) верхнюю — содержащую лишь переотложенный вулканогенный материал, условно относимый к бату.

Переход сланцевой серии южной полосы в вышележащие карбонатные флишевые отложения в ряде разрезов постепенный, в восточной же части района контакт между ними тектонический.

Петрография основных типов пород сланцевой серии

1. Псефитолиты

Эта группа представлена конгломератами и гравелитами и приурочена к базальной пачке.

Конгломерат состоит в основном из галек кварца; в меньшем количестве отмечаются обломки кварцитов, кристалли-

ческих сланцев, гранитоидов и диабаз-порфиритов; редко встречаются также гальки кварц-турмалиновых пород. Материал конгломерата плохо отсортирован, размер галек достигает 25—30 см. Цементирующая масса галек конгломерата представлена гравелитами и грубозернистыми песчаниками, характеристика которых дается ниже.

Гравелиты и гравийные песчаники, имеющие обычно кварцитовый облик, также приурочены к базальной свите и сложены в основном из кварца (70—90%, а иногда и больше). Остальная часть кластического материала представлена чешуйками мусковита, обломками кислого плагиоклаза и микроклина, а также кварцитами и кварцитовидными кристаллическими сланцами. Цемент этих пород главным образом серицитовый и реже хлоритовый.

2. Псаммитолиты

Кварцевые песчаники являются самыми распространенными среди псаммитолитов. Особо широко они развиты в полосчатой свите. Ведущим кластическим компонентом этих песчаников является кварц (70—75%), представленный преимущественно волнистой и редко неволнистой (эффузивной) разностями. Среди зерен первого типа можно различить: кварц гранитоидных пород и кварц пнейсов и кристаллических сланцев (сильно удлиненные кристаллы).

Обломки плагиоклаза относятся к альбиту (An 6—10) и олигоклаз-альбиту (An 14—17). Калишпат (микропертит, микроклин) встречается редко. Слюда представлена пластинками мусковита и измененного биотита (хлорит-серицитовые псевдоморфозы по биотиту). Цемент песчаников гидрослюдисто-хлоритовый.

Аркозово-кварцевые песчаники, распространенные, главным образом, в сорской свите, по сравнению с вышеописанным типом, характеризуются меньшим содержанием кварца (60—70%). Количество же полевых шпатов в них более высокое: кислый плагиоклаз — 15—20%, а калишпат — до 5—10%. В некоторых песчаниках (верхняя часть сорской свиты и талахианского горизонта) отмечаются буро-зеленоватые, слабо плеохро-

ичные и сравнительно низкодвупреломляющие пластинки измененного биотита. В цементе аркозово-кварцевых песчаников, кроме гидрослюды и хлорита, часто наблюдается кальцит.

Некоторые разности этих песчаников характеризуются примесью грауваккового материала в количестве до 10—15%. При этом в песчаниках талахианского горизонта этот материал преимущественно вулканотерригенный (обломки порфиритовых пород), в сорской же свите — седиментокластический (обломки сланцев и песчаников).

Граувакковые песчаники встречаются только в среднеюрских отложениях южной полосы (диабазовый горизонт). Они сложены преимущественно обломками сильно измененных, главным образом, хлоритизированных и карбонатизированных порфиритов, их туфов, основных плагиоклазов и темных силикатов; наблюдаются обломки свежих кристаллов кислого плагиоклаза. Цемент граувакковых песчаников представлен кальцитом, анкеритом и хлоритом.

В некоторых песчаниках этой группы наблюдается примесь кварца в количестве до 8—13%; среди граувакковых песчаников попадают также разности, содержащие 20—30% туфового материала, представленного угловатыми обломками свежего плагиоклаза и моноклинного пироксена (туффито-граувакковые песчаники).

3. Алевролиты

Эти породы самое широкое распространение получили в полосчатой свите. Их текстура часто микрослоистая, обусловленная чередованием крупно- и мелкоалевритового материала; микрослоистость подчеркнута ориентированным расположением органического вещества. Алевролиты по составу сходны с чередующимися с ними песчаниками и обычно отличаются отсутствием обломков пород.

4. Пелитолиты

Песчано-алевритовые и песчанисто-алевритистые глинистые сланцы широко распространены среди пород нижней средней юры, особенно характерны они для полосчатой свиты. Терригенный материал в этих породах содержится в количестве от 5 до 50% и представлен кварцем, кислым

плагиоклазом, мусковитом, измененными пластинками биотита и реже роговой обманки (?). Встречаются также обрывки фюзенизированного органического вещества. Описание глинистой части этих пород дается немного ниже.

Т у ф ф и т о в ы е г л и н и с т ы е с л а н ц ы, встречающиеся в нижней части диабазового горизонта, характеризуются наличием первичного вулканического материала в количестве до 50%; последний представлен угловатыми кристаллами альбита и слабо серицитизированного олигоклаз-андезина. Сравнительно редко отмечается нацело или частично измененные обломки пироксена.

Н о р м а л ь н ы е (п е л и т о в ы е) г л и н и с т ы е с л а н ц ы развиты преимущественно в аален-байосских отложениях северной полосы, в других же свитах они встречаются редко. Эти породы сложены удлинёнными чешуйчатыми агрегатами гидрослюда и хлорита покрытыми обычно бурыми налетами органического вещества. Такие ориентированные агрегаты четко плеохроируют по биотитовой схеме и характеризуются прямым погашением. Среди гидрослюдисто-хлоритовой массы нередко наблюдаются мелкие выделения альбита и кварца, в пелитолитах же талахианского горизонта к ним присоединяется каолинитоподобный минерал ($n=1,565-1,567$). Пелитолиты базальной свиты имеют филлитовидный облик и сложены серицитом и хорошо раскристаллизованным хлоритом.

Р е н т г е н о г р а ф и ч е с к и м и с с л е д о в а н и е м в п е л и т о в ы х ф р а к ц и я х г л и н и с т ы х с л а н ц е в и ц е м е н т а п е с ч а н и к о в В е р х н е й Р а ч и фиксируется три основных глинистых минерала: гидрослюда, хлорит и каолинит.

Гидрослюда содержится во всех изученных образцах и является ведущим компонентом. Ее присутствие устанавливается по наличию целочисленной серии базальных отражений, кратных $d(001)=10\text{Å}$; последние не изменяются после насыщения образца глицерином и после прокаливания. Минерал диоктаэдрического типа, т. к. $d(060)\approx 1,50\text{Å}$. Гидрослюда относится к полиморфной модификации $2M_1$, что устанавливается по наличию характерных отражений 112 ($d=3,98\text{Å}$), 113 ($d=3,51\text{Å}$), 114 ($d=3,16\text{Å}$), 025 ($d=3,00\text{Å}$).

Второй, также широко распространенный компонент — хлорит устанавливается по наличию отражений с $d=14\text{Å}$, 7Å , $4,7\text{Å}$, $3,5\text{Å}$ и т. д., не изменявших существенно своих положений после насыщения образца глицерином. После нагревания происходит увеличение отражения $d(001)=14\text{Å}$, интенсивность же отражений $d(002)=7\text{Å}$, $d(003)=4,7\text{Å}$ и $d(004)=3,5\text{Å}$ уменьшается. Так как интенсивность отражения $d(002)=7\text{Å}$ больше интенсивности отражений с $d(001)=14\text{Å}$ и $d(003)=4,7\text{Å}$, то можно предположить, что в октаэдрических позициях структуры содержатся ионы железа. Минерал триоктаэдрический, но, вероятно, с высоким содержанием трехвалентных катионов, так как значение $d(060)=1,535\text{Å}$ приближается к нижнему пределу величины $d(060)$.

Третий компонент — каолинитоподобный минерал был зафиксирован только в образцах из талахианского горизонта. Его присутствие устанавливается по следующим данным: на рентгенограммах природного и насыщенного глицерином образцов наблюдаются сравнительно сильные базальные отражения с $d=7\text{Å}$ и $d=3,5\text{Å}$. После прокаливания образцов отражение с $d=7\text{Å}$ исчезает, но, так как большинство других отражений не изменяет ни своих положений, ни интенсивности, то можно заключить, что данный минерал дает на рентгенограмме лишь базальные отражения. После кипячения в 10% HCl изменений в дифракционной картине в отношении этих отражений не наблюдается. Следуя Г. В. Бриндли (1965), исследуемый минерал целесообразнее отнести к «неупорядоченному по оси b» каолиниту.

Д и ф ф е р е н ц и а л ь н ы й т е р м и ч е с к и й а н а л и з дает возможность лишь приближенной идентификации глинистых минералов пород сланцевой серии Верхней Рачи. Так, например, на дифференциальных кривых ряда образцов наблюдается эндотермическая остановка в интервале $570-600^\circ$, сочетающаяся всегда с резким экзотермическим эффектом на более высокой температуре ($620-685^\circ$); по этим данным можно предположить присутствие железистого хлорита, в частности же афросидерита (Иванова, 1949). Однако указанный эндотермический эффект, видимо, вызван наличием гидрослюда мусковитового типа. Эк-

зотермические реакции с температурными максимумами в интервале 350—450°, вероятно, связаны с сгоранием органики, а также окислением сульфидов. Следует отметить, что первая эндотермическая низкотемпературная реакция, характерная для гидрослюд, на изученных дифференциальных и термовесовых кривых почти не замечается. На дифференциальных кривых образцов талахианского горизонта отмечается слабый экзотермальный пик около 985°, что свойственно каолиниту.

Химические анализы пелитовых фракций характерных образцов сланцевой серии показывают довольно высокое содержание Al_2O_3 (18—31%) и K_2O (3—6%), что вызвано большим количеством гидрослюд. Особо высоким содержанием этих компонентов характеризуются филлитовидные сланцы и цемент кварцитовидных песчаников базальной свиты ($K_2O=9.6\%$, $Al_2O_3=34.94\%$).

Наблюдаемые в анализах значительные количества FeO и MgO обусловлены наличием хлоритовых минералов. По соотношению FeO к MgO (1—2,5) хлориты исследованных образцов можно отнести к железистой (репидолит) и железо-магнезиальной (афросидерит) группам. Присутствующий в анализах Na_2O (1—2%), вероятно, входит, главным образом, в состав мелкодисперсного аутигенного альбита. Пелитолиты диабазового горизонта, переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками, отличаются сравнительно высоким содержанием Fe_2O_3 и MnO .

5. Конкреции, связанные с нижне- и среднеюрскими отложениями

Распределение конкреций среди пород сланцевой серии неравномерное: наиболее богат ими диабазовый горизонт, а свита однородных листоватых сланцев, талахианский горизонт и сорская свита характеризуются сравнительно умеренным содержанием этих образований. Наиболее бедна конкрециями полосчатая свита, в которой чаще встречаются гнезда и отдельные выделения пирита. Бедность полосчатой свиты конкрециями, возможно, обусловлена быстрыми темпами осадконакопления, значительно редуцировавшими диагенетические процессы. В базальной пачке конкреции практически не встречаются.

По составу различаются кальцитовые, анкерит-кальцитовые, сидеритовые, пиритовые, кварц-хлоритовые и смешанные типы

конкреций, в которых обычно наблюдается примесь терригенного материала. Конкреции по форме сферические, уплощенные, линзовидные, достигают размера 0,5—1 м, а иногда 3 м. Более высокой минерализацией характеризуются хлорит-кальцитовые и анкерит-кальцитовые конкреции диабазового горизонта, что вызвано, вероятно, интенсивным разложением нестойких компонентов граувакковых песчаников на раннедиагенетической стадии.

Пирит образует глобулы и идиоморфные кристаллы. Нередко пирит замещает органические остатки. По перифериям аутигенного пирита обычно развиты крустификационные каемки хлорит-серицита и кварца.

6. Пирокластолиты

Альбитофировые туфы залегают среди пород базальной свиты; характеризуются полосчатой текстурой и мелкообломочной структурой (размер обломков редко достигает 1—2 см). Пирокластический материал представлен альбитофирами, кристаллами альбита и эффузивного кварца; редко отмечаются измененные пластинки биотита. Обломки альбитофира и кварца часто оплавлены. Цемент этих пород — мелкозернистый раскристаллизованный кислый туфовый материал, нередко обогащенный выделениями лейкоксена.

В химических анализах этих туфов привлекает внимание высокое содержание SiO_2 (до 74%) и щелочей (4,4—8,1%); при этом Na_2O всегда преобладает над K_2O . По петрографическому и химическому составу альбитофировые туфы Верхней Рачи показывают сходство с одновозрастными кислыми эффузивами других районов южного склона Большого Кавказа.

Спилитовые туфы встречаются в виде прослоев среди байосских отложений южной полосы. Количество таких прослоев сравнительно возрастает в разрезах восточной части этой полосы. Туфы, в основном, псаммитовые и сложены обломками спилитовых порфиритов моноклинного пироксена, кислого плагиоклаза и измененного вулканического стекла. Материал необработанный и свежий, обломки же вулканического стекла и цементирующие туфовые массы хлоритизированы. Как по петрографическому, так и по химическому составу эти пирокластолиты по-

казывают большое сходство со спилитовыми покровами байоской вулканогенной серии, примыкающей непосредственно с юга к сланцевой полосе.

Акцессорные минералы ниже- и среднеюрских отложений

Циркон является наиболее характерным акцессорным минералом сланцевой серии Верхней Рачи. Максимальное количество этого минерала (до 50—55%) отмечается в тяжелых фракциях песчаников и алевролитов, в глинистых же сланцах его содержание убывает до 5—8%.

По форме среди цирконов выделяются: а) идиоморфные и б) округленные зерна. В первой группе господствуют умеренно удлиненные призматические кристаллы. В обеих группах встречаются разности с зональным строением. Отмечаются включения и кавернообразные углубления. Двойники редки; наблюдаются индивиды, как бы припаянные по призматическим граням.

Количество округленных зерен в некоторых породах довольно высокое. Среди цирконов этого типа различаются частично округлые и сферические или яйцевидные зерна. Учитывая явно переотложенный характер некоторых других компонентов и соглашаясь с мнением А. Г. Коссовской (1962), мы склонны большинство округленных цирконов считать заимствованными из древних осадочных толщ.

Особого внимания заслуживает аутигенный циркон, образующий на пирамидальных гранях обломочных зерен мелкие наросты; в некоторых шлифах наблюдаются наросты (двухголовые пирамиды), развитые на явно округленном пирамидальном конце терригенного циркона; новообразованный циркон отличается от терригенного буроватым цветом, более низким преломлением и двупреломлением.

Турмалин встречается как в виде терригенных, так и аутигенных зерен. Количество терригенного турмалина не высокое (около 3%); они нередко значительно округлены и приурочены, главным образом, к песчаникам и алевролитам; цвет — темно-буто-зеленый, синевато-серый или же буро-зеленоватый, плеохроизм сильный, включения отсутствуют, некоторые зерна характеризуются вертикальной штриховкой.

Аутигенный турмалин, пользующийся широким распространением в глинистых сланцах, образует идиоморфные кристаллы слабо-зеленоватого или буро-зеленоватого цвета. Плеохроизм и двупреломление этих кристаллов, по сравнению с терригенными, несколько понижены ($N_m = 1,649—1,652$, $N_p = 1,626—1,629$, $N_m - N_p = 0,020—0,022$). Вертикальной штриховки не наблюдается. По этим признакам описанный турмалин приближается к дравиту.

Для аутигенного турмалина весьма характерны многочисленные углисто-глинистые включения; нередко подобные кристаллы турмалина нарастают противоположной пирамидальному окончанию гранью на терригенное зерно кварца и в отношении с ним показывают явный ксеноморфизм. Обычно же эта грань кристалла недоразвита и гребешковидно изрезана. Иногда встречаются также «искаженные» зерна турмалина, напоминающие метакристаллы. В некоторых случаях наблюдается регенерация зерен турмалина.

Надо полагать, что аутигенные кристаллы турмалина образовались в процессе эпигенеза глинистых отложений. Возможность аутигенного происхождения турмалина в осадочных и осадочно-метаморфических толщах, в особенности глинистого состава, уже неоднократно доказывалось исследователями.

Рутил является характерным минералом сланцевой серии. Количество терригенных зерен рутила в песчаниках достигает 5—8%, в сланцах же — 1—3%. Кристаллы этого минерала обычно покрыты бурыми налетами лейкоксена и носят следы обработки, редко отмечаются и нацело округленные зерна. На гранях минерала наблюдаются вторичные, корневидные выросты буровато-черного цвета.

Аутигенный рутил в виде мелких (0,002—0,001 мм) игольчатых кристаллов приурочен, главным образом, к пелитолитам. Особо обилен рутил в свите однородных глинистых сланцев северной полосы. При этом иголки рутила по длинной оси обычно расположены в плоскости параллельной сланцеватости. Мелкие иголки этого минерала в глинистой массе образуют довольно густую сагенитоподобную сетку, на фоне которой выделяются и более крупные (0,01—0,08 мм) идиоморфные кристаллы, с отчетливой вертикальной штриховкой и гребешковидно изрезанными бипирамидальными окончаниями. В глинистой массе места-

ми наблюдаются отдельные комочки лейкоксена с коронообразными выступами новообразованного рутила. Довольно часты характерные коленчатые двойники.

Нам представляется, что аутигенный рутил образовался в процессе метаморфизма глинистых и глинисто-органических масс, обогащенных титаном (содержание этого элемента в изученных глинистых сланцах почти в два раза превышает кларковое число).

Анатаз в изученных породах встречается сравнительно редко (1—4% и меньше). Он представлен кристаллами бипирамидального и призматического габитуса, с толстыми непрозрачными краями и поверхностью, покрытой пятнами бурого цвета.

Аутигенный анатаз встречается, главным образом, в микрожеодах, образовавшихся в глинистой массе за счет разложения органических остатков (реликты их иногда сохранены). Стенки жеод обычно обведены цепочкой из кристаллов анатаза, в центре же располагается комок лейкоксена с шиповидными выступами новообразованных кристаллов этого минерала. Редко с анатазом ассоциируются и кристаллы аутигенного турмалина. Остальная же часть жеоды обычно заполнена каолинитом.

Апатит является характерным акцессорным минералом сланцевой серии. Подобно циркону, высокое содержание апатита (до 15—18%) свойственно для тяжелых фракций песчаников и алевролитов, в сланцах же его содержание обычно — 2—6%.

Различаются следующие типы апатита: 1) бесцветные, чистые; 2) содержащие редкие включения серого цвета и 3) бурые плеохроичные апатиты с вертикальной штриховкой. Последние, вероятно, заимствованы из эффузивных пород.

Кристаллы апатита обычно несут следы обработки; встречаются и полностью окатанные зерна. Нередко грани этого минерала корродированы. Периферические части бурых разновидностей апатита иногда совершенно свободны от включений.

Корунд является сравнительно редким минералом тяжелых фракций (1—2% и меньше), однако в некоторых разрезах его содержание местами достигает 4—10%. Зерна корунда характеризуются неправильным изломом и острыми краями. Минерал бесцветен, но иногда наблюдаются темно-бутыльно-зеленые плеохроичные участки; одноосный, отрицательный ($N_p > 1,754$;

$N_m^1 = 1.766—1.768$); двупреломление около 0,009—0,11. Поверхность некоторых зерен ступенчатая.

Гранат встречается довольно редко и то лишь в виде единичных зерен. Только в нескольких образцах (разрез по р. Зопхитура) они отмечены в большем количестве (до 5—6%); все эти зерна обычно одного типа (гроссуляр), на поверхности которых наблюдается характерная скульптура.

Дистен был встречен лишь в нескольких фракциях в виде единичных зерен. Он обычно бесцветен, но некоторые зерна имеют слабо желтовато-зеленоватый оттенок и слабо плеохроируют; двуосный, двупреломление низкое; некоторые кристаллы характеризуются ступенчатой поверхностью.

Хлоритонд определен в количестве 1—2%, а иногда в виде единичных зерен; часто несколько спаенных пластинок минерала расположены один на другом. Цвет минерала зеленовато-синеватый по N_g и плеохроирует до светло-желтовато-зеленоватого по N_p . Двупреломление низкое (зеленовато-синеватые аномальные цвета).

Некоторые вопросы литогенеза ниже-и среднеюрских отложений

1. Ассоциация терригенных и аутигенных минералов песчаников и глинистых сланцев

По характеру слагающего терригенного материала среди изученных псаммитолитов различаются две основные группы: в первой определяющим является аркозовый материал, во второй — граувакковый. При этом, по сравнению с типичными аркозами и граувакками, состав песчаников обеих групп значительно простей.

Псаммитолиты первой группы, в основном, олигомиктово-кварцевые, однако встречаются также мономинерально-кварцевые и переходные в полимиктовые — аркозово-кварцевые разновидности. В псаммитолитах второй группы характерные для граувакковых песчаников компоненты — основной плагиоклаз и пироксен изменены и в свежем виде представлены только обломки кислого плагиоклаза.

Таким образом, ассоциацию породообразующих терригенных минералов псаммитолитов сланцевой серии составляют:

кварц, альбит, олигоклаз-альбит, мусковит и, изредка—калишпат.

В группе аксессуарных минералов сланцевой серии господствуют циркон, турмалин, апатит и рутил. В меньшем количестве встречаются анатаз, корунд, хлоритовид; весьма редки гранат и дистен. Особенно бедны аксессуориями граувакковые песчаники.

Аутигенную ассоциацию составляют те минералы, которые являются основными породсообразующими и характерными аксессуарными компонентами. Так, например, довольно часто встречаются аутигенный кварц, а также альбит и серицит-мусковит. Из аксессуарных минералов привлекают внимание аутигенные образования рутила и турмалина, а изредка даже циркона.

Ассоциацию глинистых минералов пелитолитов и цемента песчаников составляют, в основном, диоктаэдрическая слюда и триоктаэдрический хлорит (афросидерит, репидолит). В верхней части сланцевой серии к этим минералам присоединяется т. н. «неупорядоченный каолинит».

Следует отметить, что в каждой из выше охарактеризованной ассоциации число минеральных видов не превышает 3—4, количество же минералов одного вида довольно высокое. Вместе с тем следует подчеркнуть и то, что вышеназванные минералы являются высокоустойчивыми.

2. Роль постседиментационных (эпигенетических) процессов в формировании минеральных ассоциаций

Как известно, формированию минеральных ассоциаций, богатых устойчивыми компонентами и обедненных нестойкими, способствуют, в основном, следующие три фактора: 1) интенсивное химическое выветривание в пределах питающего субстрата. 2) многократное переотложение материала и 3) постседиментационные изменения.

Большая мощность сланцевой серии (2500—3000 м) говорит за то, что питающая суша нижне- и среднеюрских отложений характеризовалась быстрой эрозией, значительно сдерживающей процессы химического выветривания. Такое представление хорошо подтверждается химическим изучением осадочных пород геосинклинали Большого Кавказа, показывающим, что «здесь почти

не происходило разделения кремнезема и глинозема ни в аридных, ни в гумидных глинах и песках» (Ронов, 1964). Что же касается фактора многократного переотложения материала, то мы думаем, что его роль тоже не была значительной; судя по составу псефитолитов и псаммитолитов, можно допустить, что в пределах питающего субстрата кристаллические породы резко преобладали над осадочными.

Так что для объяснения «зрелости» минеральных ассоциаций приходится обратиться к постседиментационным процессам. Однако следует отметить и то, что при большой скорости (8—10 см/1000 л) захоронения слабо разложенного материала раннедиагенетические процессы, вероятно, проявились значительно слабее, нежели последующие эпигенетические. Но ставится вопрос, как отражены конкретно эпигенетические процессы в породах сланцевой серии?

Почти во всех породах содержатся терригенные пластинки биотита, замещенного чередующимися волокнами гидрослюды мусковитового типа и хлорита, к которым присоединяются мелкие выделения лейкоксена и рудного минерала. Только в верхней части сланцевой серии примечаются относительно менее измененные кристаллы биотита. Наряду с измененным биотитом встречаются также хлоритизированные пластинки амфибола; в граувакковых же песчаниках основные плагиоклазы и пироксены нацело замещены кальцитом, анкеритом и хлоритом.

Главный породообразующий компонент песчано-алевроитовых пород — кварц довольно часто подвергается регенерации и бластезу. Надо полагать, что освобожденный в результате разложения нестойких минералов силиций интенсивно мигрировал в поры этих пород и отлагался в виде кварца. Растворению подвергаются, вероятно, и терригенные зерна кварца, о чем свидетельствуют многие характерные микроструктуры.

Об интенсивности эпигенетических процессов говорит также широкое развитие аутигенных аксессуарных, главным образом, устойчивых минералов — турмалина, рутила, анатаза, циркоза.

Эпигенетические процессы особо сильно проявлены в пелитолитах и цементе песчаников, где первичные глинистые минералы нацело замещены явно аутигенными агрегатами диоктаэдрической гидрослюды и хлорита. Большое содержание биотита в породах питающего субстрата дает возможность предположить,

что диоктаэдрическая гидрослюда возникла в основном за счет этого минерала.

Аналогичные явления эпигенетического преобразования терригенного биотита детально охарактеризованы многими исследователями (Коссовская, Дриц, Александрова, 1963; Копелиович, 1962 и другие).

Надо полагать, что источником калия для диоктаэдрических гидрослюд являлись также калишпат и плагиоклаз олигоклаз-андезиновой ряда; последний, по данным К. Андреатта (1954), содержит этот элемент в количестве 1—3%.

Высвободившиеся в результате разложения биотита, амфибола и других нестойких минералов Mg и Fe, вероятно, израсходовались на формирование хлоритовых минералов (афросидерит, репидолит).

Мы допускаем, что «неупорядоченный каолинит» в породах талахианского горизонта образовался за счет богатых органикой глинистых масс, содержащих примесь переотложенного вулканогенного материала, как это предполагают А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1964) для аналогичных каолинитов некоторых угленосных отложений.

По степени преобразования кластических минералов, характеру аутигенеза и структурных особенностей пород ниже- и среднеюрскую сланцевую серию следует отнести к зоне глубинного эпигенеза. Однако, несмотря на это, эпигенетические процессы на разных уровнях сланцевой серии характеризуются некоторыми особенностями. В частности, в цементе кварцитовидных песчаников и филлитовидных сланцах слюда и хлорит обладают более высокой кристалличностью, нежели в вышележащих толщах. В породах базальной свиты резко выражены также признаки начального метаморфизма (метагенеза) — бластез, регенерация, сегрегационные и шиповидные структуры и др.

Залегающие стратиграфически выше базальной свиты отложения характеризуются большой однородностью и только самый верхний горизонт сланцевой серии проявляет некоторую особенность; в глинистой массе, наряду с гидрослюдой и хлоритом, фиксируется «неупорядоченный каолинит», среди терригенного же материала — слабо измененный биотит.

Относительная интенсивность постседиментационных преобразований базальной пачки, вероятно, обусловлена специфичес-

кими условиями их формирования и активностью «внутрислойных растворов» в гравийных песчаниках и гравелитах, как наиболее крупнопористых породах. Особенности же эпигенеза пород талахианского горизонта вызваны несколько своеобразным первичным петрографическим их составом.

3. О питающем субстрате ниже- и среднеюрских отложений

В пределах Верхней Рачи юрский геосинклинальный бассейн с севера граничит с сушей, расположенной приблизительно на месте современного ядра Большого Кавказа, а с юга — с т. н. Грузинской глыбой (Кахадзе, 1947). При этом установлено, что источником терригенного материала для нижеюрских отложений северной полосы служила северная суша, лейасские же отложения южной полосы питались, в основном, из Грузинской глыбы. К нижелейасским отложениям в небольшом количестве примешивался также туфовый материал альбитофирового состава.

В байосе, в южной части бассейна, появились вулканические острова порфиритового состава, которые стали основным поставщиком терригенного материала для среднеюрских отложений южной полосы (диабазовый горизонт). Продукты размыва вулканических островов аналогичного состава в малом количестве, видимо, поступали и в северную часть бассейна, так как в талахианском горизонте наблюдаются обломки порфиритовых пород. В основном же среднеюрские отложения северной полосы продолжали питаться с северной суши. Кроме того, к байосским отложениям южной полосы примешивался пирокластический материал спилитовых и лабрадоровых порфиритов. Количество вулканогенного материала в юго-восточной части полосы (сс. Борцо-Дзеглеви-Уцера) — на стыке терригенной и вулканогенной геосинклинали — резко возрастает (Беридзе, 1970).

На основании петрографического и минералогического состава пород ниже- и среднеюрской сланцевой серии Верхней Рачи можно прийти к выводу, что их питающий субстрат был сложен кварцевыми диоритами, микроклиновыми гранитами, мусковит-хлорит-биотит кварцевыми и альбитовыми кристаллическими сланцами, кварцитами и спилито-порфириновыми вулканоген-

ными образованиями; в меньшем количестве, видимо, присутствовали также корунд- и гранатсодержащие кристаллические сланцы, филлиты, диабазовые породы и кварцевые альбитофиры. По наличию окатанных зерен циркона, турмалина, апатита можно допустить также размыв осадочно-метаморфических пород.

Однако такое представление о составе питающего субстрата нуждается в некоторых дополнениях, так как многие минералы, столь характерные для пород современного кристаллического ядра Большого Кавказа, Грузинской глыбы и порфиритовой серии байоса, не находят своего отражения в нижне- и среднеюрских отложениях. К таковым в первую очередь относятся: амфиболы, пироксены, эпидот, цоизит, олигоклаз-андезин, основные плагиоклазы, сфен, ортит, силиманит, андалузит, ставролит и др.; крайне ничтожна в отложениях юры роль калишпата, граната и дистена.

Трудно допустить, что породы, содержащие эти минералы, не обнажались в пределах питающего субстрата. Естественнее было бы предположить, что все эти минералы, как малостойкие, растворились в процессе эпигенеза. Явления эпигенетического растворения нестойких компонентов в геосинклинальных терригенных отложениях описаны Ф. Петиджоном, Г. Визенедером, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, П. Гази и другими.

Таким образом, можно полагать, что намеченные для нижне- и среднеюрских отложений питающие области по петрографическому составу приблизительно соответствовали современному кристаллическому ядру Большого Кавказа, обнаженной части Грузинской глыбы и байосским порфиритовым массивам.

Такое заключение, в частности, подтверждается также большим сходством химических составов песчано-глинистых пород юры и кристаллических сланцев и гранитоидов Большого Кавказа. Несколько низкое содержание СаО и Na₂O в песчано-глинистых породах, сравнительно с кристаллическими, вероятно, объясняется их растворением в процессах выветривания и переноса.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

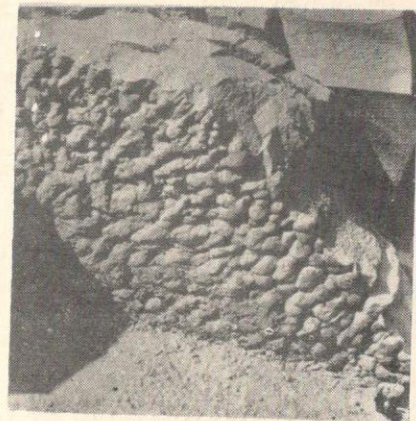
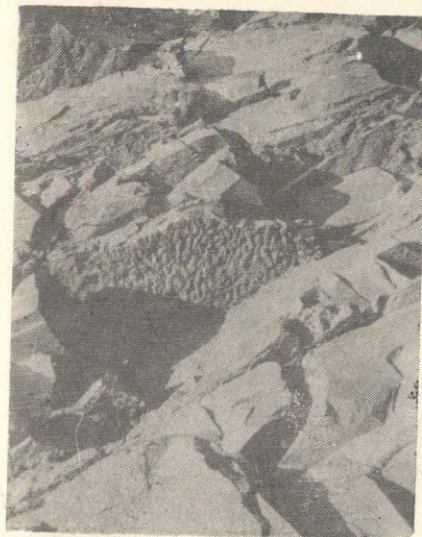
- ბერიძე მ., 1965. ზემო რაჭის ქვედა- და შუაიურული ნალექების ლითოლოგია და მათთან დაკავშირებული დიაბაზური ქანები. საკანდიდატო დისერტაცია. საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი.
- ბერიძე მ., 1967. მდ. რიონის ზემოწელის აუზის ქვედა- და შუაიურული ტერიგენული ნალექების ლითოლოგია და მათთან დაკავშირებული ეფუზიური წარმონაქმნები. საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი.
- ვეზირიშვილი ე., 1951. თიხის მინერალის შესახებ მთის რაჭისა და აფხაზეთის ლიასიდან. შრომათა კრებული, გეოლ. და მინერ. ინსტიტუტი.
- ძოწენიძე გ. 1938. მასალები პორფირიტული სერიის პეტროგრაფიისათვის (ზემო რაჭა და სამხრეთ ოსეთი). საქ. სსრ გეოლოგ. ინსტიტუტის მოამბე, ტ. 3, ნაკვ. 3.
- ძოწენიძე გ., სწირტლაძე ნ., ჩეჩელაშვილი ი. 1950. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიის შესახებ. გეოლ. ინსტიტუტის შრომები. მინერ-პეტრ. სერია, ტ. 2.
- ჯავახიშვილი შ. 1966. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის მეტამორფული წარმონაქმნები. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლოგიური ინსტიტუტი.
- ჯანელიძე ა. 1946. რაჭის ლიასის სორის წყების შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. 8, № 5.
- Ажгирей Г. Д. 1960. Материалы по стратиграфии нижней и средней юры Северной Осетии. В сб.: «Материалы по геологии и металлогении Западного Кавказа». Т. 2, Ставрополь.
- Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М. 1964. Объяснительная записка к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении. XXII сессия МГК. В сб.: «Абсолютный возраст геологических формаций». Изд-во «Наука», М.
- Бабаев А. Г. О новообразованиях рутила в меловых отложениях Средней Азии, ДАН СССР, т. 113, № 2.
- Беридзе М. А. 1963₁. К петрографии диабазов верховьев р. Риони. Сообщ. АН Груз. ССР, XXXII:1.
- Беридзе М. А. 1963₂. Контактные явления, связанные со спилитовыми диабазами Верхней Рачи. Сообщ. АН Груз. ССР, XXXII:3.
- Беридзе М. А. 1964. К вопросу об условиях формирования диабазовых пород Горной Рачи. Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии МГК. Геол. ин-т АН Груз. ССР.

- Беридзе М. А. 1965₁. Аутигенный рутил и турмалин в породах юрской аспидной серии Горной Рачи. Сообщ. АН Груз. ССР, XXXVII:1.
- Беридзе М. А. 1965₂. К генезису альбититов и адинолов Горной Рачи. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. IV, вып. 2.
- Беридзе М. А. 1965₃. К литологии юрской песчано-сланцевой серии Горной Рачи. Сообщ. АН Груз. ССР, XL:3.
- Беридзе М. А. 1970. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Верхней Рачи. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. VII, вып. 1—2.
- Бетехтин А. Г. 1956. Курс минералогии. Госнаучтехиздат, М.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. и др. 1958. Текстуры и структуры руд. ИГЕМ АН СССР. М.
- Бриндли Г. В. 1965. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. В сб.: «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд. «Мир», М.
- Варданянц Л. А. 1935. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35.
- Генкулова М. Ф. 1957. Термический анализ. В сб.: «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин», Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, М.
- Виноградов А. П. 1935. Химический элементарный состав организмов моря. Часть 1, Тр. Биогеохимической лаборатории АН СССР, III, М.-Л.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. 1956. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6.
- Гамкрелидзе П. Д. 1940. Лейасовая фауна в основных (глинистых) сланцах Сванетии и Абхазии. Сообщ. Груз. филиала АН СССР, т. 1, № 3.
- Гамкрелидзе П. Д. и др. 1965. Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, Изд-во «Мецниереба», Тбилиси.
- Гамкрелидзе П. Д. 1966. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, № 3.
- Гегучадзе Ш. Х., Калинина Е. В., Горгошидзе Д. В., Тогошидзе Т. Г., Тодрия В. А., Месхи Т. А., Какабадзе Б. Я. 1965. Описание геологического строения и полезных ископаемых междуречья Чанчахи-Риони и Рцхмелурского рудного поля. Упр. геол. при СМ Груз. ССР.
- Гегучадзе Ш. Х. 1965. О стратиграфии среднеюрских отложений Верхней Рачи и их взаимоотношение с верхнеюрскими карбонатными флишевыми отложениями. Тр. КИМС, вып. VI (8), сер. геол.
- Гроссгейм В. А. 1961. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГРИ, вып. 180.
- Джавахишвили Ш. И. 1963. О возрасте и генезисе метаморфических и кристаллических сланцев Верхней Рачи. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. III, вып. 2.
- Джанелидзе А. И. 1932. Геологическое описание долины р. Риони от Чребало до г. Они. ГГУ. Тбилиси.

- Джанелидзе А. И. 1940. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Груз. филиал АН СССР. Тбилиси
- Дзоценидзе Г. С. 1948. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минерал. АН Груз. ССР, Монографии, № 1.
- Дзоценидзе Г. С., 1963. К вопросу классификации песчаников. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. 3, вып. 1.
- Дмитриева Е. В., Ершова Г. И., Орешникова Е. И. 1962. Атлас текстур осадочных горных пород. Часть 1. Обломочные и глинистые породы. Госнаучтехиздат, М.
- Заварицкий В. А. 1946. Спилито-кератофиновая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 71, петрограф. сер. (№ 24).
- Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Дудаури О. З. 1962. Гранитоиды Главного хребта Большого Кавказа в пределах Рачи и связанные с ними породы. Геол. ин-т АН СССР, Тбилиси.
- Зесашвили В. И. 1964. К стратиграфии сланцевой серии верховьев р. Риони. В сб.: «Вопросы геологии Грузии», к XXII сессии МГК. Изд. «Мецниереба», Тбилиси.
- Иванова В. И. 1949. Хлориты. Тр. ИГМ АН СССР, вып. 120, петрограф. сер. № 35.
- Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., III (VIII).
- Кекелия С. А., Салия Д. Г. 1963. Диккит из Абхазских ртутных месторождений. Тр. КИМС, вып. IV (6), сер. геол.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород, 1962, Госгеолтехиздат, М.
- Копелиович А. В. 1958. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные. Изд. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Копелиович А. В. 1962. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья. Тр. Восточно-Сибирского геол. ин-та СО АН СССР, сер. геол., вып. 5.
- Коссовская А. Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вильюйской впадины и Западного Верхования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. 1963. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые. № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. 1964. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадконакопления. Литология и полезные ископаемые, № 2.

- Кузнецов И. Г. 1933. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе. Матер. ЦНИГРИ. Рег. геол. и гидрогеол. сб. 1.
- Кузнецов И. Г. 1937. Геологическое строение южного склона Главного Кавказского хребта между верховьями Цхенискала и Мамисонским перевалом в связи с поисковыми работами на редкие элементы. ГГУ, Тбилиси.
- Кузнецов И. Г. 1942. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Докторская диссертация. Ин-т геол. и минер. АН СССР.
- Лапинская Т. А. 1963. Турмалиносодержащие протерозойские породы фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб.: «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований», посв. А. В. Пустовалову. Изд. АН СССР, М.
- Лебедев А. П. 1950. Юрская вулканическая формация Центрального Кавказа. АН СССР, вып. 113, петрограф. серия (№ 33).
- Леснов Ю. Г. 1961. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. БМОИП. Отд. геол., т. XXXVI (3).
- Логвиненко Н. В. 1965. О некоторых особенностях метазенеза терригенных пород геосинклиналей. Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Лучицкий В. И. 1938. Петрография. Том. 1, ч. 1 2. Изд. Горно-топливной и геол.-разв. лит., М.
- Маркозия И. А. 1948. Отчет Верхнерачинской геосъемочной партии (Онский район). ГГУ, Тбилиси.
- Муравьев В. И. 1964. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Пейве А. В. 1941. О «закоме» инверсии в геологии Кавказа. «Сов. геол.», № 4.
- Пейве А. В. 1945. Новые данные по тектонике Южного склона Центрального Кавказа. «Сов. геол.», сб. № 7.
- Преображенский И. А. 1940. Об автигенных минералах и минералообразовании. Тр. ИГН АН СССР, вып. 40, петрограф. сер. (№ 13).
- Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их сростания. Изд. ИЛ, М.
- Ренгартен В. П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148.
- Ренгартен Н. В. 1956. Минералы титана в угленосных осадочных породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Ричардсон Х. М., 1965. Фазовые превращения, происходящие при нагревании каолиновых глин. В сб.: «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд. «Мир», М.
- Ронов А. Б. 1964. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8.
- Рухин Л. В. 1953. Основы литологии. Гостоптехиздат, Л.
- Сахарова М. С., Цветков А. И. 1961. Гидрослюда из рудных жил горной Рачи. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 11.
- Сердюченко Д. П. 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Страхов Н. М. и др. 1954. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, М.
- Страхов Н. В. 1962. Основы теории литогенеза. Том. II., Изд. АН СССР, М.
- Татришвили Н. Ф. 1941. К петрографии Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. Тр. Грузгеолуправления, вып. V.
- Теодорович Г. И., Похвиснева Е. А. 1964. Литология и диагенез юрских отложений Северо-Западного Кавказа. Изд. «Наука», М.
- Тогоидзе Г. И. 1936. Отчет Эденской геол.-разв. партии. Грузцветметразведка, Тбилиси.
- Тогоидзе Г. И., Геловани Л. А., Циловани П. В. 1956. Сводный отчет о разведке Верхне-Рачинской группы сурьмяных месторождений. Книга 1, Геол. часть. ГГУ.
- Уокер Г. Ф. 1965. Вермекулитовые минералы. В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд. «Мир», М.
- Хмельевская Л. В. и др. 1948. К вопросу о парагенезе титана, органического углерода и некоторых других элементов. ДАН СССР, т. XIII, № 6.
- Чечелашвили И. Д. 1958. Аутигенные минералы в угленосной свите Бзыбского каменноугольного месторождения в келловей-оксфордских отложениях. Сообщ. АН СССР, т. 21, № 4.
- Чихрадзе Г. А. 1966. Геология и литология нижне- и среднеюрских терригенных отложений геосинклинали Южного склона Большого Кавказа в пределах Сванетии. Геол. ин-т АН Груз. ССР.
- Чихрадзе Г. А. 1969. Об источниках материала раннеюрской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванетии). Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Чичинадзе К. И. 1945. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. СОПС АН СССР, Кавк. комплексн. эксп. М.-Л.
- Швецов М. С. 1948. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, М.
- Шенгелия Д. М. 1963. О генезисе турмалина из песчано-глинистых сланцев Дарьяльского ущелья. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. III, вып. 1.
- Шония Н. Ф. 1939. Геологическое строение среднего течения рек Лухунискала и Сакаура в Верхней Раче, ГГУ, Тбилиси.
- Шутов В. Д. 1962. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Яковлева М. Е. 1953. Петрографическое исследование глин Трошинского месторождения на восточном склоне среднего Урала. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 1, Изд. АН СССР, М.
- Andreatta C. 1954. Über die verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. (Dritte Folge). Bd. H. 1—4.
- Awasthi N. 1961. Authigenic tourmaline and zircon in the Vindhyan formations of Sone Valley, Mirzapur District, Uttar Pradesh, India. Journal of Sedimentary Petrology, v. 31, № 3.
- Gassi P. 1965. On the heavy mineral zones in the geosyncline series, Recent studies in the Northern Apenninas Italy. Jour. Sedimentary Petrology. v. 35, № 1.

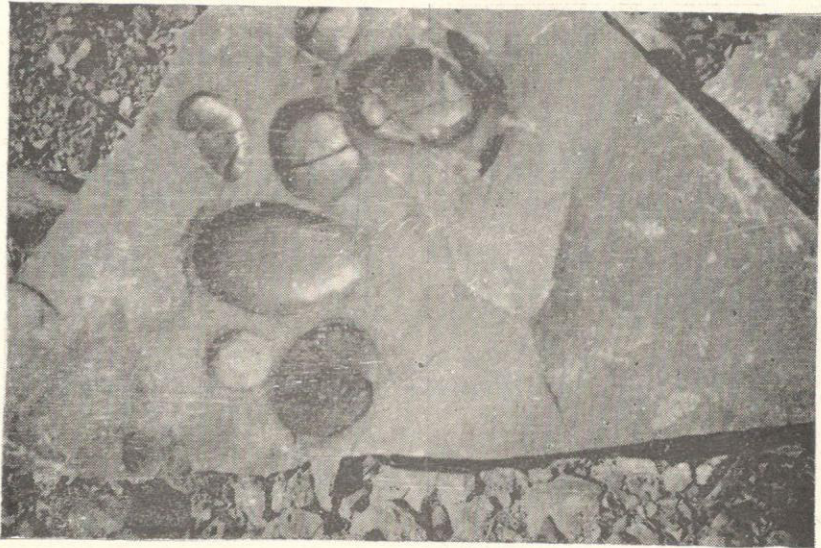
- Goldshmidt V. M., Peters Cl. 1932. Zur Geochemie des Bors. T. I—II. Nachr. v. d. Geselsch. d. Wissensch. zu Gottingen. Math. Phys. kl. H. 4—5.
- Goldschmidt V. M. 1954. Geochemistry. Oxford.
- Millot G., 1964. Geologie des argiles. Alterations, sedimentologie, geochimie. Masson, Paris.
- Pettijohn F. I. 1949. Sedimentary rocks. 1—ed. N. New York.
- Wiseneder H. 1953. Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken. Tschemm. Min.-Petr. Mitt. (Dritte Folge). Bd. 3. H. 2.



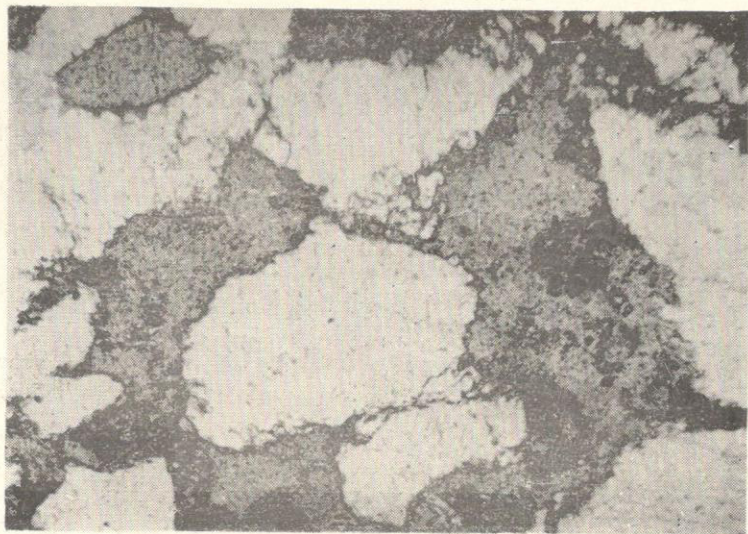
სურ. 1. ა—სქელურებრივ ქვიშაქვებში ფიქლებთან კონტაქტში განვითარებულია ტეგოგლიფები. ბ—ტეგოგლიფები (დეტალი).



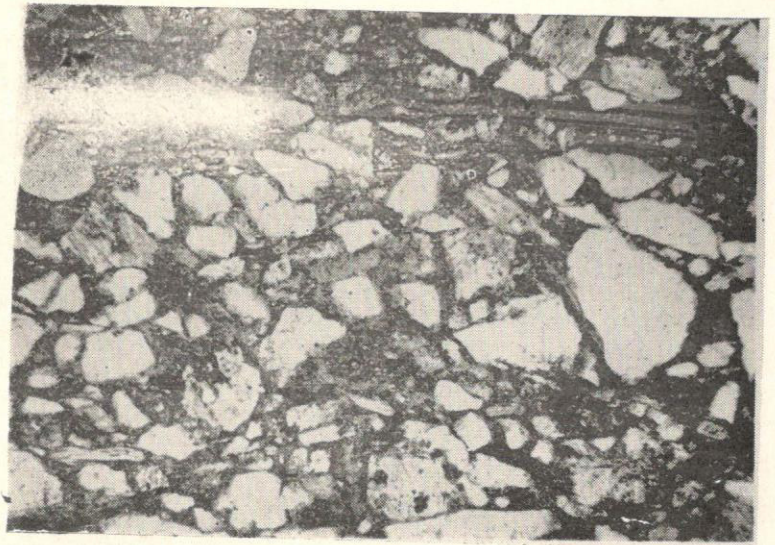
სურ. 2. ფიქლები სპილიტური ტუფების ზოლებით



სურ. 3. ფიქლების ჩანართები ქე-შაქვაში



სურ. 4. კვარცის ტერიგენი მარცვლების კოროზია ქლორიტული ცემენტით. შლ. 1710, მდ. დომბრულას სათავე, J_1 ; ნიკ. II, გად. 21.



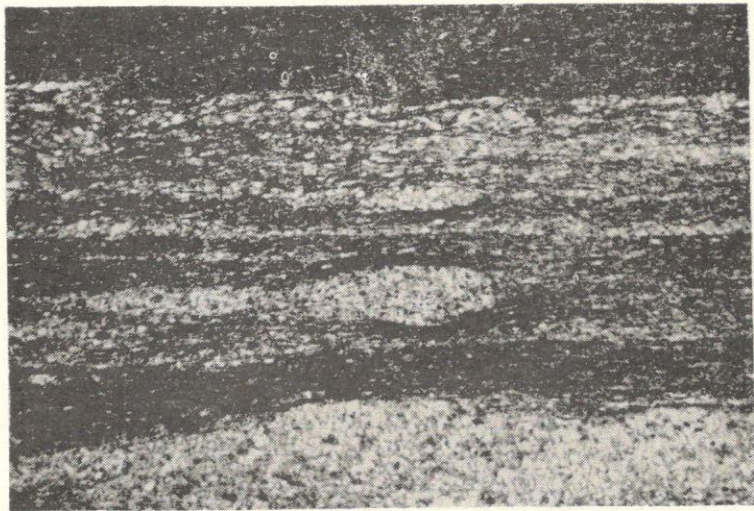
სურ. 5. კვარციანი ქვიშაქვა. შლ. 2415; გუზეცეცის უღელტ. ნიკ. II, გად. 21



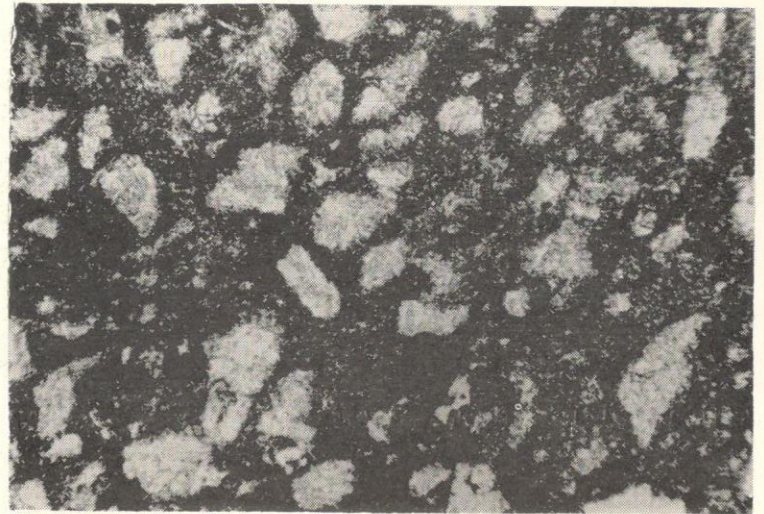
სურ. 6. ტერიგენი კვარცის რეგენერაცია. შლ. 346. მამისონი, ნიკ. +, გად. 200.



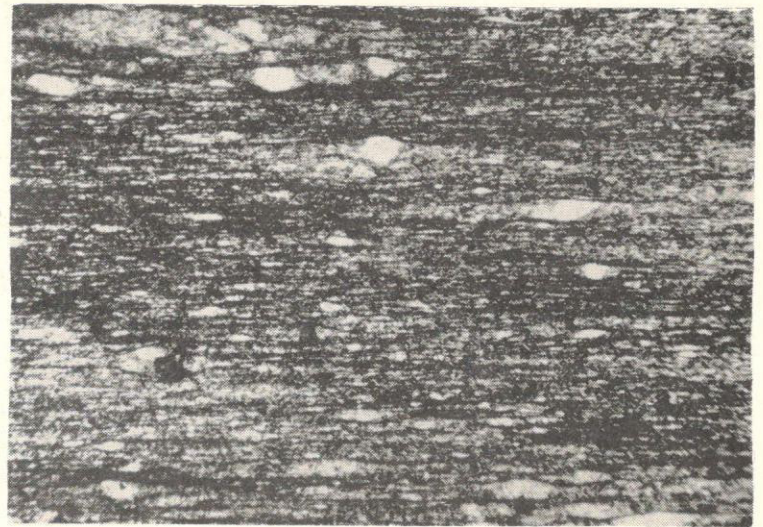
სურ. 7. გრაუვაკური ქვიშაქვა. შლ. 1103; ბოდუერას ხევი. J_2 , ნიკ. ||, გად. 30.



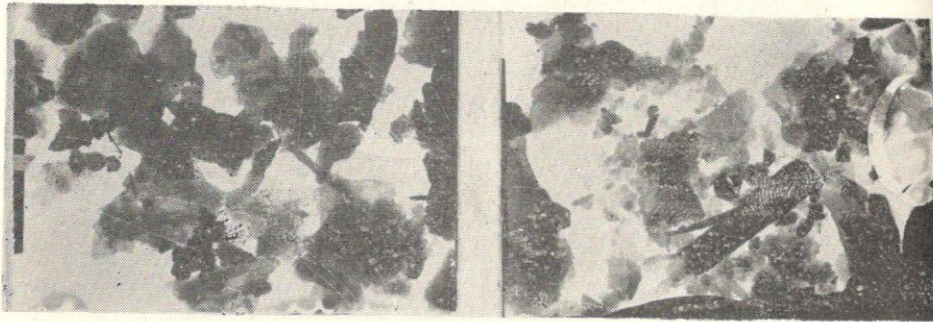
სურ. 8. ზოლიანი თიხაფიქალი. შლ. 899, ბოდურაშის ქედი, J_1^2 , ნიკ. ||, გად. 20.



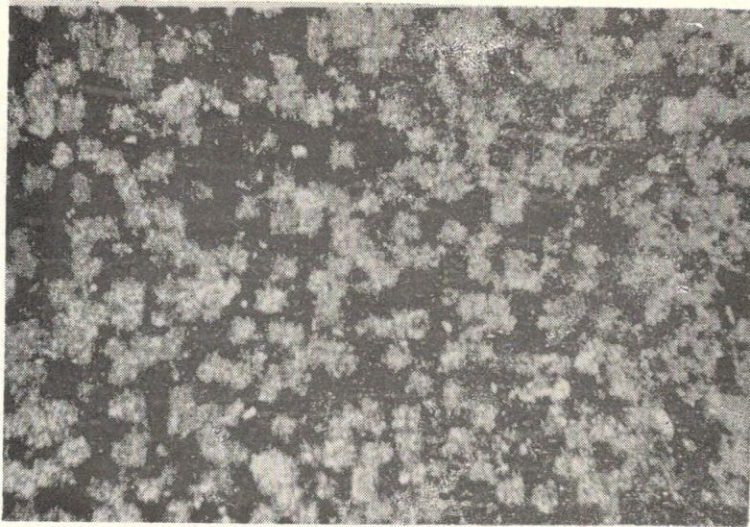
სურ. 9. ტუფიტური ფიქალი. შლ. 1587; მდ. ლუხუნისწყალი: (აღგ. ქაჯიანის მახლობლად). ნიკ. ||, გად. 30.



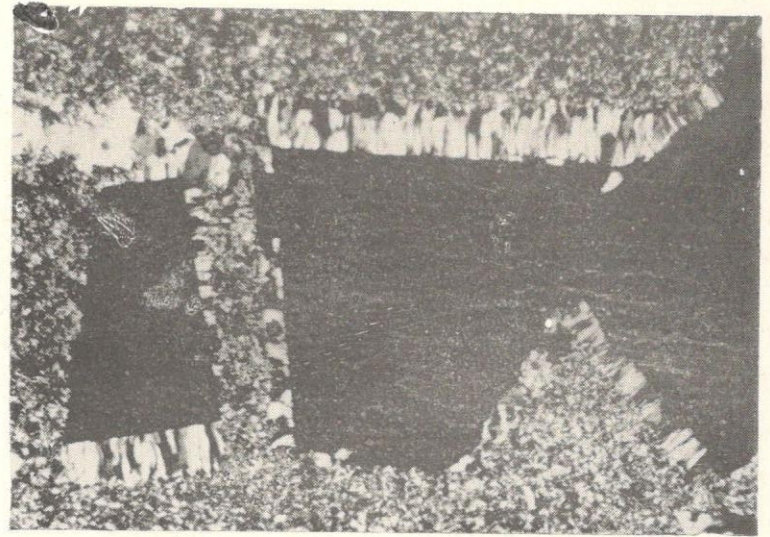
სურ. 10. ჰიდროქარსისა და ქლორიტის ორიენტირებული აგრეგატებით აგებული თიხაფიქალი. შლ. 1566, მდ. ლუხუნისწყლის ხეობა, ნიკ. ||, გად. 30.



სურ. 11. ჰიდროქარსული თიხის ელექტრონულ-მიკროსკოპული ფოტო. მარცხნივ—
ნომ. 314. გად. 7500-ჯერ. მარჯვნივ—316, გად. 10 000-ჯერ (ორივე ტალახიანის
ჰორიზონტიდან).



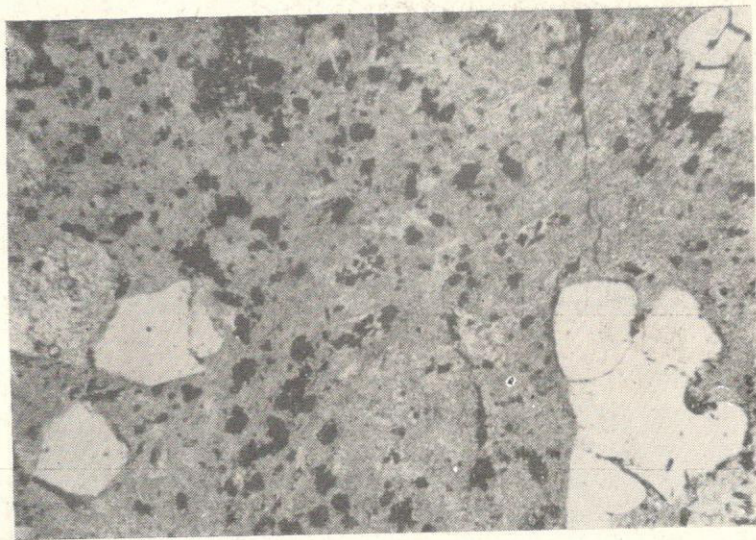
სურ. 12. სიდერიტ-კალციტ-ქლორიტული კონკრეტია. შლ. 1100,
ბოდუერას ხევი, ნიკ.+, გად. 30.



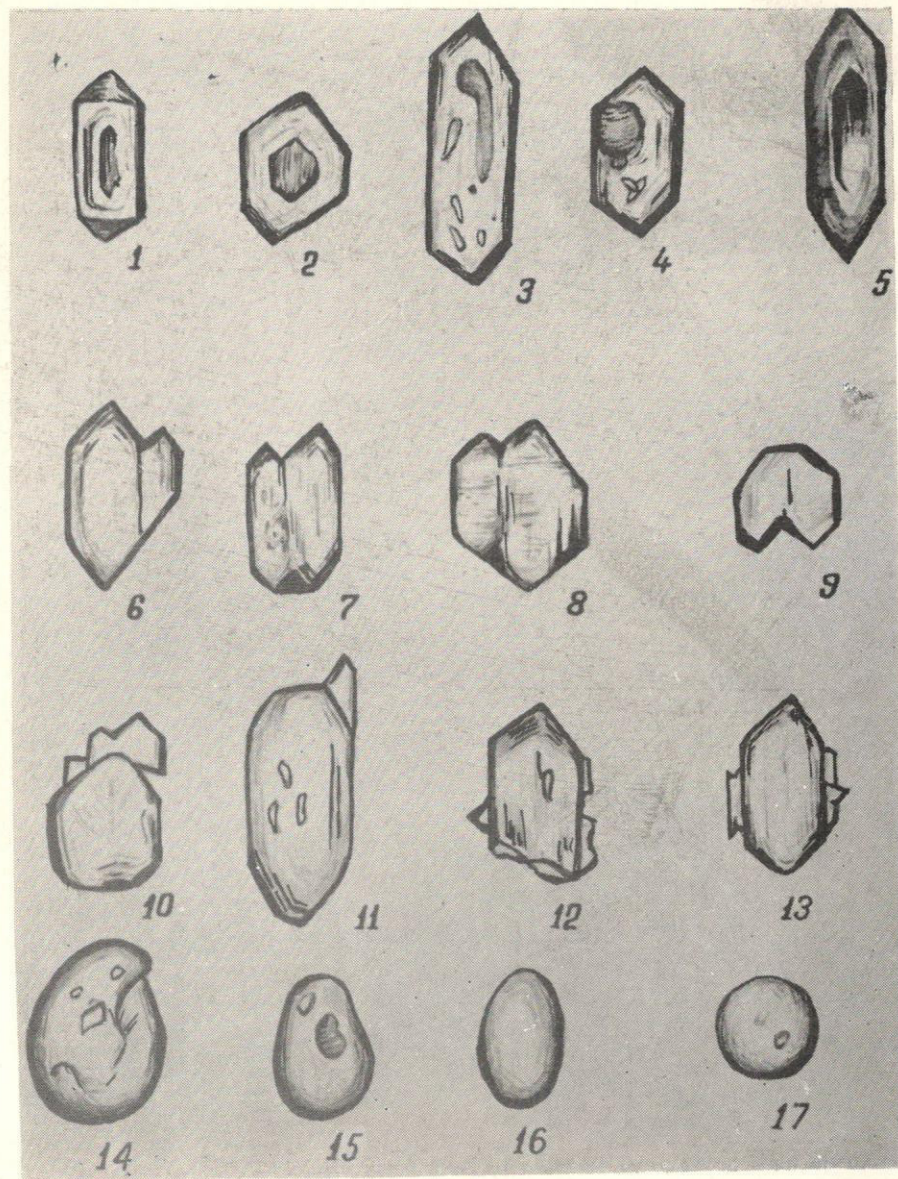
სურ. 13. პირიტის დიაგენეტური წარმონაქმნები ქლორიტ-კვარცინის
არშიებით. შლ. 819, ბოდუერას ქედი, J_1^2 ; ნიკ. +, გად. 20.



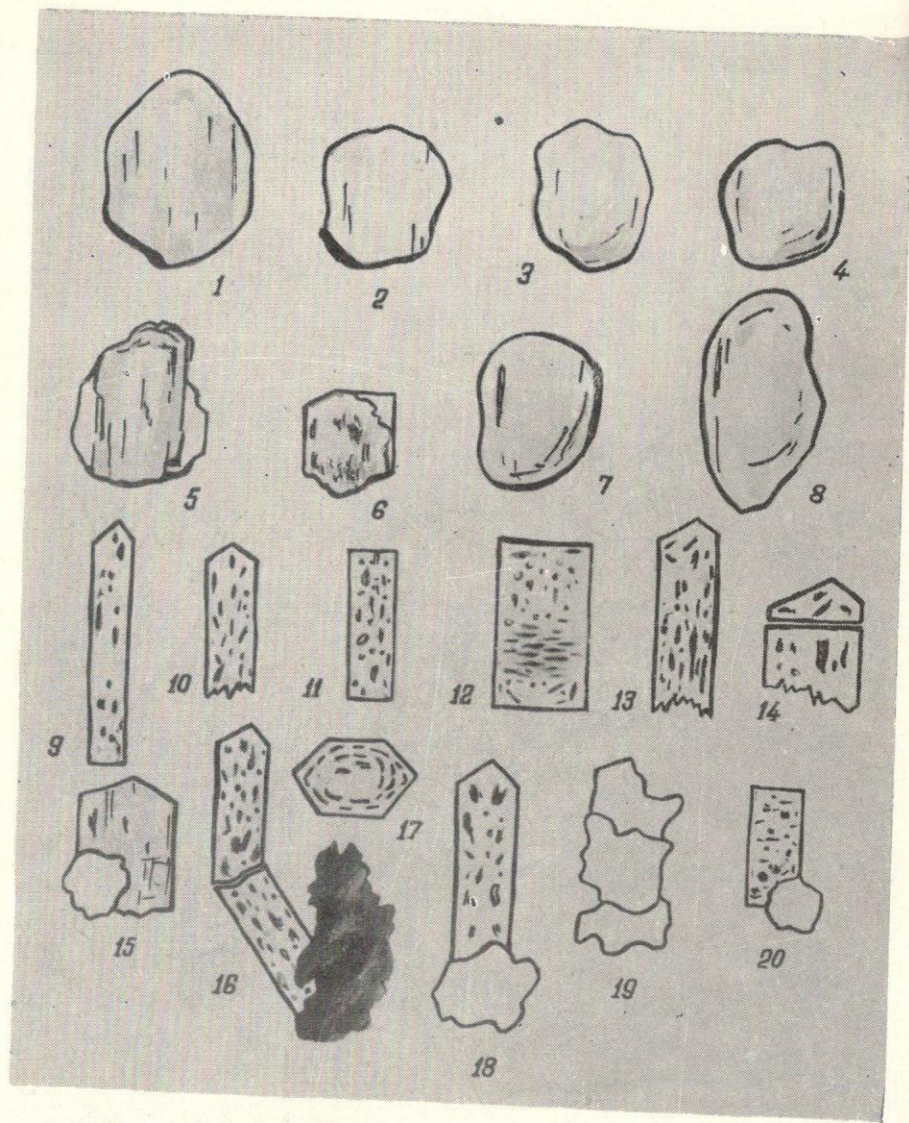
სურ. 14. სპილიტური შედგენილობის მსამიტური ვიტრო-კრისტალოკლასტური
ტუფი, შლ. 1103, ბრდუერას ხევი, ნიკ. ||, გად. 30.



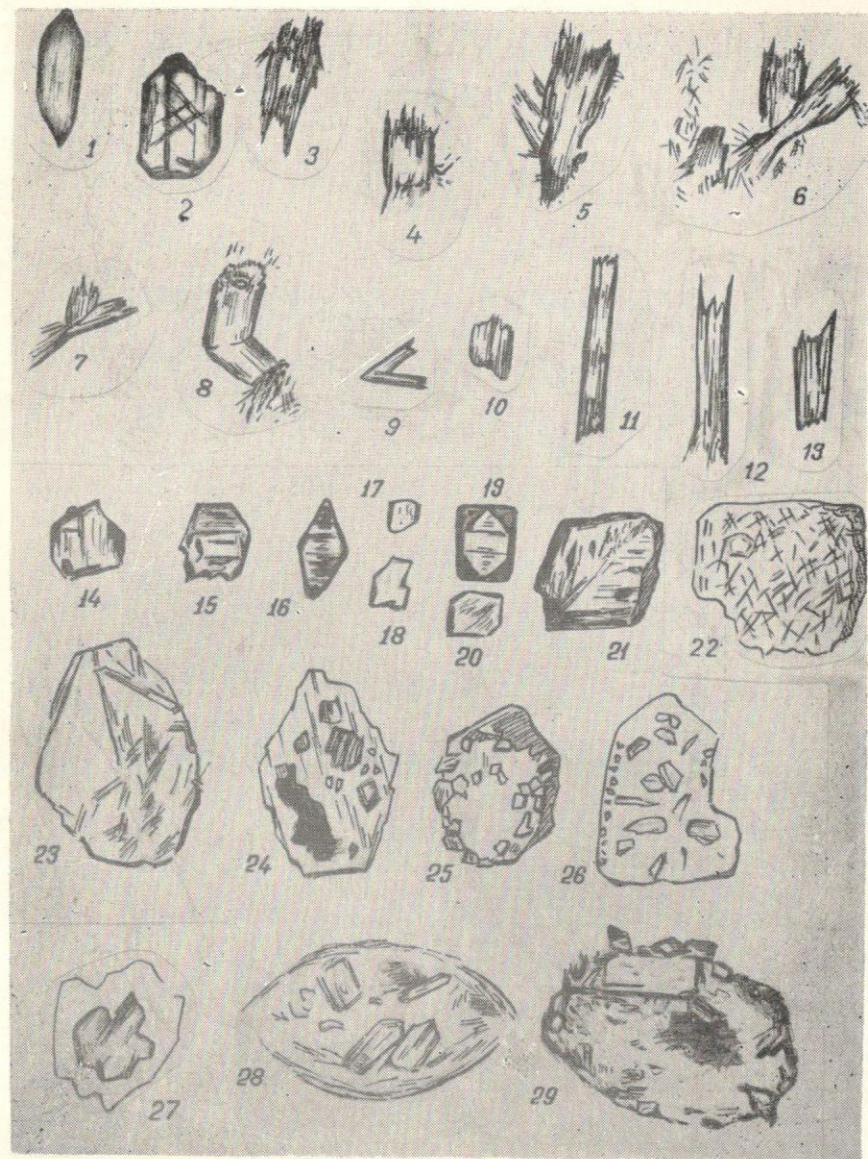
სურ. 15. კვარციანი ალბიტოფირის პელიტური ტუფი. ალბიტით აგებული მიკროფელზიტური ძირითადი მასის ფონზე მოჩანს ეფუზიური კვარცის მოზრდილი მარცვლები. შლ. 2430. ედენის მყინვარის დასავლეთ ბორტთან. ქ¹, ნიკ. ||. ვად. 21.



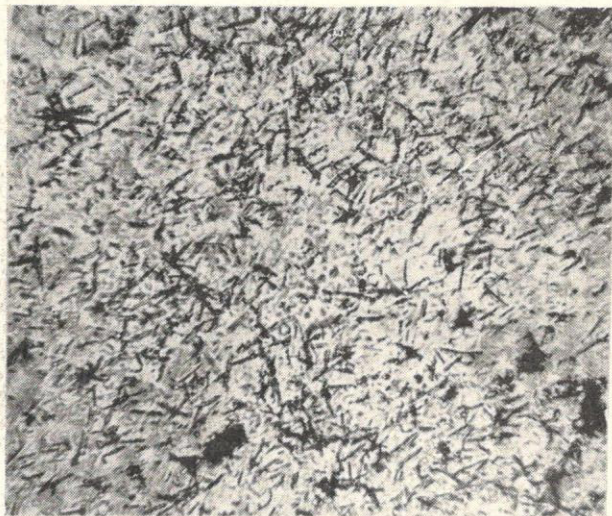
სურ. 16. ქვედა- და შუაიურულ ნაღებებში გავრცელებული ცირკონის ძირითადი ტიპები. 1—5—ცირკონის იდიომორფული კრისტალები; 6—8—ცირკონის „მინაზარდები“; 9—მუხლისებური მრჩობლი; 10—13—ტერიგენი ცირკონის მარცვლები აუტიგენო დანაზარდებით; 14—17—სხვადასხვა ხარისხით დამრგვალებული ცირკონი.



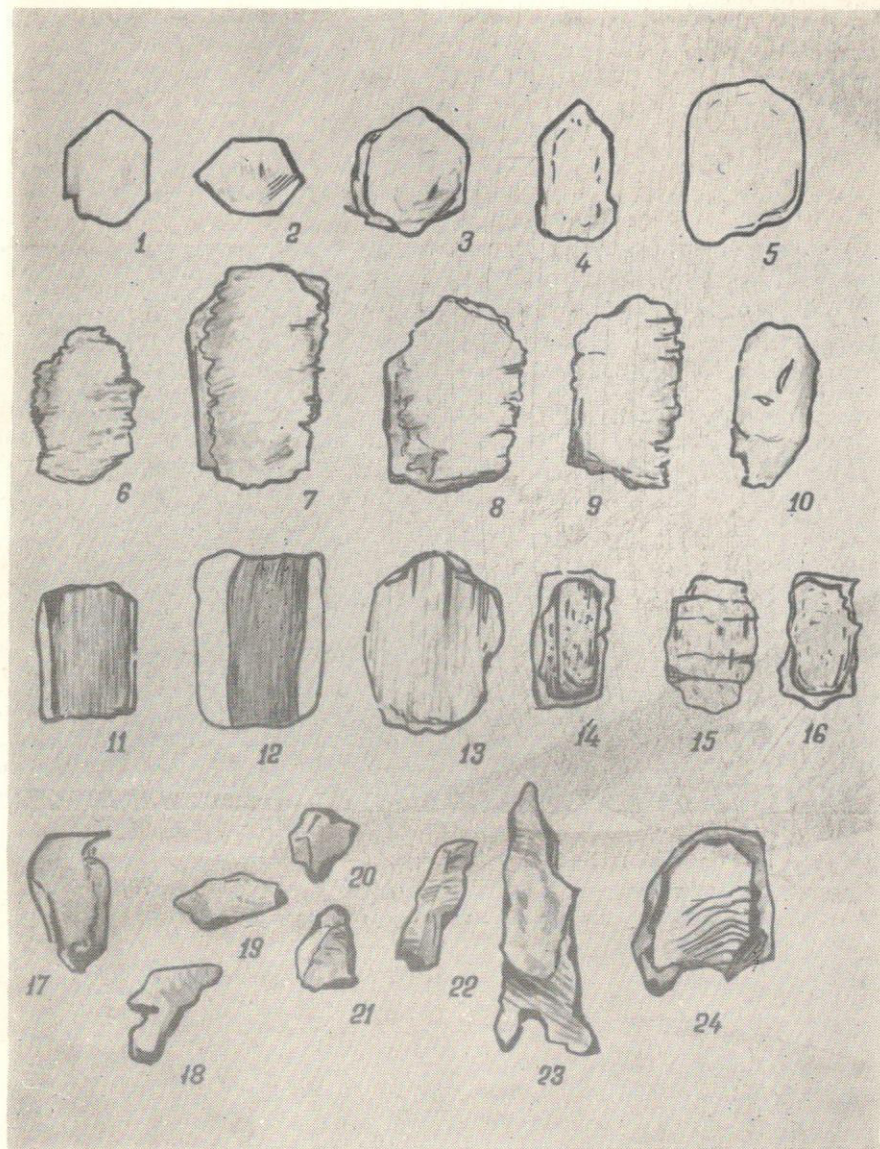
სურ. 17. 1—4, 7, 8—ტერაგენი ტურმალინის დამუშავებული მარცვლები; 5—6— ტერიგენი ტურმალინის რეგენერაცია; 9—20 ტურმალინის აუტიგენი კრისტალები; 15, 18, 20—აუტიგენი ტურმალინის დაზრდა კვარცის კლასტურ მარცვალზე. 17—აუტიგენი ტურმალინის ბაზალური კვეთი ჩანარებით; 16—დეფორმირებული აუტიგენი ტურმალინი, ჩაფლული ორგანულ ნივთიერებაში; 19—ტურმალინის მეტაკრისტალი.



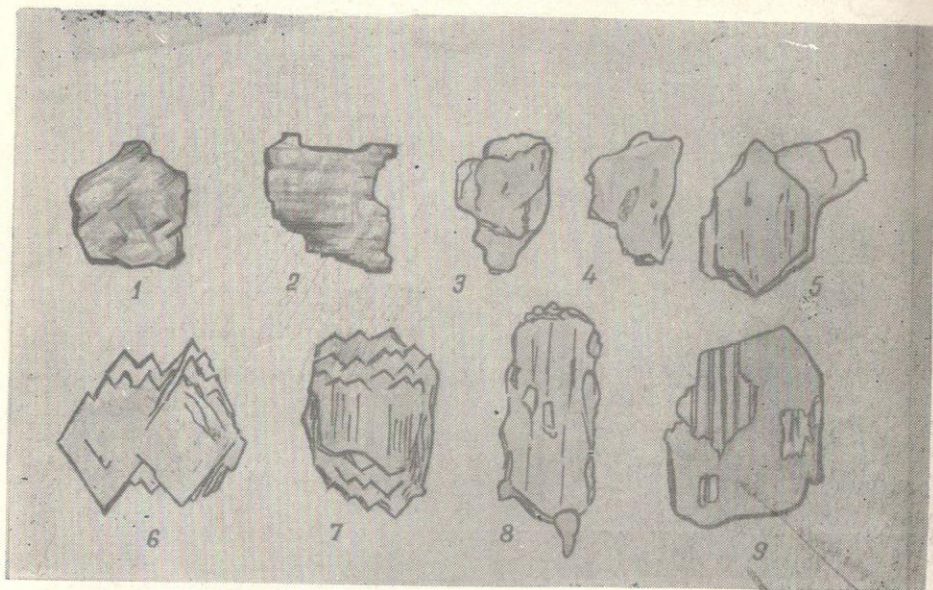
სურ. 18. 1, 2—ტერიგენი რუტილი; 3—13—რუტილის აუტიგენი კრისტალები; 14—21—ანატაზები; 23, 24, 26, 27—სერიციტისა და ქლორიტის ტერიგენი ფირფიტები რუტილის და ანატაზის აუტიგენი გამონაყოფებით; 25—მიკროქეოდა ანატაზის გამონაყოფებით. 22—ორგანული ნივთიერების მიმართ განვითარებული კალინიტი და რუტილის ნემსები. 28—მიკროქეოდა ტურმალინებით; 29—მიკროქეოდა ანატაზის, ლეიკოქსენის და ტურმალინის გამონაყოფებით.



სურ. 19. აუტიგენი რუტილის ნემსასებრი კრისტალები თიხურ მასაში. შლ. 243. მამისონის ქელი, ნიკ. ||, გად. 400.



სურ. 20. 1—4 აპატიტის იდიომორფული კრისტალები; 5, 10—აპატიტის დამუშავებული მარცვლები; 6—9—აპატიტის კოროდირებული ტერიგენი მარცვლები; 11—13—მურაფერის პლეოქროული, დამტრიხული აპატიტი რეგენერირებული (?) კიდეებით; 14—16—აპატიტის ტერიგენი მარცვლების რეგენერაცია; 17—22—კორუნდი; 23, 24—დისტენი საფეხურისებური ზედაპირით.



სურ. 21. 1—2—გრანატი; 3—5—ქლორიტოიდი; 6—7—პიროქსენი ხერხისებური ბოლოებით; 8—გაქლორიტებული ამფიბოლი ცენტრში კვარცის გამონაყოფებით; 9—ნაწილობრივ გაკარბონატებული პლაგიოკლაზი.

წინასიტყვაობა	3
I. შესავალი	5
II. ქვედა-და შუაიურული ნალექების ძირითადი ლითოსტრატოგრაფიული ერთეულები; მათი გავრცელება და ასაკი	13
III. ქვედა-და შუაიურული თიხაფიქლების სერიის ქანთა ძირითადი ტიპების პეტროგრაფია	23
1. პსეფიტოლითები	24
ა. კონგლომერატები	24
ბ. ხვინჭკაქვები და ხვინჭკიანი ქვიშაქვები	24
2. პსამიტოლითები	26
ა. კვარციანი ქვიშაქვები	26
ბ. არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვები	28
გ. არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვები გრაუვაკური მასალის მინარევით	29
დ. გრაუვაკური ქვიშაქვები	30
ე. კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვები	31
ვ. ტუფიტურ-გრაუვაკური ქვიშაქვები	31
3. ალევროლითები	32
4. პელიტოლითები	32
ა. ქვიშიან-ალევიტიანი და ქვიშოვან-ალევიტიანი თიხაფიქლები	32
ბ. ტუფიტური ფიქლები	34
გ. პელიტოლითების მიკროსკოპული, რენტგენულ-სტრუქტურული, თერმული და ქიმიური დახასიათება	34
5. ქვედა-და შუაიურულ ნალექებთან დაკავშირებული კონკრეციები და პირიტის გამონაყოფები	46
6. პიროქლასტოლითები	49
ა. სპილიტური ტუფები	49
ბ. ალბიტოფირის და კვარციანი ალბიტოფირის ტუფები	52
IV. ქვედა-და შუაიურული ნალექების ძირითადი აქცესორული მინერალები	55
1. ცირკონი	56
2. ტურმალინი	58
3. რუტილი	61
4. ანატაზი	66
5. აპატიტი	67
6. კორუნდი	68
7. გრანატი	69

8. დისტენი	69
9. ქლორიტოიდი	69
V. ქვედა- და შუაიურული ნალექების ლითოგენეზის ზოგი საკითხი	70
1. ქვიშაქვების და თიხაფიქლების ტერიგენ და აუტიგენ მინერალთა ასოციაციები და მათი შესაძლო დედაქანები	70
2. პოსტტედიმენტური (ეპიგენეტური) პროცესების როლი მინერალურ ასოციაციათა ფორმირებაში	77
Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи	84
ლიტერატურა-Литература	103
სურათები	109

Мераб Александрович Беридзе

ЛИТОЛОГИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ РАЧИ

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭოს დადგენილებით

გამომცემლობის რედაქტორი თ. ბოკუჩავა
 მხატვარი ვ. ხმალადე
 ტექნედაქტორი ნ. ბოკერიია
 კორექტორი ნ. მამულაშვილი

გადაეცა წარმოებას 23.4.1969; ხელმოწერილია დასაბეჭდად 18.4.1970;
 ქალაქის ზომა 60×90^{1/16}; ნაბეჭდი . თაბახი 7.75; სააღრიცხვო-საგამომცემლო
 თაბახი 6.82; უე 01284; ტირაჟი 600, შეკვეთა № 1271
 ფასი 55 კაპ.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 60, კუტუზოვის ქ., 15
 Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15

საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის სტამბა, თბილისი 60, კუტუზოვის 15
 Типография Академии наук ГССР, Тбилиси, 60, ул. Кутузова, 15