

ნ. ს ხ ი რ ტ ლ ა ძ ე

პეტროგრაფია

მინერალოგიის საფუძვლებით

მეორე გამოცემა: დამატებული და გადაშუშავებული

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



წიგნი ზოგადი ნაწილის გარდა, რომელშიც განხილულა მიწის აგებულება და მისი სტრუქტურები, შესაბამის მენიერებათა დარგებში მოპოვებული ახალი მონაცემების გათვალისწინებით მოცემულია კრისტალური ნივთიერების მორფოლოგია, მინერალთა ფიზიკურ-ქიმიური თვისებები, და მათი პრაქტიკული მნიშვნელობა. დიდი ყურადღება აქვს დათმობილი მაგურ, დანალექ და მეტამორფულ ქანთა ნივთიერ შედგენილობას, გენეზისის საკითხებს და მათთან დაკავშირებულ სასარგებლო წიაღისეულთ. ყველა ეს ძირითადი საკითხი გაშუქებულია საკავშირო სამინისტროს მიერ ამ დისციპლინისათვის დამტკიცებულ სასწავლო პროგრამის მიხედვით. წიგნი განუთენილია გეომორფოლოგიის, გეოგრაფიის და ძებნა-ძიების გეოფიზიკური მეთოდების საეკოლობის სტუდენტებისათვის. იგი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს აგრეთვე სხვა სპეციალობის იმ სტუდენტებისათვის, რომელთაც მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის ზოგადი კურსი ეკითხებათ.

რედაქტორები: პროფ. შ. ჯაგახიშვილი

პროფ. ბ. გოგოშვილი

რეცენზენტები: პროფ. დ. შენგელია
მეცნ. კანდ. რ. მაყაშვილი

Николай Иванович Схиртладзе

ПЕТРОГРАФИЯ С ОСНОВАМИ МИНЕРАЛОГИИ

(на грузинском языке)

Издательство Тбилисского университета
Тбилиси 1984

© თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1984

მეორე პანორამის წინასიტყვაობა

წიგნის პირველი გამოცემიდან თათქმის ათმა წელმა განვლო. ამ ხნის განმავლობაში, ისე როგორც ყველა სხვა მეცნიერება, გეოლოგიაც მნიშვნელოვნად განვითარდა და მათ შორის ის დარგებიც, რომლებიც ამ სახელმძღვანელოშია წარმოდგენილი. ცხადია, წიგნის მეორე გამოცემის შემთხვევაში ავტორს ყოველივე ეს უნდა გაეთვალისწინებინა. აქვთომ საჭირო შეიქნა ზოგი ახალი თავის დამატება და არსებულის ნაწილობრივ მაინც გადამუშავება. ახლად არის დაწერილი შესავალი ნაწილი და სხვა რიგი საკითხები, რომელთა წიგნის ამა თუ იმ ნაწილში შეტანის აუცილებლობას ავტორი იმთავითვე საჭიროდ თვლიდა. ავტორი ამჯერადაც ცდილობდა შეკუმშულად, მაგრამ სრულად წარმოედგინა სახელმძღვანელოში ყველა ის საკითხი, რომლებიც საკავშირო სამინისტროს მიერ ამ დისციპლინისათვის დამტკიცებულ სასწავლო პროგრამითაა გათვალისწინებული. თუკი რამ შენიშვნები ან სურვილები იქნება გამოთქმული წიგნის გაუმჯობესების მიზნით, ავტორი მათ დიდი მადლიერებით მიიღებს.

ა მ ტ ო რ ი ს ა ბ ა ნ ე

პეტროგრაფიის და მინერალოგიის ერთიანი კურსი ბევრ უმძლავეს სასწავლებელში იკითხება, მაგრამ შესატყვისი სახელმძღვანელო ამ საგანში არც ქართულ და არც რუსულ ენაზე დიდი ხანია არ იშოვება. მეორე მხრივ, ადრე გამოცემული სახელმძღვანელოები თავისი მოცულობით (მხედველობაში გვაქვს ძირითადად პეტროგრაფიის დარგი) მთლიანად როდი უპასუხებენ ამჟამად არსებულ სასწავლო პროგრამით გათვალისწინებულ კურსს. ამ გარემოებამ და აგრეთვე იმანაც, რომ ახლად შედგენილ სახელმძღვანელოში შეტანილი იქნებოდა მეცნიერების ამ დარგში მოპოვებული უახლესი მიღწევები, გაგვაბუდვინა შეგვედგინა წინამდებარე კურსი.

კურსი შედგენილია უნივერსიტეტის გეომორფოლოგიური, გეოგრაფიული და ძებნა ძიების გეოფიზიკური მეთოდების სპეციალობის სტუდენტთა სასწავლო პროგრამების მოთხოვნილებათა შესაბამისად, მაგრამ ძირითადი საკითხები წიგნში იმგვარი მოცულობისაა. რომ იგი უთუოდ ერთგვარ დახმარებას გაუწევს სხვა სპეციალობის იმ სტუდენტებს, რომელთაც ზოგადი გეოლოგიის და მინერალოგია-პეტროგრაფიის კურსი ეკითხებათ.

კურსის შედგენისას გამოყენებულია საბჭოთა და უცხოელ მკვლევართა შრომები და სახელმძღვანელოები, რომელთა სია წიგნის ბოლოშია მოცემული. საილუსტრაციო მასალა აღებული გვაქვს ა. ზავერიცკის, ნ. ელისიევის, ე. ჰარკერის, ასევე პ. ვილიამსის, ფ. ტერნერის, ჩ. ჯილბერტის და ფ. ჰეტჩის, ა. უელსის, მ. უელსის სახელმძღვანელოებიდან და, აგრეთვე, მაგმურ, მეტამორფულ და დანალექ ქანთა სტრუქტურებისა და ტექსტურების ატლასებიდან.

ბუნებრივია, რომ ამ ტიპის სახელმძღვანელოში ყველა საკითხი ერთნაირი სისრულით ვერ იქნება გაშუქებული, ამის საშუალებას წიგნის მოცულობა არ იძლევა. ამიტომ ზოგი რამ შესაძლებელია ბუნდოვნით კი ჩანდეს. ყოველგვარ საქმიან შენიშვნას წიგნის შესახებ ავტორი მაძლობით მიიღებს.

შენახალი

პეტროგრაფიის საგანი და ამოცანები

პეტროგრაფია¹ ქანების შემსწავლელი მეცნიერებაა, რომელიც მიზნად ისახავს გაარკვიოს ქანების ნივთიერა შედგენილობა, მათი წარმოშობის პირობები და გავრცელება. ბოლო დროს პეტროგრაფიას ცალკე დარგების სახით გამოეყო პეტროქიმიკა, დანალექი ქანების პეტროგრაფია, ექსპერიმენტული და ტექნიკური პეტროგრაფია. ასოგან პირველი არკვევს ქანების ქიმიური შედგენილობის კანონზომიერებას, მეორე დანალექ ქანებს სწავლობს, ჩესამე საერთოდ ქანთა წარმოშობის პროცესებს შეისწავლის ლაბორატორიულ პირობებში, ხოლო მეოთხის კვლევის საგანი ხელოვნური ქვების შედგენილობა და სტრუქტურაა. როგორც ვხედავთ, ყველა შემთხვევაში ქანი შეისწავლება. ისმება კითხვა: რა არის ქანი და სად შეიძლება მისი ნახვა?

ქანი წარმოადგენს მინერალურ მარცვალთა ბუნებრივ შეერთებას (აგრეგატს), რომელსაც გარკვეული მოცულობა უყავია მიწის ქერქში. ამასთან ქანი შეიძლება შედგებოდეს მხოლოდ ერთი ან რამდენიმე მინერალისაგან. ერთმინერალური (ანუ მონომინერალური)² ქანია კვარციტი, მარმარილო და სხვ. პირველი მხოლოდ კვარცის, ხოლო მეორე კალციტის მარცვლებისაგან შედგება. მრავალმინერალური (ანუ პოლიმინერალური)³ ქანს მიეკუთვნება გრანიტი და ზოგი ქვიშაქვა, რომლებიც უმთავრესად აგებულია კვარცის, ფელდშპატისა და ქარსისაგან.

ბუნებრივ პირობებში ქანის ადგილსამყოფელი მიწის მყარი ქერქია. ეს უკანასკნელი კი ის ქვიური საშისია, რომელზეც ჩვენ ვცნობრობთ და საიდანაც ვღებულობთ მრავალ სასარგებლო წიაღისეულს — ქვანახშირს, ნავთობს, გაზს, წყალს, რკინას, მანგანუმს, სპილენძს, ოქროს, პლატინას და ბევრ სხვას. ყველა ესენი ქანებთანაა დაკავშირებული და რიგ შემთხვევაში თვით ქანები წარმოადგენენ სასარგებლო წიაღისეულს. აქედან გამომდინარე გასაგებია, თუ რაოდენ დიდი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ქანების შესწავლას. მაგრამ ვიდრე უშუალოდ მინერალებსა და ქანებს შევხებოდეთ, საჭიროა გავვცნოთ მიწის ქერქსა და მისი შეგნეთის აგებულებას.

მიწის აგებულება და მისი უმთავრესი სტრუქტურები

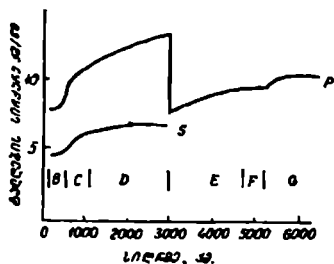
მიწას რომ სფერული ფორმა აქვს, ეს დიდი ხანია დადგენილია. ისიც ცნობილია, რომ მას კონცენტრული — ზონური აგებულება ახასიათებს. ამ ზონებს გეოსფეროებს უწოდებენ. სულ გარეთა ზონა, რომელიც მიწას მთლიანი გარსის

¹ პეტროგრაფია, ბერძ., — კლდის ან ქვის აღწერა.

² მონომინერალური, ბერძ., — ერთმინერალური.

³ პოლიმინერალური, ბერძ., — მრავალმინერალური.

სახით ევკრის გარშემო, ატმოსფეროა. მისი სიმძლავრე (სისქე) 1000 კმ-მდეა და შედგება უმთავრესად აზოტის, ჟანგბადის, ნახშირყინოვანი გაზის, წყალბადის, არგონის, ჰელიუმის, ნეონის, კრიპტონისა და ქსენონისაგან. ატმოსფეროს ქვედა ფენებში წყალიც არის, მაგრამ ცვალებადი რაოდენობით. ატმოსფეროს მოსდევს



ნახ. 1. გასწვრივი (P) და განივი (S) სეისმური ტალღების გავრცელების სისწრაფის (კმ/წამ.) ცვალებადობა მიწის შიგნითში.

ქერქს. ამ უქანასკრელის და მთლიანად მიწის შიგნეთის აგებულების შესწავლის საქმეში დიდ წარმატებებს მიაღწიეს გეოფიზიკოსებმა. მათი მონაცემებით, რაც მიწის შიგნეთში სეისმური ტალღების (P — გასწვრივი და S — განივი, ნახ. 1) გავრცელების სიჩქარის ცვალებადობას ემყარება, მთლიანად მიწა ფიზიკური თვისებებით განსხვავებულ შემდეგ რვა ფენად არის დანაწილებული: A, B, C, D', E, F, G. აქედან A ფენა მიწის ქერქის წარმოადგენს, ხოლო B, C, D' და E ერთად აღებული — მანტია¹. E, F ფენები და G მიწის ბირთვია (ნახ. 2).

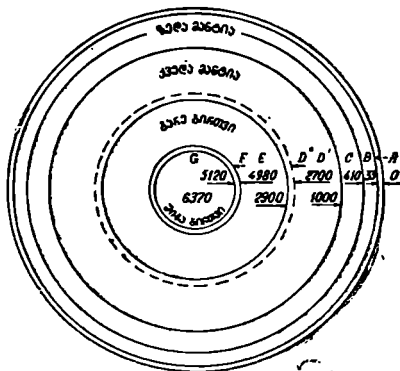
მიწის ქერქი. ამჟამად მიწის ქერქის საშუალო სიმძლავრეს 33 კმ-ს ჯარაულობენ. ამასთან არჩევენ ქერქის ორ ტიპს — კონტინენტურსა და ოკეანურს.

კონტინენტური ქერქი სიმძლავრით (სისქით) და აგებულებით მნიშვნელოვნად განსხვავდება ოკეანურისაგან. თუ პირველის სიმძლავრე საშუალოდ 33 კმ (თუმცა ზოგან 80 კმ-ს აღწევს), მეორის, წყლის სვეტის გამოკლებით, 5 — 7

კმ-ს არ აღემატება. კონტინენტურ ქერქში თავის მხრივ ზევიდან ქვევით შემდეგ სამი ფენა გამოიყოფა: ზედა დანალექი, რომელიც აგებულია ნორმული დანალექი, ეულკანოგენ-დანალექი, ზოგან კი სუსტად მეტამორფული ქანებისაგან. ამ ქან-

პიღროსფერო ანუ წყლის გარსით რომლის მთლიანობა კონტინენტური შევრილებით არის დარღვეული. წყალი მიწის ზედაპირის 70,8% ფარავს. პიღროსფეროს საშუალო სიღრმე 3,75 კმ უდრის, ცალკეულ ადგილებში კი ათეულ კილომეტრსაც აღწევს. ოკეანის წყალი სხვადასხვა მარისს შეიცავს, რომელთაგან უმთავრესია ქლორიდები, სულფატები და კარბონატები. გარდა ამისა, მასში მცირე რაოდენობით გახსნილია თითქმის ყველა ის ელემენტი, რომლებიც მიწის ქერქში გვხვდება.

პიღროსფერო აკრავს მიწის მყარ



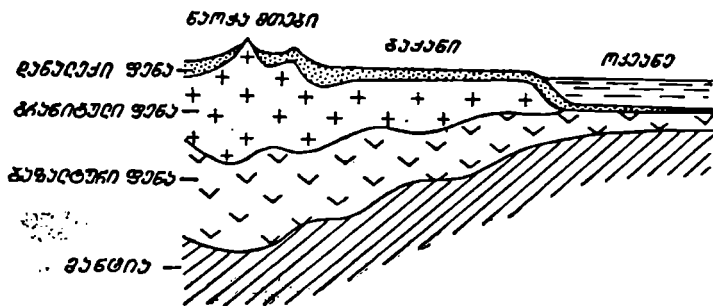
ნახ. 2. მიწის აგებულების სქემა ბუენის მიხედვით (მოდელი „A“):

A — მიწის ქერქი; B და C — ზედა მანტია; D' და E — ქვედა მანტია; F — გარე ბირთვი; G — შიდა ბირთვი. ციფრებით აღნიშნულია ფენების სიღრმული განლაგება.

¹ მანტია — ბერძ. სიტყვაა, ნიშნავს სამოსს.

ბის საშუალო სიმკვრივე 2,1 გ/სმ³-ის ტოლია. დანალექი ფენის სიმძლავრე 0 — 20 კმ-ის ფარგლებში იცვლება. საშუალოდ კი 3 კმ-ს არ აღემატება.

დანალექს მოსდევს „გრანიტული“ ფენა, რომლის ამგები ქანები ფიზიკური თვისებებით და ქიმიური შედგენილობით გრანიტის, ან უფრო სწორად, გრანიტ-გნეისს უახლოვდებიან¹. ფენის ამგები ქანების სიმკვრივე 2,6 — 2,7 გ/სმ³-ის ტოლია. გასწვრივი ტალღების გავრცელების სიჩქარე ამ ფენაში უდრის 5,0—6,5 კმ/წ, ხოლო განივისა — 3,4 — 3,7 კმ/წ. ფენას მაქსიმალური სიმძლავრე (20 — 35 კმ) ახალგაზრდა ნაოკა მთების ქვეშა აქვს. ამასთან რაც უფრო მაღალია მთები, მით უფრო სქელია ეს ფენა. რაც შეეხება ძველი ხნოვანების მთებს, აქ იგი შესამჩნევად თხელდება, ხოლო ოკეანის ქვეშ საერთოდ აღარ გამოიყოფა — ისოლება (ნახ. 3).



ნახ. 3. შიწის კონტინენტური ქერქის აგებულების სქემა.

„გრანიტული“ ქვეშ „ბაზალტური“ ფენაა მოთავსებული, რომლის ამგები ქანები ბაზალტის თვისებებს ამჟღავნებენ. მათთვის დამახასიათებელია შედარებით მაღალი სიმკვრივე (2,8 — 2,9 გ/სმ³). გასწვრივი სეისმური ტალღების სიჩქარე 6,5 — 7,0 კმ/წ. ფარგლებში იცვლება, განივისა კი — 3,7 — 4,1 კმ/წ.

ბაზალტური ფენის საშუალო სიმძლავრე 15—20 კმ-ია. სეისმურ საზღვარს გრანიტულსა და ბაზალტურ ფენას შორის კონრადის ზედაპირს უწოდებენ.

ოკეანური ქერქი კონტინენტურისაგან არსებითად იმით განსხვავდება, რომ მასში გრანიტული ფენა, როგორც ზევით მიეუთითეთ, აღარ მონაწილეობს. ოკეანური ქერქში ადრე ორის, ამჟამად კი სამი ფენის არსებობას აღნიშნავენ: სულ ზევით დანალექი ფენაა (სიმძლავრით რამდენიმე ასეულ მეტრიდან 1 — 2 კმ-მდე). მომდევნო არის ე. წ. „ბაზალტურის ზედა“, ხოლო ქვეშ საკუთრივ ბაზალტურია. პირველი და მესამე ფენის შედგენილობა მათი სახელწოდების მიხედვით გასაგებია, რაც შეეხება მეორეს, ანუ „ბაზალტურის ზედას“, იგი აგებულია პოროვანი ბაზალტური განფენების, გამკვრივებული დანალექი ქანებისა და კაჟის კონკრეციების შორიგეობით. მაგრამ ძირითადი ქერქების გარდა ოკეანეებსა და კონტინენტებს შორის გარდამავალ მხარეებში გამოყოფილია ე. წ. გარდამავალი ანუ სუბკონტინენტური და სუბოკეანური ქერქის ტიპები. მათთვის საერთოდ რთული რელიეფი და ასეთივე რთული მოზაიკური აგებულებაა დამახასიათებელი. ამ ტიპის ქერქებს

¹ ამ თავში მითითებული მინერალებსა და ქანების შესახებ ცნობები ქვემოთ იქნება მოცემული.

ჩვეულებრივ უკავშირდება კუნძულთა მწყკრევეები და მათთან მიმდებარე, ზღვიური ღრმაობები.

სუბკონტინენტური ქერქი კონტინენტურისაგან ძირითადად იმით გამოიყოფა, რომ აქ საზღვარი გრანიტულ და ბაზალტურ ფენას შორის (კონრადის ზედაპირი) თითქმის წაშლილია, რაც იმით არის გაპირობებული, რომ გრანიტული ფენა ბაზალტურივით გაყვანილია. სუბკონტინენტური ქერქის სიმძლავრე 20 — 22 კმ-ია, რომელიც თხელი (რამდენიმე ასეული მეტრის სიმძლავრის) ნალექებით არის გადაფარებული.

სუბოკეანური ქერქი ოკეანურისაგან არსებითად იმით განსხვავდება, რომ პირველში დიდი (10 — 15 კმ) სიმძლავრის დანალექი ფენა მონაწილეობს, რომლის ქვეშ დაახლოებით 10 კმ სიმძლავრის ბაზალტური ფენა იმყოფება. ამ ტიპის ქერქის არსებობა დადასტურებულია იაპონიის, ოხოტის და შავი ზღვის აუზში. საერთოდ კი გარდამავალი ტიპის ქერქი დამახასიათებლად ითვლება წყნარი ოკეანის განაპირა მხარეებისათვის.

მანტია. მიწის ქერქის ქვეშდებარე ოთხი ფენა - $BCD'D'$ — ერთად აღებული მიწის გარსს ანუ მანტიას შეადგენს. ქერქსა და მანტიას შორის საზღვარი მკვეთრია და მას მოხორაოვიჩიჩის (შემოკლებულად — მოხო) ზედაპირს უწოდებენ. ზედა მანტიის ზედა ნაწილში, 33 — 410 კმ სიღრმემდე, სეისმური ტალღების გავრცელების შეღარებით დაბალი სიჩქარის ($P = 7.3 - 9.0$ კმ/წ.) ფენა (I') გამოიყოფა (კუტუნბერგის ფენა). მომდევნო ქვეშდებარე — გარდამავალ C ფენაში (გოლიცინის ფენა) ტალღების გავრცელების სიჩქარე ენომალურად იზრდება ($P = 9.0 - 11.4$ კმ/წ.), ვიდრე ეს სიღრმისკენ მომდევნო (1000 — 2700 კმ) ეგრეთ წოდებულ ტალღების გავრცელების სიჩქარის ნორმალური ზრდის (D') და სიჩქარის მუდმივობის (2700 — 2900 კმ) ფენაშია (D''). სწორედ ამის მიზეზია, რომ მანტიიდან მ.ს.ი ზედა ნაწილია გამოყოფილი, ზედა მანტიის სახელწოდებით (ფენა B, C).

მანტიის აგრეგატული მდგომარეობის შესახებ იმავე გეოფიზიკოსების მონაცემებით ვიცით, რომ იგი ძირითადად მყარია და შედგება საკმაოდ მტკიცე პერიოდოტიტული¹ და ეკლოგიტური² გარსისაგან. განსაკუთრებით ეს ითქმის მის სულ ზედა ნაწილზე, რომელიც მიწის ქერქთან ერთად აღებული ლითონის ფეროლიტ³ იწოდება; მაგრამ იმავე ზედა მანტიის⁴ კონტინენტების ქვეშ მოხოს ზედაპირიდან 120 — 250 კმ და ოკეანის ქვეშ 60 — 400 კმ სიღრმეზე, სეისმური ტალღების სიჩქარის გავრცელების რამდენადმე შენელება შეიძინევა, რაც საბაბს აძლევს გეოფიზიკოსებს აღნიშნულ სიღრმეზე ე. წ. შერბილებული ზონის არსებობა დაუშვან, რომელსაც ასთენოსფერო⁴ ეწოდება. მანტიაში ასთენოსფერო არ ქმნის ერთ მთლიან სარტყელს. იგი წყვეტილია და ლინზებრივი გავრცელება აქვს. მასში ნივთიერება ბლანტ, თითქოსდა თხევად მდგომარეობაშია.

ასთენოსფეროს ქვეშ, როგორც ეს ზევით იყო მითითებული, მაღალი სიმკვრივის ნივთიერების არსებობას მიუთითებენ, რომელშიც ატომთა მჭიდრო წყობის მქონე მინერალების წარმოქმნას უნდა ჰქონდეს ადგილი. ყოველივე ამის გამო, მთლიანად ზედა მანტიას მიწის ქერქთან ერთად ასთენოსფეროს ჩათვლით, ტექ-

¹ პერიოდოტი ოლივინ-პიროქსენიანი ქანია (იხ. ქვემოთ).

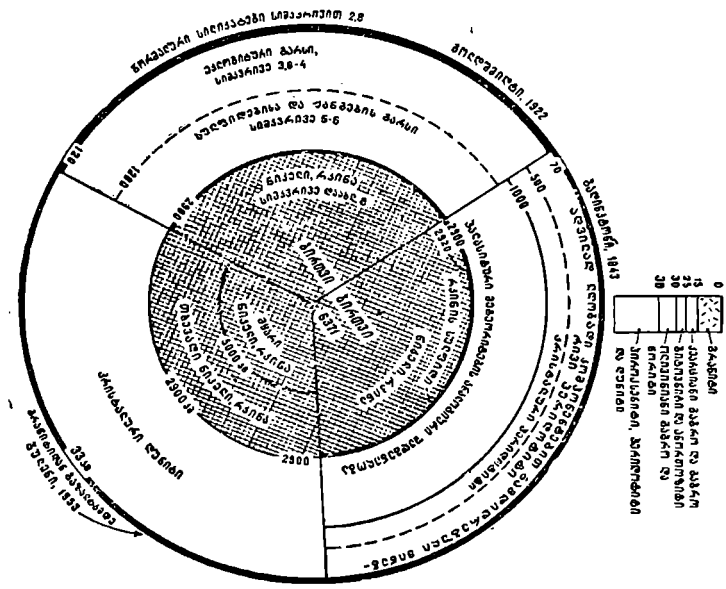
² ეკლოგიტა გრანატ-პიროქსენიანი ქანია (იხ. ქვემოთ).

³ ლითოსფერო — ბერძ. ქვიური სფერო. თანამედროვე გაგებით ლითოსფერო შეიცავს მიწის ქერქს და მის ქვეშდებარე ზედა მანტიის მტკიცე ნაწილს.

⁴ ასთენოსფერო — ბერძ. სუსტს, არამტკიცე სფეროს ნიშნავს.

ტონოსფერო ეწოდება. ტექტონოსფეროსათვის დამახასიათებელია ტექტონიკური პრიაციებისა და მაგმური მოვლენების აქტიუზაცია.

ტექტონოსფეროს ქვეშ მოთავსებულია ქვედა მანტია, რომელიც 1000 — 2900 კმ სიღრმემდე ვრცელდება. იგი ორი ფენისაგან შედგება. ერთი ამათგან (D') ზედა, 1000 — 2700 კმ სიღრმეზე მდებარეობს (5,9 გ/სმ³ სიმკვრივით და P ტალღების გავრცელების 11,4 — 13,6 კმ/წ სისწრაფით) და მის ქვეშ მდებარე (D'') ე.წ. გარდამავალი ფენა 2700 — 2900 კმ სიღრმეზე იმყოფება (9,4 გ/სმ³ სიმკვრივით $P=13,6$ კმ/წ. სიჩქარით). ამ მონაცემებით, ნივთიერება აქ კიდევ უფრო მკვრივია. ფიქრობენ, რომ ეს ფენა რკინის სულფიდებით უნდა იყოს გამდიდრებული.



ნახ. 4. მიწის შიგნეთის აგებულება და ნივთიერი შედგენილობა კოლდშმიტის ბაღინგტონის და ბულენის მიხედვით.

ბირთვი მიწის ცენტრალურ ნაწილს მოიცავს. იგი სამი, ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული ფენისაგან შედგება (E , F , G). ამ ფენებიდან სულ ზედა (E), რომელიც 2900 — 4980 კმ სიღრმეზე მდებარეობს, გარე ბირთვის სახელწოდებით არის გამოყოფილი. მასში, მანტიასთან შედარებით, გასწვრივი ტალღების სისწრაფე ნახტომისებურად მცირდება. თუ მანტიაში P ტალღის სიჩქარე 13,6 კმ/წ. იგი აქ 8,1 კმ/წ. ჩაიკლებს. რაც შეეხება განივ ტალღებს, ისინი ამ ფენაში საერთოდ აღარ გადიან — აირეკლებიან, რაც იმას ნიშნავს, რომ გარე ბირთვის ნივთიერება თხევად მდგომარეობაშია.

4980 — 5120 კმ სიღრმეში ვარჯ და შადა ბირთვის შორის კიდევ გამოიყოფა ე. წ. გარდამავალი ფენა (F), რომელშიც გასწვრივი ტალღების გავრცელების სისწრაფე შესამჩნევად გაზრდილია ($P=9,5 — 10,4$ კმ/წ.). რაც შეეხება შიდა ნა-

წილს, ე. ი. შიდა ბირთვის (G), რომელიც 5'20 - 6370 კმ სიღრმეებს იკავებს, აქ ნივთიერების დიდი სიმკვრივე (13,0 გ/სმ³) და შესტყვისად გასწვრივი ტალღების გავრცელების დიდი სიჩქარე (11,3 კმ/წ.) აღინიშნება. ეს კი აქ ნივთიერების მყარ მდგომარეობაში არსებობას მიუთითებს. ვარაუდობენ, რომ გარე ბირთვი ძირითადად რკინისაგან უნდა შედგებოდეს, შიდა გული კი — რკინა-ნიკელის (Nife) შენდობისაგან. მაგრამ ეს საკითხი ჯერ კიდევ საღისეუსია.

მიწის შიგნეთის აგებულება-სა და მის ნივთიერ შედგენილობაზე გარკვეულ წარმოდგენას გვაძლევს აქვე მოტანილი სქემა (ნახ. 4), რომელიც გოლდშმიტის, ბალტონის და ბულენის მონაცემების საფუძველზეა შედგენილი (92).

მიწის ძირის უმთავრესი სტრუქტურები

მიწის ქერქის აგებულების ზემომოტანილი დახასიათება სრული არ იქნებოდა თუ არაფერს ვიტყვოდით იმ მთავარ სტრუქტურებზე, რომლებიც ამა თუ იმ გეოლოგიურ დროში, ტექტონიკურ, მაგმურ ან სხვა პროცესების აქტიუზაციის შედეგად ყალიბდებიან კონტინენტურ და ოკეანურ ქერქებში. ასეთი სტრუქტურებიდან უმლავესი არიან: გეოსინკლინები და ოროგენები, რიფტები, ბაქნები და ფარები, მთათაშუა მასივები და სხვა. წინამდებარე სახელმძღვანელოს დანიშნულების შესატყვისად ამ სტრუქტურების დახასიათება ძლიერ შეკუმშულად, თითქმის ტერმინოლოგიური განმარტებით: კატეგორიამდგა დაყვანილი.

გეოსინკლინები¹ და ოროგენები² აქტიურად მოძრაი — მობილური სტრუქტურებია, რომლებიც უმთავრესად კონტინენტისა და ოკეანის საზღვარზე ვითარდებიან. გეოსინკლინებისათვის დამახასიათებელია მთელი რიგი ნიშნები, მაგრამ მათ შორის მთავარი მინც შემდეგია: დიდ სივრცეზე ხაზობრივად გავრცელება, ინტენსიური, ვერტიკალური და პორიზონტალური გადაადგილება, უმთავრესად დამირვის ტენდენციით, რასაც თან სდევს მნიშვნელოვნად დანაწევრებული რელიეფის ჩამოყალიბება, დამახასიათებელია აგრეთვე დიდი სიმძლავრის ნალექის დაგროვება, მაგმატიზმის ინტენსიური გამოვლინება და მაღალი სეისმურობა.

ამ ნიშნების მატარებელ გეოსინკლინში შესაძლებელი ხდება მისი შიდა ზონის ანუ ეგგეოსინკლინისა³ და გარე ზონის — მიოგეოსინკლინის⁴ გამოყოფა. ეგგეოსინკლინი ხასიათდება მაგმატიზმის აქტიუობით, ინტენსიური დანაოქებით, შესატყვისად ქანების მაღალი მეტამორფიზმით და ღრმა ზღვის ნალექების არსებობით. მიოგეოსინკლინში კი მხოლოდ ტერიგენული⁵ მასალის დაგროვებას აქვს ადგილი. მაგმური მოვლენები თითქმის აღარ აღინიშნება, შედარებით სუსტია დანაოქება და შესატყვისად — მეტამორფიზმიც⁶. ამას გარდა თითოეულ ასეთ გეოსინკლინში, იმავე ტექტონიკური პროცესებით ხშირად წარმოიქმნებიან ხაზობრივად წაგრძელებული როფები და აზვევებები, პირველს ინტრაგეოსინკლინებს⁷, ხოლო მეორეს ინტრაგეოანტიკლინებს უწოდებენ.

¹ გე — ბერძ. მიწას ნიშნავს, სინ — თან, კლინო — ეხრი. სინკლინში შრეები ერთმანეთსკენ არიან დახრილი, ჩალუნული. იმ შემთხვევაში კი, როცა შრეები საწინააღმდეგო მიმართულებით არიან დაქანებული, ანტიკლინური ფორმა ჩნდება.

² ოროს ბერძნ. მთაა, გენეზისი — წარმოშობა.

³ ეე — ბერძნ. დასრულებული, სრულყოფილი. ეგგეოსინკლინი — სრულყოფილი, დასრულებული გეოსინკლინი.

⁴ მიო — არასრული, ე. ი. არასრულყოფილი გეოსინკლინი.

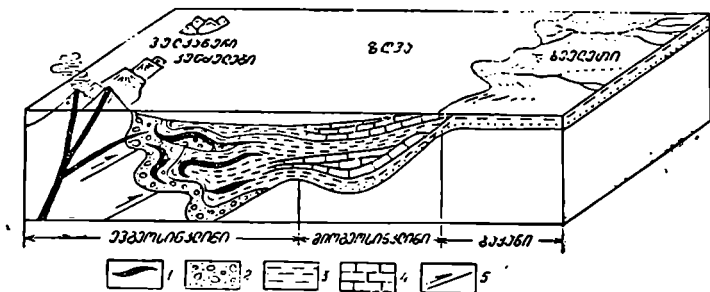
⁵ ტერიგენი — ლათინ. ხმელეთიდან წარმოშობის ნიშნავს.

⁶ მეტამორფიზმი — სახეცუვლას ნიშნავს.

⁷ ინტრა — ლათ. შიდა.

ასეთი სტრუქტურებისათვის დამახასიათებელია აღმაველი ან დაღმაველი მოძრაობები და მის შესატყვისად — განსხვავებული სიმძლავრის ნალექების დაგროვება.

გეოსინკლინების წარმოშობა და განვითარება რთული ეტაპობრივი პროცესია. თანამედროვე წარმოდგენებით გეოსინკლინების წარმოშობა მიწის შიგნეთში ანუ მანტიაში, უფრო სწორად ასტენოსფეროში ენერჯის ქარბი კერების (ა. თენოლითის იმავე ტექტოგენის) აქტივობის მიაწერენ. ამგვარი კერების ვერტიკალური გადაადგილება მიწის ოკეანური ქერქისაკენ ამ უკანასკნელის გადახურებას, გაწელებას და გადაწყვეტასაც კი უნდა იწვევდეს. სწორედ ამ პროცესს უკავშირდება მანტიის მასალის უხვად შემოჭრა ქერქში, რაც დასაბამს აძლევს ულტრაფუქე და ფუქე ქანების ე. წ. ოფიოლითური ფორმაციის¹ წარმოშობას. გეოსინკლინის განვითარების ეს პროცესი ჩასახვის ეტაპად იწოდება



ნახ. 5. გეოსინკლინის პრინციპული ბლოკ-დიაგრამა (ვ. ვაკრილოვის მიხედვით).

1. მაგმური ქანები.
2. უხეშნატეხოვანი ქანები.
3. თიხები, ფიქლები.
4. კარბონატული ქანები.
5. შეცილება.

ამის შემდეგ მოვოს საკუთრივ გეოსინკლინურა ეტაპი, რომელიც ხასიათდება ინტენსიურა დაძირვით და მასთან ერთად მაგმური, უმთავრესად ვულკანური და დანალექი მასალის უხვი დაგროვებით გეოსინკლინის განვითარების სულ ბოლო დამგვირგვინებელს ოროგენული ეტაპი წარმოადგენს, რაშელიც მთათწარმოშობის აქტიური ეტაპია. ამ დროს აღვილი აქვს შეკუმშვა-გადაადგილებებს, უმთავრესად კი აღმაველ მოძრაობებს, ინტრუზიულ მაგმატიზმის აქტივობასთან ერთად, რაც საბოლოო ჯამში ნაოჭა მთიანი მხარეების ჩამოყალიბებით მთავრდება. ასე რომ, გეოსინკლინების შემონახვენებ ეტაპობრივ განვითარებას კონტინენტური ქერქის ჩამოყალიბებამდე მიუყვარათ. მთლიანად ეს პროცესი კი, როგორც ვნახეთ, ოკეანური ქერქის ნაწილის რთული გარდაქმნით, მისი ვაკონტინენტურით მთავრდება. ამასთან პროცესი პროგრესულად წინსვლითია და თანაც იმგვარად, რომ მთების ახალი სისტემები ძველის გვერდით წარმოიქმნებიან ოკეანისაკენ.

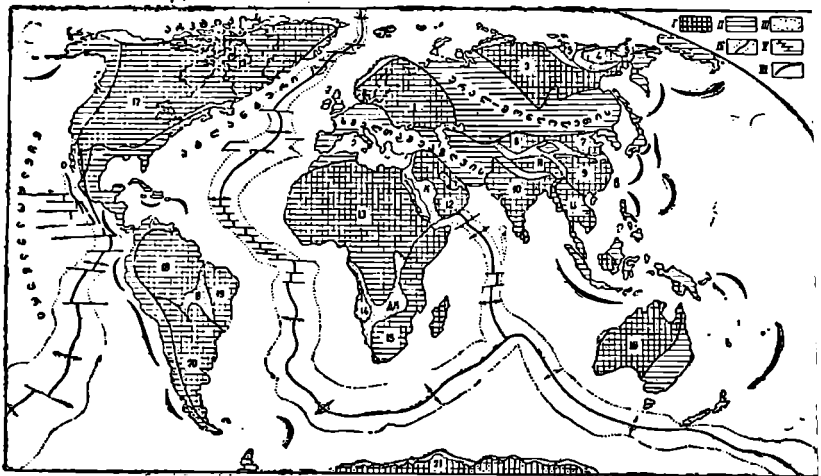
ახლა ოროგენეზის შესახებ. ადრე ოროგენებად მიიჩნეოდნენ მთათა იმ სისტემებს, რომლებაც მხოლოდ გეოსინკლინებიდან იყვნენ წარმოშობილი. ამჟამად ოროგენების არსებობა ოკეანის ფსკერზედაც არის დადგენილი. ამიტომ დღეს ორი ტიპის ოროგენზეა ლაპარაკი — კონტინენტურსა და ოკეანურზე.

კონტინენტური ოროგენი აქტიური ტექტონიკური რეჟიმის რთული რელიეფის მქონე მთიან მხარეს წარმოადგენს, რომლისთვისაც დამახასიათებელია

¹ ოფის — ბერძ. გელანას ნიშნავს, ოფიოლითური ფორმაცია ულტრაფუქე და ფუქე ქანების კომპლექსია.

გაცხოველებული სეისმური მოვლენები და ზოგჯერ — ვულკანიზმი. ასეთ ოროგენებში წარმოშობის ადგილისა და მათში მიმდინარე ტექტონიკური პროცესების მიხედვით გამოიყოფა ეპიგეოსინკლინური¹ და ეპიბაქნური ოროგენები. პირველი ამათვანი გეოსინკლინების ადგილზე არიან განვითარებული. ახასიათებთ ტიპური ნაოკა სტრუქტურები, ნალექების დიდი სიმძლავრე და სხვა. ტიპურ ეპიგეოსინკლინურ ოროგენს წარმოადგენს კავკასიონი, ალპები, კარპატები და სხვა.

ეპიბაქნური ოროგენები აქტიური მოძრაობით, ვულკანიზმით და სეისმურობით ეპიგეოსინკლინურ ოროგენებს მოგვაგონებენ, მაგრამ მათთვის დამახასიათებელია არა ნაოკა სტრუქტურები, არამედ უპირატესად ბელტური ბუნება და, რაც მთავარია, წარმოშობილი არიან არა გეოსინკლინების ადგილზე, არამედ ბაქნებზე იმ დროს, როცა უკანასკნელი აქტიურ ტექტონიკურ მოძრაობაში იყვნენ ჩათრეული. ასეთი ოროგენების ტიპებად ასახელებენ ტიბეტს, ტიან-შანს და სხვ.



ნახ. 6. ძველი ბაქნები და გეოსინკლინური ნაოკა სარტყელები (მ. შურატოვის მიხედვით).

I. ძველი ბაქნები (1 — აღმოსავლეთ ევროპის, 2 — ერიის, 3 — ციმბირის, 4 — კოლომის, 5 — ჩრდილო-აღმოსავლეთი ციმბირის, 6 — ტარისის, 7 — ჩინეთ-კორეის, 8 — ტიბეტის, 9 — სამხრეთ ჩინეთის, 10 — ინდოსტანის, 11 — ცნდონიის, 12 — არაბეთის, 13 — ჩრდლო აფრიკის, 14 — ანგოლის, 15 — სამხრეთ აფრიკის, 16 — ავსტრალიის, 17 — ჩრდილო ამერიკის, 18 — სამხრეთ ამერიკის, 19 — აღმოსავლეთ ბრაზილიის, 20 — არგენტინა-პარაგვაის, 21 — ანტარქტიდის); II. ნაოკა სარტყელები; III. მცირე სარტყელები (5 — ბრაზილიის, ADK — დამარა-კატანგის, K — წითელი ზღვის, KLL — კუნძულ-ცინონის); IV. შუაოკეანური ქედები; V. რფტული ხეობები (გუკიმვის ზონები); VI. ოკეანური ღრმობები.

ოკეანური ოროგენები ათასობით კილომეტრზე (65 — 70 ათასი) გადაჭიმულ წყალქვეშა მთების სარტყელს წარმოადგენენ, რომლებიც ყველა ოკეანეში გვხვდებოდნენ. ერთი ასეთი წყალქვეშა ქედი წყნარი ოკეანის აღმოსავლურ ნაწილშია გავრცელებული, ხოლო ატლანტურ, ინდოეთის და ჩრდილოეთიულოვან ოკეანეში მათ ამ ოკეანეთა შუა ნაწილი უკავიათ. ამიტომ, რომ მათ შუაოკეანურ ქედებს უწოდებენ. უკანასკნელთა სიმაღლე 1 — 4 კმ უდრის, ხოლო სიგანე,

¹ ეპი — ბერძ. შემდეგ ნიშნავს.

სიგრძესთან შედარებით, ბევრად ნაკლებია და საშუალოდ 1-დან 3 ათას კილომეტრ ფარგლებში მერყეობს. ასეთი ქედებისათვის ერთობ რთულად დანაწევრებული რელიეფია დამახასიათებელი. რელიეფის ასეთ სირთულეს ე. წ. რიფტები-სა¹ და ვულკანური ფორმების თავისებურებას მიაწერენ.

რიფტები მიწის ქერქის გაწყვეტისა და მისი ჩაქცევით წარმოშობილი ტექტონიკური ბუნების სტრუქტურებია, რომლებიც გავრცელებული არიან როგორც ოკეანეში, ისე კონტინენტების ფარგლებში (აფრიკაში — არაბეთი, ზაიკალი, ჩინი და სხვ.), თავის მხარე რიფტის ელემენტარ სტრუქტურას გრძობენი წარმოადგენს. საერთოდ ეს ფორმები იმდენად გავრცელებულია, რომ ხშირად ლაპარაკობენ რიფტულ სისტემებზე (ან სარტყელ ზე). რიფტული სისტემები განსაკუთრებით დამახასიათებელია შუაოკეანური ქედებისათვის. სადაც ეს ფორმები ღრმად (5 კმ სიღრმით) ჰქვევთენ მათ და საკმაოდ გასიერ (5 — 10 კმ) ხეობებს წარმოქმნიან.

ასეთია ზოგადად შუაოკეანური ქედები, მაგრამ ძირითადი განსხვავება კონტინენტურ და ოკეანურ ოროგენეზს შორის მაინც ის არის, რომ ოკეანური ოროგენების წარმოშობაში ქერქის შეკუმშვის მაგიერ ჩრს გაჭიმვასა და გაწყვეტას აქვს ადგილი და სწორედ ეს არის მიზეზი იმისა, რომ აქ ერთმანეთის პარალელურად განლაგებული რიფტული ხეობების წარმოშობას აქვს ადგილი.

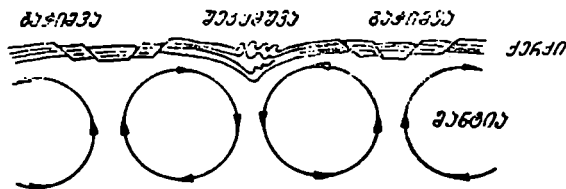
ოკეანურ ოროგენებს საერთოდ დიდ როლს მიაწერენ ოკეანური ქერქის წარმოქმნაში. ვარაუდობენ, რომ შუაოკეანური ქედების ლერძული ნაწილის გასწვრივ არსებულ რღვევებში ყოველთვის მიმდინარეობს მანტიიდან მომდინარე მაგმური მასების შემოსვლა, რომელთა გამყარება ქერქის მოცულობის გაზრდას, ახალი ან ახალგაზრდა ქერქის წარმოშობას აპარობებს, მაგრამ ქერქის გაჭიმვა-გაფართოება (სპრედიინგი)² — გადაადგილების პროცესი (წელიწადში 1 — 8 სმ-მდე) არა ცალმხრივად, არამედ შუაოკეანური ქედის ორივე მხარეს — ერთმანეთის საწინააღმდეგო მიმართულებით წარმოებს. ეს პროცესი ადრე და ახლაც მიმდინარეობს, რაც ქერქის სულ ახალი და ახალი ნაწილების — ფლანკების წარმოშობას, მის ჰორიზონტულ გადაადგილებას აპირობებს. ასე მიაჩნიათ დღეს ოკეანური ქერქის ზრდა და მისი გადაადგილება. სხვა ნიშნებთან ერთად ამ მოძრაობის დამადასტურებლად ისიცაა მიჩნეული, რომ ცალკეული ვულკანები თუ ვულკანებით აგებული წყალქვეშა ქედები, რომლებიც ადრე შუაოკეანურ ქედებთან დაკავშირებულ რიფტულ ზონებში გაჩენილან, ამჟამად რიფტებიდან დიდი მანძილით არიან დაშორებული. წყალქვეშა ქედების მაგნიტური ანომალიის შესწავლით ისიცაა დადასტურებული, რომ რამდენადაც შორს იმყოფებიან ასეთი ქედები რიფტული ზონებიდან, იმდენად უფრო ძველი ხნოვნების არიან. თუკი ეს ასეა და ადგილი აქვს მიწის ქერქის გაჭიმვა-გადაადგილებას, მაშინ იბადება კოტხვა, რა აპირობებს ამგვარ მოძრაობებს. ამაზე პასუხი ზოგადად ასეთია: მიწის ქერქის ნაწილები (ფილაქნების) გადაადგილება მანტიაში არსებული კონვექციური დინებების აოსებობით უნდა აიხსნას (ა. ჰოლმსი, ე. კრაუსი, დ. ტონერი, ა. ბენგველი და სხვ.). ამგვარი დინებების წარმოშობის მიზეზად ტემპერატურულ სხვაობებს ასახვლებენ: ისეთს, როგორიც არის, მაგალითად, მიწის პოლუსებსა და ეკვატორულ ნაწილებს შორის, რაც ნივთაერების ცირკულაციას ითვალისწინებს; ან კიდევ, ნივთიერების რადიოაქტიური დაშლა და სითბური ენერგიის დაგროვება, რასაც დღესაც აქვს ადგილი. ასეთ შემთხვევაში გახურებული მასალა ზევივ იწყებს გადაადგილებას, ცივი კი —

¹ რიფტი — ინგლ. სიტყვაა, ნიშნავს გახლეჩას.

² სპრედი—ინგლ. ნიშნავს გაფართოებას, გაერყელებას.

პირიქით. ასე რომ, მოძრაობას წრიული ხასიათი აქვს. დაღმავალი მოძრაობის დროს ქერქის შეკუმშვას აქვს ადგილი, აღმავალისას კი — გაგანიერება-გაწყვეტას და გადაადგილებას.

ამ და სხვა მოვლენებთან დაკავშირებით განვითარდა დღეისათვის კარგად ცნობილი ე. წ. ფილაქანთა ტექტონიკის კონცეფცია („ნეომობილიზმი“, გლობალური ტექტონიკა). ჩვენ ამ კონცეფციიდან უპირატესად ოკეანის ფსკერის (ფილაქნების) გადაადგილების საკითხს შევხებით, რადგანაც ამ პროცესს მაგმური მოვლენების განვითარებისათვის დიდ მნიშვნელობას მიაწერენ. ამ კონცეფციის მომხრენი ამტკიცებენ, რომ ყოველი ახალი ოკეანური ქერქის გაჩენა და შემდეგ მისი გადაადგილება უკუოკეანური ქედიდან კონტინენტთა სანაპიროსკენ ოროგენულ ზონებამდე აღწევენ, მიებჯინებიან ამ უკანასკნელთ და იწვევენ მათ შეკუმშვა-შენაოქებას და მასთან მის გასქელებას; მაგრამ ფილაქნების მოძრაობა ამით როდი მთავრდება. ოკეანური ფილაქანი, ოკეანური ღრძობების ფარგლებში ლა თანაც სიღრმული რღვევის გასწვრივ საკმაოდ დიდი კუთხით (საშუალოდ 45°) ჩაიღუნება და მის პირისპირ მდგომ კონტინენტური ქერქის ქვეშ მანტიაში იწყებს შეცურებას — ჩაწოლვას (სუბდუქცია)¹.



ნახ. 7. მანტიაში კონვექციურ ნაკადთა დინებები. ნაკადები წრავებს შემოსწერენ სხეულისხეა მიმართულებით მოძრაობისას. ქერქის ქვეშ ჩამავალი ნაკადები შეკუმშვას იწვევენ, ამომავალი კი — გაქიმვას.

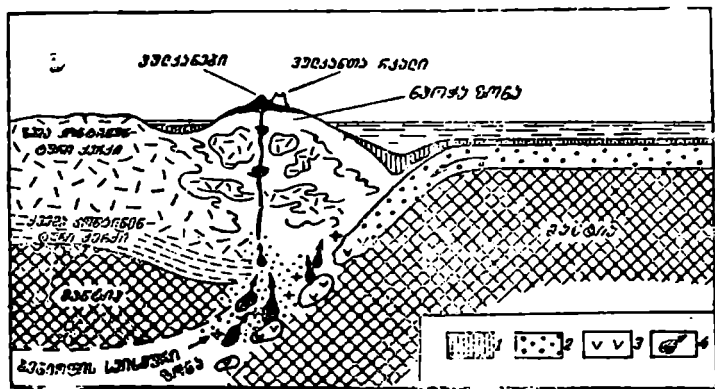
ღრძობები ოკეანის უღრმესი თხრილისებრი ვიწრობებია. ზოგჯერ 10 000 მეტრზე მეტი სიღრმისა. ლიჯოსფეროს ამგვარი გადაადგილება ზემძლავრი რაძობულობის სეისმურად აქტიურ ზონას ემთხვევა (ზუგარიცკ-ბენიოფის ზონა). ვარაუდობენ, რამ ამ ზონის ფარგლებში ადგილი უნდა ჰქონდეს დიდი სითბური ენერჯის დაგროვებას, რაც ლიჯოსფეროს ჩაღობას, მაგმური კერების გაჩენას და აქტიური ვულკანიზმის გამოვლინებას უწყობს ხელს. ეს ვულკანიზმი, როგორც წესი, ანდეზიტური შედგენილობის მავმას (ლავას) იძლევა.

ფილაქნების ტექტონიკის კონცეფციის მიხედვით, ამგვარი მოძრაობით უნდა აიხსნას კონტინენტებისა და ოკეანეების საზღვარზე ვულკანურ კუნძულთა რაკლების გაჩენა. ასეთი რაკლები, რომელთაც ზოგი ანდეზიტურ ხაზებსაც უწოდებს, მკაფიოდ არის გამოვლინებული წყნარი ოკეანის სანაპიროზე. ისინი ოკეანური ღრძობების გასწვრივ, მაგრამ მათ წინ კონტინენტის მხარეზე მდებარეობენ. აღსანიშნავია, რომ რაკლის შიდა შეხვეტილ მხარეზე გაბატონებულია ანდეზიტური, ბევრად ცოტა ანდეზიტ-ბაზალტური და მკაფე ქანებიც კი. რაც შეეხება რაკლის გარე-გამოხვეტილ (ოკეანასკენ) მხარეს, აქ უმთავრესად ბაზალტური ქანები გვხვდებიან. ასე რომ, კუნძულთა რაკლები ღრძობებთან ერთად ერთგვარ მიჯნას წარმოადგენენ ოკეანესა და კონტინენტს შორის. ის, რაც აქ ითქვა კუნძულთა რაკ-

¹ სუბდუქცია — ლათინ. შეცურებას, შეფარებას ნიშნავს.

ლების შესახებ, არის მათი მარტივი სქემა, რადგანაც არიან უფრო რთულად აგებული რკალებიც.

ასეთია ფილაქანთა ტექტონიკის კონცეფციის ზოგადი სქემა, რომელიც, როგორც ვნახეთ, ახლებურად და არცთუ ურიგოდ აშუქებს მიწის ქერქის ტექტონიკის ძირითად საკითხებს. ამიტომაც, რომ დღეს ამ კონცეფციას ბევრი მომხრე ჰყავს, მაგრამ არიან მოწინააღმდეგეებიც, რომლებიც მასში შეუსაბამობებს ხედავენ. კერძოდ, აი რაში: ლითოსფეროს გვიანტური ფილაქანები, რომელთაც უზარმაზარი სიგანე (10000 კმ) და უმნიშვნელო სისქე (10—20 კმ) აქვთ, მოწინააღმდეგეთა აზრით, არ შეიძლება მოძრაობდნენ როგორც ერთიანი მტკიცე სტრუქტურები (ე. ბულარდი). ამავე დროს ფილაქანების ევოლუციური როლი არის ისეთი სწორი — სფერული, როგორც ეს წარმოდგენილი აქვთ; კარგად ცნობილია, რომ შერბილებული ზონა, რომელზეც ფილაქანები მოძრაობენ, სულ სხვადასხვა სიღრმეზე იმყოფება. ამასთან ლითოსფეროს ფილაქანებს უნდა ჰქონდეთ ამობრტყელი — მიწის სფეროს შესატყვისი ფორმა და სხე.



ნახ. 8. ოკეანური ფილაქანის მიბჯნა და ჩაყრება (სუბდუქცია) კონტინენტური ქერქის ქვეშ. სურათზე ნაჩვენებია კონტინენტური ქვეყნის შენაკვება. მის ქვეშ ჩაყრებული ეპლოგტური სხეულების გადაღობა და ამ უკანასკნელისგან ანდეზიტური მაგმის გენერაცია, რომელიც კუნძულთა რკალის ვულკანებში ამოიფრქვევა. 1. დანალექი ქანები. 2. ოკეანური ქერქის ბაზალტები. 3. ეპლოგტური სხეულები. 4. ეპლოგტურიდან გამოშდნარი ანდეზიტური მაგმა (ლავა). ჭკრებით ნაჩვენებია სეისმურად აქტიური ზონა.

მეორე შეუსაბამობა ისაა, რომ ოკეანური ქედების გასწვრივ ყოველთვის როლი არსებობენ გასწვრივი ნაპრალები, ანუ რიფტული ზონები, რომლებიც ფილაქანების გადაადგილების ერთ-ერთ ძირითად მექანიზმს წარმოადგენენ (იუ. პუშაროვსკი). მაგალითად, გ. შენარდის მონაცემებით, გასწვრივი რიფტული ზონის არსებობა უარყოფილია წყნარი ოკეანის აღმოსავლურ წყალქვეშა ქედის გასწვრივ, თუმცა ის კია, რომ ზოგი ამ გარემოებას იმით ხსნის, რომ ამ ნაწილში ქერქის გადაადგილება ისე სწრაფად ხდებოდა, რომ რიფტი ჩამოყალიბებას ვერ ასწრებდა. მაგრამ ასეთ ახსნას ძალდატანებითად თვლიან.

ასევე ძნელად გასაგები ხდება აფრიკის ფილაქანის მოძრაობა, რომელიც გან-

ლაგებულა, ერთი მხრივ, ატლანტისა და, მეორე მხრივ, ინდოეთის ოკეანის რღვევებს შორის, ამის მიხედვით ფილაქანმა უნდა იმოდროს, ერთი მხრივ, აღმოსავლეთით, მეორე მხრივ, დასავლეთით, რაც ძნელი წარმოსადგენია. ერთობ გართულებულია იმ ფილაქანების სტრუქტურა, რომლებიც მოიცავენ ევროპის და აზიის ერთიან კონტინენტს. ეს ფილაქანები უკანასკნელი 150 მლნ წლის განმავლობაში რთულსა და კონტრასტულ ტექტონიკურ მოძრაობას განიცდიან — ერთი მხრივ, აღვლი აქვს უზარმაზარი ტერიტორიის ინტენსიურ დაძირვას (დასავლეთი ციმბირი, ვილუის დაბლობი) და პირიქით, ასეთივე მასშტაბის აზევებას (ტიანშანი, სამხრეთი ციმბირი), რასაც ფილაქანების კონცეფცია არ ითვალისწინებს. ასეთივე ხასიათის მოძრაობები აღინიშნება წყნარი ოკეანის ფსკერზე. ზოგჯერ არის ისეთი შემთხვევებიც, რომლებიც ეწინააღმდეგებიან ოკეანის ქერქის გაქიმვას და ისიც, რომ იქ, სადაც ახალგაზრდა ქანებს უნდა მოველოდეთ, ბურღვითი მონაცემებით ძველი ქანებია აღმოჩენილი. არის აგრეთვე პეტროლოგიური ხასიათის წინააღმდეგობანი, კერძოდ აღნიშნულია, რომ შუაოკეანური ქედის ბაზალტებისათვის (ტოლეიტებისათვის) კალიუმის უმნიშვნელო რაოდენობაა დამახასიათებელი, მაშინ, როცა იგივე ელემენტი კუნძულთა რკალების და გეოსინკლინური ზონების ვულკანებში მნიშვნელოვნად გაზრდილია. თუკი კუნძულთა რკალისა და გეოსინკლინის ვულკანები ოკეანური ქერქის ჩაღობით არიან წარმოქმნილი, როგორც ამას მობილისტები ვარაუდობენ, მაშინ როგორ უნდა ავსნათ კალიუმით გამდიდრებული ლავების წარმოშობა კალიუმით ღარიბი ქანებიდან? ზოგის აზრით (ლ. ზონენშაინი), დიდ წინააღმდეგობას აწყდება ლითონფეროს ფილაქანების ტექტონიკური შეწოვა-ჩაღობის მექანიზმი და ამ გზით კუნძულთა რკალების წარმოშობა და სხვ.

არის რიგი სხვა საკითხები, რომლებიც ჯერ კიდევ საჭიროებენ მომავალ კვლევას.

ბაქანები ოროგენული პროცესებით წარმოქმნილ კონსოლიდირებულ, კონტინენტურ ქერქს წარმოადგენენ, რომელთაც მეტამორფიზმისა და გაგრაინტების შედეგად დიდი სიმტკიცე აქვთ შექმნილი. გარდა ამისა, ბაქანების ზედაშირი დენუდაციური პროცესებით მნიშვნელოვნად მოვაცვებულია და მათზე დაგროვილია თხელი ზღვის ზეირე სიმძლავრის ნალექები და მასთან, ფაქილურად მნიშვნელოვნად განსხვავებული გეოსინკლინური ნალექებისაგან. გარდა ამისა, ტექტონიკური პროცესები ბაქანებში წელა მიმდინარეობს და თანაც დამახასიათებელია უმთავრესად წყვეტილი დისლოკაციები, სუსტი სეისმური მოვლენები და ინტრუზიული მაგმატიზმი. გეოსინკლინებთან შედარებით ბევრად დაბალია გეოთერმული გრადიენტი.

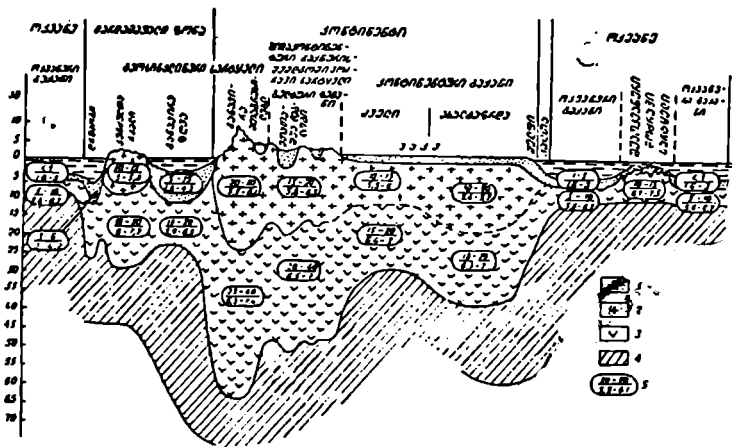
ახალი მონაცემებით ბაქანების ორი ტიპი არსებობს: კონტინენტური (იგივე კრატონი) და ოკეანური. კონტინენტური ბაქანი კონტინენტის ქერქის აგებულებას იჩენს. ასეთი ბაქანები ჩვეულებრივ თრსართულიანია. კვება სტრუქტურული საართული წარმოქმნილია გეოსინკლინის წინა სტადიაში და ფუნდამენტის ან ცოკლის სახელწოდებას ატარებს. თავის მხრივ, ამ უკანასკნელში გამოჰყოფენ კრისტალურს და ნაოქა ფუნდამენტს. კრისტალური ფუნდამენტი უმთავრესად აგებულია მეტამორფიზმის მაღალ საფეხურზე წარმოქმნილი მეტამორფიტებით და გრანიტით, სოლო ნაოქა ფუნდამენტი, მნიშვნელოვნად დისლოცირებული, — შედარებით სუსტად მეტამორფული ქანებითა და ფელზივებით, როგორი ბუნებისააც არ უნდა იყოს ამგვარი ბაქანი, იგი ჩვეულებრივ ძლიერ სუსტი კუთხით დაქანებული თითქმის პორიზონტული შეუცვლელი ნალექების ფენით იფარება.

კონტინენტურ ბაქანების აგებულებაში სხვადასხვა ფორმის და სიდიდის სტრუქტურული ელემენტები მონაწილეობენ. ასეთებიდან აღსანიშნავია ფარები, ანტიკლიზები, სინკლიზები, ავლაკოგენები და სხვ.

ფარეხი ბაქნების კრისტალური ფუნდამენტის ის ნაწილებია, რომლებიც უშუალოდ შივის ზედაპირზე ამოდიან და არ არიან დანალექი საფარით შენილბული. ბაქნების განვითარების ეტაპზე ამ ერთეულებისათვის შეტწილად აღმავალი მოძრაობებია დამახასიათებელი.

ფილაქნები ბაქნების ისეთი ნაწილებია, რომლებზეც დანალექი საფარი ჭერ კიდევ შემონახულია.

ანტიკლიზები ბაქნის აზევებული, მსხვილი (50 — 100 კმ²), იზომეტრული ან რამდენადმე წაგრძელებული ფორმის ტექტონიკური ერთეულებია, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია თხელი ზღვის ან კონტინენტური ნალექების საფარი, წყვეტილი ვერტიკალური მოძრაობები, ზოგჯერ რიფტების ირსებობა და სხვ.



ნახ. 9. შივის ქერქის აგებულება და შივი უმთავრესი სტრუქტურები (ც: ხინის ზიხედეთ).
 1 — დანალექი ფენა. 2 — გრანიტული ფენა. 3 — ბაზალტური ფენა. 4 — ზელა მანძია.
 5 — ფენების დახასიათება: მრაცხველში საშუალო სიმძლავრე, შინშენელში სეისმული ტალღების საშუალო სიჩქარე.

სინეკლიზები ფილაქნების ან ფარების მაქსიმალურად დაძირული, თითქმის იზომეტრული ფორმის სტრუქტურებია, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია მძლავრი (5 — 6 კმ) ბაქნური საფარი. ისეთი ფორმები კი, რომლებიც ბაქნებზე შედარებით ვიწრო გარბენის მაგვარ აგებულებას ამჟღავნებენ და ბაქნის ჩალუნვით ჩნდებიან, ავლაკოგენებ¹ იწოდებიან. ამგვარი ფორმები ამოვსებული არიან კონტინენტურ-ტერიგენი ნალექებით, რომლებშიც ფუძე ხასიათის ეფუზივებიც გამოირევა. ავლაკოგენები ჩვეულებრივ რღვევებით არიან შემოფარგლული.

ოკეანური ბაქანი (ტალასოკრატონი)² ოკეანის ღრმა ქვაბულია, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ზემოთ აღნიშნული სამწვერიანი ოკეანური ქერქის აგებულება (იხ. გვ. 7). ამ ტიპის ბაქნები მხოლოდ წყნარ, ატლანტურ და ინდოეთის ოკეანისთვის არის დამახასიათებელი. სხვა ადგილებში, მაგალითად, ჩრდილო ყი-

¹ ავლაკოგენი ნალარის მსგავსი წარმონაქმნია (ავლაკ ზერძულად კვალს, ნალარს ნიშნავს).
² ტალასო ბერძნ. ზღვა. კრატო — ძალა. ტექტონიკურად მდგრადი ზღვის ფსკერი.

ნულოვან ოკეანეში კონტინენტური ტიპის ქერქი აღინიშნება, ამასთან, წყნარი, ატლანტური და ინდოეთის ტალასოკრატონები კონტინენტური ქერქის კალთებით, ოკეანური ღრმულებით და კუნძულთა რკალებით არიან შემოფარგლული. ამ საზღვრებს შიგნით რამდენადმე ბრტყელი აბისური ვაკეებია განლაგებული, რომლებიც დაყოფილი არიან შუაოკეანური ქედებით ან თალური აზეგებებით თუ სხვა სახის წყალქვეშა ამოწვევებით. აღინიშნებიან აგრეთვე ცალკეული ტიფობები ან ჩავარდნილი ადგილები (ტალაპლენები). ტიფობები, თავის მხრივ, მოფენილი არიან ვულკანური წარმოშობის შედარებით დაბალი კონუსებითა და გორაკებით. არის შემთხვევები, როცა ასეთი გორაკები ნალექების თხელი ფენით არიან დაფარული, რაც ოკეანის ამგვარ ფსკერს მოსწორებულ ზედაპირს უქმნის.

მთათა შუა მასივები ნაოკა მხარეებისათვის დამახასიათებელი სტრუქტურული ერთეულებია, რომლებიც მონაწილეობენ გეოსინკლინებისა და ოროგენების აგებულებაში: ასეთი მასივები რეგიონული მეტამორფიზმისა და გაგრანიტების შედეგად საკმაოდ დიდ მდგრადობას იჩენენ. ნაოკა მხარეებში ისინი დაბლობებს ან კიდევ პლატოებზე ამილდებებს ქმნიან, ბაქნებზე კი ფუნდამენტის შედგენილობაში მონაწილეობენ. ასეთ შემთხვევაში ისინი ასაკობრივად ყველაზე ძველ ბლოკებს წარმოადგენენ. ვარაუდობენ, რომ მთათა შუა მასივები ოდესღაც არსებული ბაქნების ჩამონატეხებია, რომელთაც შეწდგომში დანაოკება აღარ შეხებიათ. არის გამოთქმული აზრი, რომ ასეთი სტრუქტურები ღრმად დიპირვას და გადამუშავებას გადარჩენილი ნაოკა მხარის ძველი უბნებზე უნდა იყვნენ. მთათა შუა მასივებისათვის დამახასიათებელია მოსაზღვრე სტრუქტურებისაგან ღრმა რღვევებით გამოყოფა და შიორე სიმძლავრის დანალექი საფარით გადახურვა. ამავე მასივებისთვის დამახასიათებლად ითვლება აგრეთვე ხშირი რღვევები და მათთან დაკავშირებული გაცხოველებული მაგმური მოვლენები — წარმოადგენილი როგორც ნორმული, ისე ტუტე რიგის ინტრუზიული ქანებით და მათი ეფუზიური ანალოგებით — ანდეზიტებიდან დაწყებული ტრაქიტებითა და ფონოლიტებით დამთავრებული. ამ ქანების დანახაობა ქვემოთ არის მოცემული.

მიწის ქერქის ზემოხსენებული სტრუქტურების თვალსაჩინო სქემა ვ. ე. ხაინს აქვს მოცემული (ნახ. 9).

მიწის ქერქის ნივთიერი შემადგენილობა

ბევრი გამოჩენილი მეცნიერი იკვლევდა მიწის ნივთიერ შედგენილობას, მაგრამ პირველი ფ. კლარკი იყო (1889 წ.), რომელმაც ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საუბუჯელზე მიწის ქერქის საშუალო ქიმიური შედგენილობა გამოთვალა. შემდეგში აა სიმართლულით ბევრი რამ გაიარა და სათანადოდაც შესწორდა კლარკის მონაცემები. სიდიდევს, რომელნიც გამოხატავენ ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტების გავრცელებას მიწის ქერქში, ფ. კლარკის პარტიკულარულად, „კლარკები“ ეწოდა.

თავიდანვე ცნობილი გხდა, რომ მიწის ქერქში იპოვება დიდი რიცხვი ქიმიური ელემენტებისა, რომლებიც დ. ი. მენდელეევმა თავის პერიოდულ სისტემაში მოგვცა (ნახ. 10). აღმოჩნდა, რომ ცნობილი ელემენტებიდან, რომელთა რიცხვი დღეს 105-ს აღწევს, თორმეტია ისეთი, რომლებიც ერთად აღებული მიწის ქერქის 99,3% შეადგენს. ეს ელემენტებია: ენგბადი, სილიციუმი, ალუმინი, რკინა. კალციუმი, ნატრიუმი, კალიუმი, მაგნიუმი, წყალბადი, ტიტანი, ნახშირბადი და ქლორი. ამ ელემენტთა რაოდენობა მოცემულია 1-ელ ცხრილში.

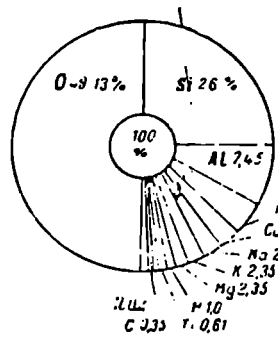
მიწის ქერქის საშუალო ქიმიური შედგენილობა
(ა. ფერსმანის მიხედვით)

წონითი პროცენტები		
O — 49,13	Ca — 3,25	H — 1,00
Si — 26,00	Na — 2,40	Ti — 0,61
Al — 7,45	K — 2,35	C — 0,35
Fe — 4,20	Mg — 2,35	Cl — 0,2

ცხრილიდან ნათლად ჩანს, რომ მიწის ქერქის თითქმის ნახევარს უნაგზადი შეადგენს, დაახლოებით მეოთხედს — სილიციუმი, მეცამეტედს — ალუმინი, მეოცდაროთხედს — რკინა და ა. შ.

ყველა დანარჩენი ელემენტი (ნახ. 10), რომელთა რაოდენობა ერთ პროცენტზე ნაკლებია, მიწის ქერქში გაფანტული სახით იმყოფება და ზოგი მათგანი მემილიონედ ნაწილს შეადგენს, ასეთებს იშვიათ ელემენტებს უწოდებენ. იმ შემთხვევაში კი, როცა მათ ნაკლები კონცენტრაციის უნარი აქვთ, მაშინ იშვიათ გაფანტულ ელემენტებზე ლაპარაკობენ. ხმარებაშია აგრეთვე მიკროელემენტები, როცა ისინი საერთოდ მცირე — 0,01% ნაკლები რაოდენობით გვხვდებიან (იხ. ცხრილი 2). მაგრამ მიუხედავად ასეთი სიმცირისა, ზოგჯერ რომელიმე მათგანის კონცენტრაციაც ხდება, რის შედეგად ჩნდება მადანი და ამ მადნის საბადოც კი. საბადოებში ქიმიური ელემენტები ბუნებრივი შენაერთების (მინერალების) სახით გვხვდებიან და მხოლოდ მათი მცირე ნაწილია ხალასს მდგომარეობაში. ასეთებია, მაგალითად, ნახშირბადი (ალმასი, გრაფიტი), გოგირდი, პლატინა, ვერცხლი, ოქრო, სპილენძი და სხვ.

მეცნიერებას, რომელიც შეისწავლის ქიმიურ ელემენტებს, მათი არსებობის პირობებს, გარდაქმნასა და მიგრაციას მიწის ქერქში — ეოქიმიკა ეწოდება. გეოქიმიკოსებმა ყურადღება მიაქციეს ქიმიურ ელემენტთა განაწილებას მიწის ქერქში და გააკვირეს, რომ მენდელეევის პერიოდულ სისტემაში ქიმიური ელემენტების რიგითი ნომრის ზრდასთან ერთად იცვრება ელემენტების გავრცელება მიწის ქერქში. გარდა ამისა, კარგად არის ცნობილი, რომ მსგავსი გეოქიმიური თვისებების მქონე ელემენტები გარკვეულ ბუნებრივ ასოციაციებს ქმნიან, ამიტომ ადრევე სცადეს პერიოდული სისტემა დაეწყოთ ცალკე ველებად. ასე მოიქცა გ. ვაშინგტონი, რომელმაც პერიოდული სისტემა ორ ნაწილად გაყო (ნახ. 12); ზედა ნაწილში მოხვედრილ ელემენტებს მან პეტროგენული უწოდა, ქვედა ნაწილში მოთავსებულ ელემენტებს — მეტალოგენური. პეტროგენულ ელემენტთა ასოციაცია ახასიათებს ქანებს და არამეტალურ სასარგებლო ნივთიერებებს, მეტალოგენური კი — მეტალთა მადნებს.



ნახ. 11. მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა გავრცელების დაგრაფა.

ქიმიური ელემენტების კლასიფიკაციის და განაწილების თავისებური სქემა აქვს შემუშავებული ვ. გოლდშმიტს. მან ელემენტები შემდეგნაირად დააჯგუფა:

ნიჭის კოეფიციენტების თანახმად კრომენტული რადიონობა (ა. ბ. ბეკუასიძის მიხედვით, 1975)

ატომური ნომერი	ელემენტები	კონტენტური ლითონური და ნახევარ-ლითონური საფ. გარეშე	კონტენტული ლითონური და ნახევარ-ლითონური ნაწილი	ატომური ნომერი	ელემენტები	კონტენტური ლითონური და ნახევარ-ლითონური ნაწილი	კონტენტული ლითონური და ნახევარ-ლითონური ნაწილი
1	წყალბადი — H	0,10	0,10	47	ჰერსელიუმი — Ag	9,0 · 10 ⁻⁶	4,8 · 10 ⁻⁶
2	ჰელიუმი — He	6 · 10 ⁻³	3,0 · 10 ⁻³	48	კადმიუმი — Cd	1,9 · 10 ⁻⁵	1,5 · 10 ⁻⁵
3	ლითიუმი — Li	2,0 · 10 ⁻³	2,5 · 10 ⁻⁴	49	ინდიუმი — In	2,3 · 10 ⁻⁵	2,5 · 10 ⁻⁵
4	ბერილიუმი — Be	1,5 · 10 ⁻⁴	1,0 · 10 ⁻³	50	სპირტი — Sn	1,9 · 10 ⁻⁴	2,7 · 10 ⁻⁴
5	ბორი — B	0,7 · 10 ⁻³	3,0 · 10 ⁻³	51	სტიბიუმი — Sb	2,0 · 10 ⁻⁵	2,0 · 10 ⁻⁴
6	ნახშირბადი — C	1,7 · 10 ⁻³	2,8 · 10 ⁻³	52	ტელური — Te	1,0 · 10 ⁻⁷	1,0 · 10 ⁻⁷
7	აზოტი — N	2,0 · 10 ⁻³	48,1	53	იოდი — I	5,0 · 10 ⁻⁵	5,0 · 10 ⁻⁵
8	ჟანგბადი — O	46	7,2 · 10 ⁻²	54	ქსენონი — Xe	3,4 · 10 ⁻¹⁰	3,4 · 10 ⁻¹⁰
9	ფთორი — F	6,0 · 10 ⁻³	7,2 · 10 ⁻²	55	ცეზიუმი — Cs	2,0 · 10 ⁻⁴	3,8 · 10 ⁻⁴
10	ნეონი — Ne	7,7 · 10 ⁻³	2,2	56	ბარიუმი — Ba	4,5 · 10 ⁻²	6,8 · 10 ⁻⁴
11	ნატრიუმი — Na	2,3	1,2	57	ლანთანი — La	2,5 · 10 ⁻³	4,6 · 10 ⁻³
12	მაგნიუმი — Mg	2,4	8,0	58	ცერუმი — Ce	6,0 · 10 ⁻³	6,3 · 10 ⁻³
13	ალუმინი — Al	8,1	30,9	59	პრამბოდი — Pr	5,7 · 10 ⁻⁴	7,9 · 10 ⁻⁴
14	სილიციუმი — Si	27,7	0,03	60	ნიობი — Nb	2,4 · 10 ⁻³	3,3 · 10 ⁻³
15	ფოსფორი — P	0,10	0,04	61	პრომოთუმი — Pm	—	—
16	გოგირდი — S	0,03	1,7 · 10 ⁻³	62	სამარიუმი — Sm	6,5 · 10 ⁻⁴	9,0 · 10 ⁻⁴
17	კლორი — Cl	1,0 · 10 ⁻³	2,7	63	ევროპიუმი — Eu	1,0 · 10 ⁻⁴	1,4 · 10 ⁻⁴
18	არგონი — Ar	2,2 · 10 ⁻³	2,5	64	გადოლინიუმი — Gd	6,5 · 10 ⁻⁴	9 · 10 ⁻³
19	კალციუმი — K	1,8	1,1 · 10 ⁻³	65	თერმომი — Tb	1,0 · 10 ⁻⁴	1,4 · 10 ⁻⁴
20	ალკალი — Ca	4,8	2,5	66	დისპროზიუმი — Dy	4,6 · 10 ⁻⁴	6,5 · 10 ⁻⁴
21	სკანდიუმი — Sc	2,4 · 10 ⁻³	—	67	ჰოლიმიუმი — Ho	1,3 · 10 ⁻⁴	1,8 · 10 ⁻⁴

22	ტიტანი	-Ti	0,33	68	ერბიუმი	-Er	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
23	ვანადიუმი	-V	$7,6 \cdot 10^{-3}$	69	ტულოუმი	-Tu	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$
24	კრომი	-Cr	$0,34 \cdot 10^{-3}$	70	იუბერლიუმი	-Yb	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
25	მანგანუმი	-Mn	0,07	71	ლუტეციუმი	-Lu	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
26	რკინა	-Fe	3,6	72	ჰაფნიუმი	-Hf	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
27	კობალტი	-Co	$7,3 \cdot 10^{-4}$	73	ტანტალი	-Ta	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
28	ნიკელი	-Ni	$2,6 \cdot 10^{-3}$	74	ვოლფრამი	-W	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
29	სპილენძი	-Cu	$2,2 \cdot 10^{-3}$	75	რენიუმი	-Re	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$
30	ცინკი	-Zn	$5,1 \cdot 10^{-3}$	76	ოსმიუმი	-Os	მონაცემები არ არის	
31	გალიუმი	-Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	77	ირიდიუმი	-Ir	$2,0 \cdot 10^{-5}$	
32	ვერცხნიუმი	-Ge	$1,3 \cdot 10^{-4}$	78	პლატინა	-Pt	მონაცემები არ არის	
33	დარიშხანი	-As	$1,6 \cdot 10^{-4}$	79	ოქრო	-Au	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$
34	სელენი	-Se	$1,4 \cdot 10^{-5}$	80	ვერცხლის წყალი	-Hg	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
35	ბრომი	-Br	$2,2 \cdot 10^{-4}$	81	თალიუმი	-Tl	$0,7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
36	კობალტონი	-Kr	$4,2 \cdot 10^{-9}$ (პ ³ გ ³ ჯ ³ ხ ³ ხ ³ ხ ³)	82	ბერკელიუმი	-Bk	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
37	რუბიდიუმი	-Rb	$9,0 \cdot 10^{-3}$	83	პოლონიუმი	-Po	$0,6 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
38	სტრონციუმი	-Sr	$3,8 \cdot 10^{-3}$	84	ასტატი	-At	—	—
39	იტრიუმი	-Y	$2,6 \cdot 10^{-3}$	85	რადონი	-Rn	—	—
40	ცერკონიუმი	-Zr	$1,3 \cdot 10^{-2}$	86	ფრანკლინიუმი	-Fr	მონაცემები არ არის	
41	ნიობიუმი	-Nb	$1,9 \cdot 10^{-3}$	87	რადიუმი	-Ra	—	—
42	მოლიბდენი	-Mo	$1,8 \cdot 10^{-4}$	88	აქტინიუმი	-Ac	—	—
43	ტანტალიუმი	-Ta	—	89	თორიუმი	-Th	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
44	რუთენიუმი	-Ru	მონაცემები არ არის	90	პროტაქტინიუმი	-Pa	—	—
45	როდიუმი	-Rh	მონაცემები არ არის	91	ურანი	-U	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$
46	პალადიუმი	-Pd	$1,10^{-7}$	92				

რაც შეეხება ბაზალტურ ფენას, მისი სპეციფიკური შემადგენლობა (მართალია კორექტურა) ახლოს არის დორიტებთან. ა. ბუქსის მიხედვით ამ ფენის შემადგენლობაა: O — 46,0, Si — 26,2, Al — 8,1, Fe — 8,7, Mg — 3,0, Mn — 0,1, Ca — 5,1, Na — 2,4, K — 1,3, Ti — 0,7, H — 0,1, P — 0,1.

ა. ლითოფილური¹ — O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Li, Rb, Ba და სხვ.

ბ. ქალკოფილური² — S, Se, Te, Fe, Cu, Zn, Pl, Cd, Hg, Sb, Bi, As, Au, Ag და სხვ.

გ. სიდეროფილური³ — Ee, Ni, Co, Mn, P, C და სხვ.

პირველი ჯგუფის ელემენტები მიწის სილიკატური ქერქისათვის არიან დამახასიათებელი. მეორე — ეკოლოგიური ანუ გარდამავალი გარსისათვის (თანამედროვე გაგებით მანტიისათვის), ხოლო მესამე ჯგუფი — მიწის ბირთვისათვის.

№ კვ.	1	2	3	4	5	6	7	8
1	H							
2	He	Li	Be	B	C	N	O	F
3	Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl
4	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
5		Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
6	Rb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	(Tc)
7		Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J
8	Xe	Cs	Ba	Lr	Hf	Ta	W	Re
9		Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
10	Ra	(Fr)	Ra	Ac	Th	Pa	U	

ნახ. 12. ქიმიურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია (გ. ვაშინგტონის მიხედვით).

ქიმიურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია უფრო სრულყოფილად ა. ზავარიცკის აქვს მოცემული. მან ქიმიური ელემენტები დაყო შემდეგ 10 გეოქიმიურ ჯგუფად: 1. კეთილშობილი გაზები (He-ით დაწყებული Rn-ის ჩათვლით), 2. ქანების შემადგენელი ელემენტები (Na, Mg, Al, Si, K, Ca და სხვ.), 3. მაგმური ემანაციის ელემენტები (B, F, P, Cl, S და სხვ.), 4. რკინის ჯგუფის ელემენტები (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni), 5. იშვიათი ელემენტები (Sc, იშვიათი მიწები, Nb, Ta და სხვ.), 6. რადიოქიმიური ელემენტები (Ra, Th, U და სხვ.), 7. მეტალური ელემენტები (Cu, Zn, Sn, Hg, Au, Ag და სხვ.), 8. მეტალოიდური და მეტალოგენური ელემენტები (As, Sb, Bi, Se და სხვ.), 9. პლატინის ჯგუფის ელემენტები, 10. მძიმე ჰალოიდები (Br, J).

როგორც გავეცანით, მიწის ქერქი აგებულია სხვადასხვა ქანებით. ქანები კი მინერალური აგრეგატებია. მინერალების ერთ-ერთ დამახასიათებელ თვისებად მათი კრისტალური ფორმა ითვლება, ამიტომ ქანების შესწავლა ბუნებრივად მოითხოვს მინერალოგიისა და კრისტალოგრაფიის ელემენტების (თუ მეტის არა) ცოდნას მაინც. სწორედ ეს გარემოება იყო გათვალისწინებული წინამდებარე კურსის შედგენისას. ამიტომ კურსი კრისტალოგრაფიის ელემენტების გადმოცემით იწყება.

¹ ლითოფილური — ბერძნ. ქვიერ. ამ ჯგუფის ელემენტები ძირითადად ეხებადნენ არიან დაკავშირებული.

² ქალკო. — ბერძ. სპილენძს ნიშნავს. ეს ელემენტები გოგირთან არიან დაკავშირებული.

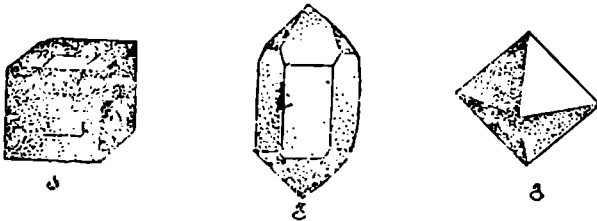
³ სიდეროს — ბერძ. რკინას (მეტეორიტს) ნიშნავს.

კრისტალოგრაფიის ელემენტები

კრისტალოგრაფიის ძირითადი დებულებები

კრისტალური და ამორფული ნივთიერებანი

მიწის ქერქის შემადგენელი მყარი ნივთიერების დიდი ნაწილი კრისტალური აგებულებისაა. კრისტალურა ნივთიერებისათვის წახნაგებით შემოფარგულა და წესიერი გეომეტრიული ფორმაა ნიშნდობლივი. ასეთ მყარ სხეულებს (პრავალწახნაგებს) კრისტალები ეწოდება. სხვადასხვა ნივთიერება მეტწილად სხვადასხვა კრისტალური ფორმისაა. მაგალითად, სუფრას მარლისათვის კუბის ფორმაა დამახასიათებელი, მთის ბროლისათვის — პრაზმულ-პირამიდული, ხოლო მაგნიტური რკინისათვის — პირამიდული (ნახ. 13).



ნახ. 13. სუფრას მარლის (ა), მთის ბროლის (ბ) და მაგნიტური რკინის (გ) კრისტალების ფორმა.

აღრიდნევა ცნობილი, რომ კრისტალური ნივთიერების გარეგანი ფორმა არ არის შემთხვევითი, იგი გამოხატულება იმ კანონზომიერებისა, რომელიც კრისტალური ნივთიერების შინაგანი აღნაგობისთვისაა დამახასიათებელი. ეს კანონზომიერება კი კრისტალში ნივთიერების შემადგენელი ნაწილაკების გარკვეული წესის მიხედვით განლაგებაში მდგომარეობს. ასეთ ნივთიერებებში ფიზიკური თვისებები გეპტორულად იცვლება. ამიტომაა, რომ ამგვარ ნივთიერებებს სხეანაირად ანიზოტროპულსაც¹ უწოდებენ.

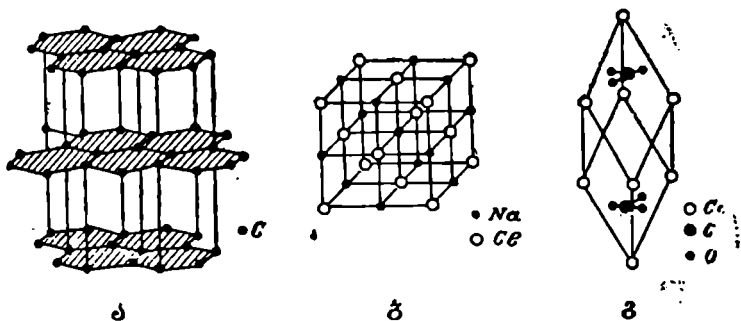
მყარი ნივთიერების სხვა, და ამასთან შედარებით მცირე ნაწილი, მოკლებულია აგებულებაში ასეთ კანონზომიერებას. მატერიალური ნაწილაკები მათში უწყსრივოდაა განლაგებული და მათი გარეგნული ფორმაც არავითარ კანონზომიერებას არ ემორჩილება, ასეთ ნივთიერებებს ამორფულს² უწოდებენ. ამორფულ

¹ ანიზოტროპია — ბერძ., არაერთნაირი თვისების მქონე.

² ამორფო — ბერძ., უფორმო.

ნიეთიერებებში ფიზიკური თვისებები (დრეკადობა, სიმაგრე, ფერი, ელექტრო და სითბოგამტარობა) ყველა მიმართულებით ერთნაირია, ამიტომ მათ სხვანაირად იზოტროპულსაც¹ უწოდებენ. ამორფულ ნიეთიერებას ეკუთვნის ვულკანური მინა, ოპალი, ფისი და სხვ.

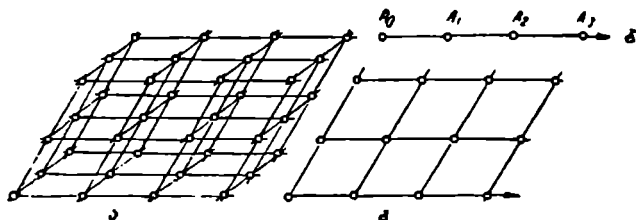
კრისტალთა აღნაგობა. როგორც აღვნიშნეთ, კრისტალურ ნიეთიერებებში მატერიალური ნაწილაკები — მოლეკულები, ატომები, იონები, სივრცეში



ნახ. 14. კრისტალის აღნაგობის სქემა:
 ა — გრაფიტი; ბ — სუფრის მარილი; გ — კალციტი.

კანონზომიერადაა განლაგებული (ნახ. 14) და ქმნის ე. წ. კრისტალურ მესერს. იმის აღსანიშნავად, რომ სივრცეში განლაგება სამივე მიმართულებით კანონზომიერაა, მესერს სივრცობრივსაც უწოდებენ (ნახ. 15).

კრისტალურ მესერში მატერიალური ნაწილები ერთიმეორისაგან დაცილებულია გარკვეული მანძილით, რომლებიც სხვადასხვა მიმართულებით ჩვეულებრივ სხვადასხვაა.



ნახ. 15. სივრცობრივი მესერი და მისი ელემენტები.
 ა — კვანძები (წერები); ბ — ზრტყელი ბადე; გ — სივრცობრივი რიგი.

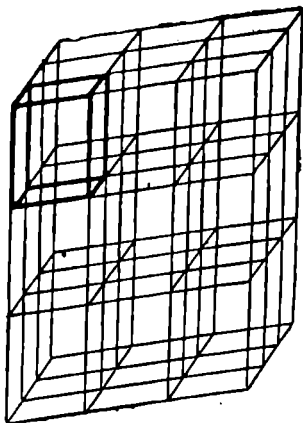
კრისტალის სივრცობრივ მესერში (ნახ. 15) გაირჩევა შემდეგი ელემენტები: კვანძები — მატერიალური ნაწილაკები, რომლებითაც აგებულია კრისტალური ნიეთიერება; კვანძთაშორისი მანძილები, რომლებიც განსაზღვრავენ ერთნაირი ნაწილაკების განლაგებას, ისანი ანგისტრემის² (A) რიგისანი არიან; კრისტალური ელემენტური უჯრედი — გარკვეული გეომეტრიული ფორმისა და მოცულობის მქონე ერთეულია, რომელსაც ახასიათებს კრისტალის ყველა თვისება (ნახ. 16).

¹ იზოტროპია — ბერძ., თანატოლი, ერთნაირი თვისებების მქონე.

² ანგისტრემა უდრის 10^{-8} სმ.

იმის მიხედვით, თუ მესარის კვანძებში რა არის მოთავსებული, არჩევენ ატომურ, იონურ, მოლეკულურ და კომპლექსურ მესარებს. ატომური მესარის კვანძებში ატომებია მოთავსებული. ასეთი მესერი ეხასიათება არამეტალურ ელემენტებს, მაგალითად, ალმასს და სხვ. იონური მესერი აქვს ტუტე მეტალთა ნაერთებს, მათ შორის ქვამარილს, მოლეკულური მესერი — ორგანულ ნაერთებს, ხოლო კომპლექსური — რთულ ნაერთებს, მაგალითად, კალციტს და სხვ.

კრისტალური მესრის შესწავლას დიდი ხნის ისტორია აქვს. ჯერ კიდევ 1855 წ. ბრავემ მესრის 14 ტიპი გაარჩია: მათ შორის: მარტივი ანუ პრიმიტიული (P) — სადაც ელემენტურ უჯრედში კვანძები (მატერიალური ნაწილაკები) მხოლოდ უჯრედის წვეროებს იკავებენ; ფუძე ცენტრილი (C) — კვანძებით წვეროებში და დამატებით ერთწყვილ წახნაგთა შუაში; სივრცედაცენტრილი (I) — კვანძებით წვეროებში და ელემენტური უჯრედის ცენტრში; წახნაგდაცენტრილი (F) — კვანძებით ყველა წვეროში და დამატებით ყველა წახნაგის შუაში. არის კიდევ ე. წ. ტრიგონულისათვის დამახასიათებელი რომბოედრული (R) მესერი. სივრცითი მესარების შესატყვისი კრისტალური ფორმები მათი სიმეტრიულობის მიხედვით შემდეგნაირია: ტრიკლინური¹, მონოკლინური, რომბული, ტეტრაგონული, კუბური, ტრიგონული და ჰექსაგონური. ამათგან ტრიკლინურ მესერს მხოლოდ ერთი პრიმიტიული ფორმა აქვს, მონოკლინურს — პრიმიტიული და ფუძედაცენტრილი, რომბულს — პრიმიტიული, ფუძედაცენტრილი, სივრცედაცენტრილი და წახნაგდაცენტრილი, ტეტრაგონულს — პრიმიტიული და სივრცედაცენტრილი, კუბურს — პრიმიტიული სივრცედაცენტრილი და წახნაგდაცენტრილი, ტრიგონულს — პრიმიტიული, ჰექსაგონურს — ფუძედაცენტრილი. ეს ფორმები და შესატყვისი კრისტალური მესარები მე-17 ნახ.-ზეა ნაჩვენები.



ნახ. 16. ელემენტური უჯრედის სქემა (ნაჩვენებია სქელი ხაზებით).

შემდეგში ბრავეს ეს მონაცემები უფრო სრულყოფილად ე. ფედოროვმა დაამუშავა. მან გამოიწვია კრისტალის სტრუქტურის განსაზღვრის გზა. ე. ო. — ამა თუ იმ ნივთიერების კრისტალურებში ბრავეს მესრის ტიპის განსაზღვრის ხერხი. ე. ფედოროვის ეს მეთოდი ცნობილია კრისტალთა სტრუქტურის თეორიის სახელწოდებით. იგი ფართოდ არის გაშუქებული სპეციალურ ლიტერატურაში².

კრისტალურ ნივთიერებათა ამ მიმართულებით კვლევამ საკირო გახადა გარკვეული ყოფილიყო ელემენტთა განაწილების კანონზომიერებანი სხვადასხვა კრისტალურ მესერში. სხვანაირად რომ ვთქვათ, საკირო იყო კავშირის გარკვევა კრისტალთა გეომეტრიულ ფორმათა, ფიზიკურ თვისებათა და ქიმიურ შედგენილობას შორის. ამ და სხვა მსგავსი საკითხების სპეციალურმა კვლევამ საფუძველი ჩაუყარა კრისტალოგრაფიის ერთ-ერთ დარგს — კრისტალოქიმიას. ეს მეცნიერება სულ ახალგაზრდაა და არსებითად მხოლოდ საუკუნის ათიანი წლებიდან იწყებს განვითარებას.

¹ ამ ფორმების განმარტება იხ. 37—44 გვ.-ზე.

² ვ. ზაკი, კრისტალოქიმია. თბილისი, 1968.

რებას. უფრო სწორად, იმ დროიდან, როცა შესაძლებელი გახდა კრისტალთა კვლე-
ვაში რენტგენის სხივების გამოყენება აქ ისიც უნდა ითქვას, რომ მეცნიერების ამ
დარგის განვითარებას დიდი ღვაწლი დასდეს ცნობილმა შკელევერებმა: ე. ფედო-
როვმა, ე. გოლდშმიტმა, ა. ფერსმანმა, იუ. ვულფმა და განსაკუთრებით ნ. ბე-
ლოვმა.

	ბრუსიანი	პრუსიანი	რიგული	მარტივი	კვანძი		ბრიონალური
P						R (P)	
C							როგორები
I						P (C)	
F							კვანძობიანი

ნახ. 17. ბრავეს 14 შესერი.

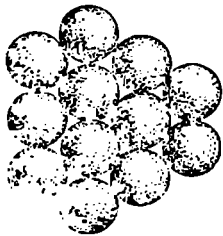
კრისტალის გარეგან ფორმასა და მის შინაგან აგებულებას შორის კავშირის
შესახებ საკითხი, როგორც უკვე ვთქვით, ახალი არაა. ჯერ კიდევ ადრე პაუი გა-
მოთქვამდა მოსაზრებას იმის შესახებ, რომ ყოველ ქიმიურ შენარტოს თავისი
კრისტალური შენება შეესაბამება. საგულისხმოა ამ მხრივ პ. გროტის კანონი,
რომლის თანახმად ნივთიერების მარტივ ქიმიურ შედგენილობას მისი კრისტალე-
ბის შიდალი სიმეტრია შეესაბამება და, პირიქით. მაგრამ არის გამონაკლისებიც;
მაგალითად, ისეთი, როგორიცაა გოგირდი (S). მას დიდი სიმეტრიის (რომელი
და მონოკლინური) კრისტალური ფორმები აქვს და არა შიდალი. ამ და სხვა ანა-
ლოგიურ საკითხებს უფრო სრულყოფილად რენტგენული სტრუქტურული ანალი-
ზი არკვევს. აქვარი ანალიზებით ვიცით, რომ კრისტალური მესრის კვანძებში
მატერიალური ნაწილაკები, ატომების, იონების და ზოგჯერ მოლეკულების სახითაც
კი არიან წარმოდგენილი.

ატომები დადებითი ბირთვებისაგან შედგებიან, რომლებიც უაზოფითად და-
ტვირთული (დამუხტული) ელექტრონული გარსით არიან გარშემორტყმული. თუ
დამუხტულობა ბირთვებსა და ელექტრონულ გარსებს შორის განსხვავებულია,
დადებითად დატვირთულ ნაწილაკებს (იონებს) კათიონებს უწოდებენ, უარ-
ყოფითად დატვირთულს კი — ანიონებს. მაგალითად, NaCl -ის (ქვამარილის)
შეშთხვევაში კათიონი იქნება ნატრიუმი და ანიონება Na^{+1} , ხოლო ქლორი ანი-
ონია და ანიონება Cl^{-1} . მაგრამ აქ მნიშვნელოვანი ისიც არის, რომ სხვადასხვა
ნიშნის მატარებელ ნაწილაკებს შორის ადგილი აქვს არა მარტო მიზიდულობას,

არამედ განზიდულობასაც. უკანასკნელს კი იმ შემთხვევაში ექნება ადგილი, როცა უარყოფითად დატვირთული ნაწილაკები უშუალოდ ერთმანეთთან შეხებაში იმყოფებიან და ერთმანეთს ფარავენ. ასე რომ, ელემენტური ნაწილაკების ურთიერთ-ქმედების ძალას განსაზღვრავს მათ ცენტრებს შორის მანძილები. ამასთან წარმოდგენენ, რომ თითოეული ნაწილაკის იონს აქვს მოქმედების გარკვეული არე, რომლის შიგნით სხვა ატომებს ან იონებს შეეკრა არ შეუძლიათ. ცალკეული ასეთი არე ატომური (ან იონური) არის სახელწოდებას ატარებს, ხოლო მისი შესატყვისი რადიუსი ატომური ან იონური რადიუსი იქნება. სხვანაირი განმარტებით, ატომური რადიუსი არის მინიმალური მანძილი, რომლითაც მოცემული ატომის სფეროს ცენტრს შეუძლია დაუახლოვდეს მეზობელი ატომების (ან იონების) სფეროს ზედაპირებს. ამასთან ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ როდესაც ატომებისა და იონების რადიუსების განსაზღვრაზე მსჯელობენ, წინასწარ ვარაუდობენ, რომ ანიონების ზომა საერთოდ კათიონების ზომაზე მეტა იქნება. ეს იმით, რომ ანიონებს, ნეიტრალურ ატომებთან შედარებით, ზედმეტი რაოდენობის ელექტრონები აქვთ. ამასთან დაკავშირებით შემოღებულია კრისტალთა სტრუქტურების გამოსახვის თავისებური მეთოდი, რაც იმაში გამოიხატება, რომ ესა თუ ის სტრუქტურა წარმოდგენილია სხვადასხვა რადიუსის მქონე სფეროების ერთობლიობით, რომელთა ნედარებითი სიდიდეები დატულია (ნახ. 18).



ნახ. 18. (CaF_2) -ის სტრუქტურა. მესრისა და იონების ზომები 2CaF_2 -ის ერთ მასშტაბში.



ნახ. 19. სფეროების უმკიდროესი წყობის ბრტყელი შრე 1.

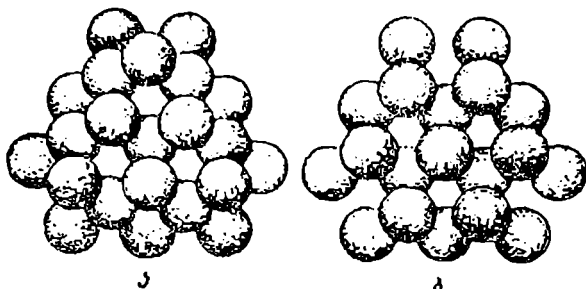
რენტგენული ანალიზები იმასაც გვიჩვენებენ, რომ კრისტალებში ხშირად აგებული არიან სფეროების (ბირთვების) უმკიდროესი წყობის პრინციპზე. ეს რომ გასაგები იყოს, მოვიტანთ მარტივ მაგალითს თუ ერთნაირი რადიუსის სფეროებს (ბირთვებს) ერთმანეთზე უმკიდროესად მივწყობთ, მივიღებთ სფეროების ბრტყელ შრეს, ისეთს, როგორიც ეს მე-19 ნახ.-ზეა ნაჩვენები.

თუ სფეროების ამგვარ წყობაზე ზემოდან მოვათავსებთ მეორე ბრტყელ შრეს და თანაც იზგვარად, რომ სფერო სფეროზე დაედოს, ასეთი წყობა არამდგრადი იქნება. მაგრამ იმისათვის, რომ პირველ შრეზე უმკიდროესად განვალაგოთ მეორე შრე, მეორე შრის ყოველი სფერო უნდა მოთავსდეს პირველი შრის სამ სფეროს შორის ჩაღრმავებაში (იკარიელეში). ასეთი წყობა ნაჩვენებია მე 20 ნახ.-ზე.

სფეროების მესამე შრის დაწყობის დროს შესაძლებელია ორი ვარიანტი: ა-ვარიანტში მესამე შრის ყოველი სფერო მოთავსებულია მეორე შრის სამ სფეროზე იმგვარად, რომ მესამე შრის ყოველი სფეროს ქვეშ პირველ შრეში სფერო არ არის. ბ-ვარიანტში მესამე შრის ყოველი სფერო აგრეთვე მოთავსებულია მეორე შრის სამ სფეროზე, მაგრამ ისე, რომ მესამე შრის ყოველი სფეროს ქვეშ პირველი შრის სფეროა ორივე ვარიანტში წყობის სიმკიდროვე ერთნაირია, მაგრამ განსხვავებულია წყობის სიმეტრია. ა-ვარიანტი მიეკუთვნება კუბურ სინგონიას, ბ-ვარიანტი — ჰექსაგონურს. ამ წყობათა შორის შესაძინევი განსხვავებაა, ჰექსა-

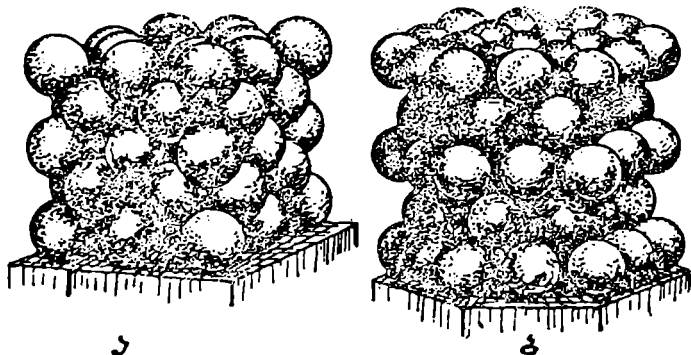
1 ნახებში და ტექსტში ბ. ბოკის კრისტალოქიმიიდან არის აღებული.

გონურ წყობაში არის მხოლოდ ერთი მიმართულება, რომლის მართობულად განლაგებული უმჭიდროესი ბრტყელი შრეები; კუბურში კი 4 ასეთი მიმართულებაა, რაც აპირობებს განსხვავებას ზოგიერთ ფიზიკურ თვისებებში. აღწერილ წყობებში სფეროთა შორის სიციარელები ორგვარია. ერთი გარემოცულია ოთხი სფეროთი და ამიტომ შესატყვისად აქვს კოორდინაციული რიცხვი 4, ხოლო მეორე განლაგებულია ექვს სფეროს შორის და აქვს კოორდინაციული რიცხვი 6. კოორდინაციული კი ეწოდება ერთნაირი ატომების (ან იონების) რიცხვს, რომელთა სფეროები მოცემული ატომის არეს უშუალოდ ეხებიან.



ნახ. 20. სფეროების ორი მთავარი წყობის პროექცია:
 ა — კუბური; ბ — ჰექსაგონური.

ოთხი სფეროს ცენტრები, რომელთა შორის წარმოიშობა პირველი გვარის სიციარელე, განლაგებულია ტეტრაედრის წვეროებში, ამიტომ სიციარელეებს, რომელთა კოორდინაციული რიცხვი 4-ია, ტეტრაედრული სიციარელეები ეწოდებათ, მეორე გვარის სიციარელეების ჩამკეტი ექვსი სფეროს ცენტრები განლაგებულია ოქტაედრის წვეროებზე და ამიტომ მათ ოქტაედრული სიციარელეები ეწოდებათ. ამგვარი სიციარელები ნაჩვენებია 22-ე ნახ.-ზე.



ნახ. 21. სფეროების უმჭიდროესი წყობა კუბური (ა) და ჰექსაგონური (ბ) კანონების მიხედვით.

ამრიგადა, სტრუქტურებში შედარებით უფრო მსხვილი ნაწილაკები შეიძლება დალაგებული იყვნენ უმჭიდროეს წყობაში საკმაოდ ერთგვაროვანი კანონების მიხედვით. განსხვავება ცალკეულ სტრუქტურათა შორის მდგომარეობს არა იმდენ

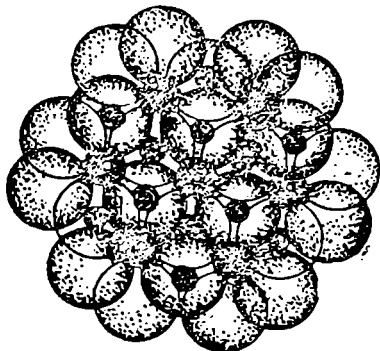
ნად ამ წყობათა ტიპში, რამდენადაც მათი შეესებულო სიცარიელებების რაოდენობასა და ხარისხში.

23-ე ნახ.-ზე ნაჩვენებია ქვამარილის სტრუქტურა, სადაც თეთრი რგოლები გამოსახვენ ქლორის იონების ცენტრს. ამასთან მარტო ეს თეთრი რგოლები შესაბამებიან წახნაგდაცენტრილ კუბური მესრის კვანძებს. ქლორის იონები, რომელთაც უფრო დიდი სფეროები აქვთ, ქმნიან მკიდრო კუბურ წყობას. ნატრიუმის თითოეული იონი გარშემოკრულია ქლორის ექვსი ნაწილაკით.

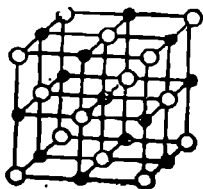
ამრიგად, უფრო მცირე ზომის ნატრიუმის კათიონები ავსებენ ქლორის ანიონთ შექმნილ ბირთვების წყობის ყველა ოქტაედრულ სიცარიელეს. თვით სტრუქტურა კი შეესაბამება კოორდინაციულ რიცხვს—6. როგორც ვთქვით, ყოველი ქლორის იონის გარშემო მოთავსებულია ნატრიუმის ექვსი იონი.

კუთხეთა მუდმივობის კანონი. კრისტალური მესრის თავისებურებით განისაზღვრება აგრეთვე კრისტალოგრაფიის ერთერთი ძირითადი კანონი, რომელსაც კუთხეთა მუდმივობის კანონი ეწოდება.

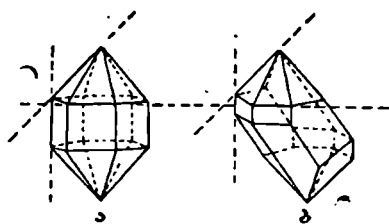
ამ კანონის თანახმად ერთ და იმავე ნივთიერების კრისტალებს შეიძლება ჰქონდეს სხვადასხვა რიცხვისა და ფორმის წახნაგები, მაგრამ კუთხეები შესაბამის მოსაზღვრე წახნაგებს შორის ყოველთვის მუდმივ სიდიდეს წარმოადგენს. სხვანაირად რომ ვთქვათ, როგორი ფორმისა და ზომისაც უნდა იყოს მოსაზღვრე წახნაგები, მათ შორის კუთხე მუდამ ერთნაირი იქნება.



ნახ. 22. სფეროებს შორის ტეტრაედრული და ოქტაედრული სიცარიელები უმკიდროს წყობაში.



ნახ. 23. ქვამარილის (NaCl-ის) სტრუქტურა.



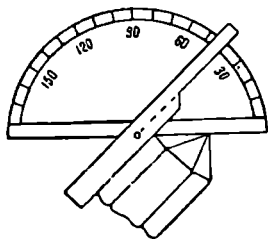
ნახ. 24. კვარცის კრისტალის იდეალური (ა) და დამახინჯებული (ბ) ფორმა.

24-ე ნახაზზე ნაჩვენებია კვარცის იდეალური (ა) და დამახინჯებული (ბ) კრისტალი. მიუხედავად ფორმათა შორის ასეთი განსხვავებისა, ორივე შემთხვევაში შესაბამის წახნაგთა შორის კუთხე ერთი და იგივეა.

წახნაგთაშორისი კუთხეების ვასაზომად სპეციალური კუთხსაზომი — გონიომეტრი¹ იხმარება. ცნობილია გონიომეტრების რამდენიმე ტიპი. მათ შორის ყველაზე მარტივია ე. წ. კარანქოს შეხებითი გონიომეტრი (ნახ. 25).

¹ გონიომეტრი — ბერძ. კუთხსაზომი.

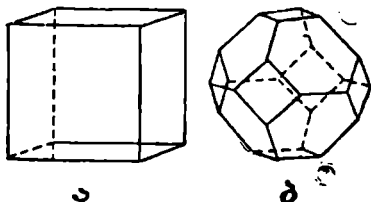
მაგრამ არის უფრო სრულყოფილი ე. წ. ორწრიანი თეოდოლიტური გონიომეტრი, რომლის შეშვებით შესაძლებელია იდება ორი სიდიდის — ორი სფერული კოორდინატის გამოთვლა. თუ კრისტალის ყველა წახნაგს ამ ორ სიდიდეს მოვუძებნით, დავიტანთ მათ სათანადო ბადეზე და გრაფიკულად გამოვთვლით, მაშინ ადვილად დავადგენთ გასაზომი კრისტალის წახნაგთაშორის კუთხეთა რიცხვით მნიშვნელობას: ამ მონაცემების გრაფიკულად გამოთვლის მეთოდი შემუშავებული აქვს ცნობილ კრისტალოგრაფს ი. ვულფს, რომლის სრულყოფილი დახასიათება კრისტალოგრაფიის ყველა საპეციალურ სახელმძღვანელოშია მოცემული.



ნახ. 25. კარანჯოს შეხებითი გონიომეტრი.

კრისტალთა გაზომვის გონიომეტრულმა მეთოდმა დიდი მნიშვნელობა შეიძინა. მის საფუძველზე ცნობილმა რუსმა მეცნიერმა ე. ფედოროვმა კრისტალოქიმიური ანალიზის ორიგინალური მეთოდი შეიმუშავა, რომელიც საშუალებას იძლევა კრისტალის გარეგანი ფორმის მიხედვით წარმოდგენა ვიქონიოთ კრისტალის შინაგან აგებულებასა და მის ნივთიერ შედგენილობაზეც კი. არსებობს სპეციალური ცნობარი, რომელიც ერთობ აადვილებს ამ მეთოდის გამოყენებას კრისტალთა ამ მიმართულებით კვლევაში.

კრისტალების შემოთვარგვლელი ელემენტები. როგორი სიდიდისა და ფორმისაა უნდა იყოს კრისტალი, მასზე ყოველთვის შეგვიძლია გავარჩიოთ შემდეგი ძირითადი ელემენტები: წახნაგები, წიბოები და კუთხეების წვეროები. სხვადასხვა ნივთიერების კრისტალებზე ამ ელემენტების რიცხვი საერთოდ ცვალებადია, მაგრამ ყველა შემთხვევაში მათ შორის დამოკიდებულება ასეთია: წიბოების რიცხვი უდრის წახნაგებისა და წვეროების ჯამს ორის გამოკლებით; მაგალითად, კუბს ანუ ჰექსაედრს აქვს 12 წიბო, 6 წახნაგი და 8 წვერო.



ნახ. 26. კრისტალის მარტივი ფორმა (ა) და კომპლექსი (ბ).

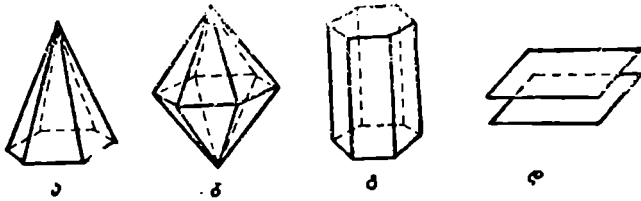
აღნიშნულის თანახმად იქნება:
 $12 = (6 + 8) - 2$.

სრულად განვითარებული კრისტალი, სიმეტრიულად შემოთვარგვლული ერთნაირი მსგავსი წახნაგებით, მარტივ ფორმად იწოდება.

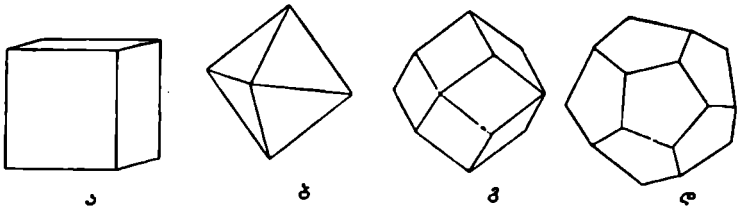
იმ შემთხვევაში კი, როდესაც კრისტალზე ერთდროულად სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის წახნაგებია განვითარებული — ფორმა კომპლექსი დასახელებას ატარებს. 26-ე ნახაზზე ნაჩვენებია კუბის მარტივი ფორმა (ა) და კუბის კომპლექსი ოქტაედრთან (ბ).

მარტივი ფორმები: პირამიდული, დიპირამიდული, პრიზმული, პინაკოიდური. მათგან პირველი ორი დახურული ფორმაა, ხოლო შემდეგი ორი — ღია (ნახ. 27). დახურული მარტივი ფორმები სივრცეს ყოველი მხრიდან ფარგლავს და დამოუკიდებელ კრისტალებს ქმნის. ღია ფორმებს ეს არ შეუძლიათ, რადგანაც ისინი სივრცეს ყოველმხრივ ვერ ფარგლავენ და მხოლოდ ერთიერთ კომპლექსივით გვხვდებიან

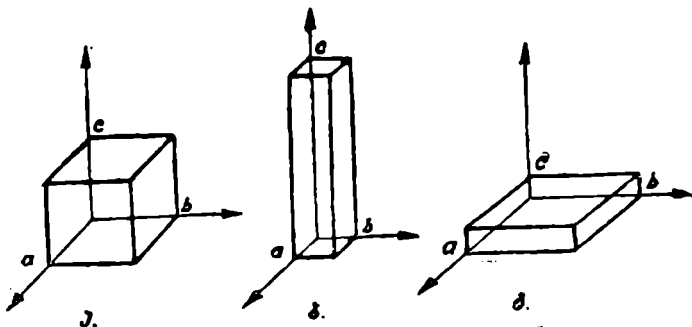
ცალკეულ წახნაგებს კუთხეთა რიცხვის მიხედვითაც აქვს სახელწოდება. ასე, მაგალითად, ტრიგონიწახნაგის სამკუთხედ წახნაგს¹, ტეტრაგონი — ოთხკუთხედს, პენტაგონი — ხუთკუთხედს და ა. შ. თანატოლგვერდიან სამკუთხედს დელტა ეწოდება, არათანბარგვერდიანს — სკალენა და ა. შ.



ნახ. 27. პირამიდული (ა), დიპირამიდული (ბ), პიზმული (გ) და პინაკოიდური (დ) ფორმები.



ნახ. 28. ა — კუბსაედრი; ბ — ოქტაედრი; გ — რომბული დოდეკაედრი; დ — პენტაგონდოდეკაედრი.



ნახ. 29. კრისტალთა ტიპები და იერი: ა. იზომეტრული, ბ. წაგრძელებულ-პარაზმული, გ. ბრტყელ-ფიჩრტოვანი.

28-ე ნახაზზე ნაჩვენებია კრისტალის რამდენიმე მარტივი ფორმა. მათგან ა — კუბი ან კუბსაედრია. ამ ფორმას ექვსი ერთნაირი წახნაგი აქვს: ბ-ფორმას

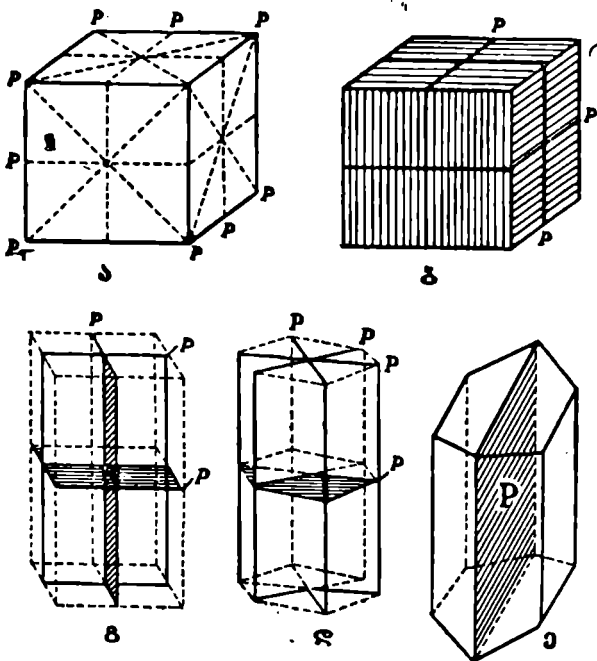
¹ წახნაგთა ფორმისა და რიცხვის აღსანიშნავად კრისტალოგრაფიაში მიღებულია ბერძნული სახელები: მონო — ერთი, და — ორი. ტრაო — სამი, ტეტრა — ოთხი, პენტა — ხუთი, ჰექსა — ექვსი, ოქტა — რვა, დეკა — ათი, დოდეკა — თორმეტი, პოლი — მრავალი, გონიო — კუთხე, ედრა — წახნაგი, კლინო — დახრა, პინაკო — ფიჯარი და სხვ.

ოქტაედრი ეწოდება, იგი რვა ერთნაირი წახნაგით არის შემოფარგლული; გ—რომბის ფორმის თორმეტ წახნაგს შეიცავს და სახელწოდებაც რომბული დოდეკაედრი აქედან მიიღო; 12 წახნაგი აქვს აგრეთვე დ-ფორმას, მაგრამ წახნაგები აქ ხუთკუთხეულია და ამიტომ ამ ფორმას პენტაგონდოდეკაედრი ეწოდება.

ხმარებაშია აგრეთვე იზომეტრული, წაგრძელებული — პრიზმატული, ბრტყელი — ფირფიტოვანი და სხვა (ნახ. 29).

კრისტალთა სიმეტრია

სიტყვა სიმეტრია თანაზომიერებას ნიშნავს, რაც იმას გულისხმობს, რომ სიმეტრიულად განვითარებული ფიგურა (სხეული) უნდა შედგებოდეს კანონზომიერად განმეორებული თანატოლი ნაწილებისაგან. სიმეტრია შეიმჩნევა ორგანულ ბუნებაში, მაგრამ არანაკლებ მკაფიოდ მქოლავდება იგი კრისტალებზე, სადაც

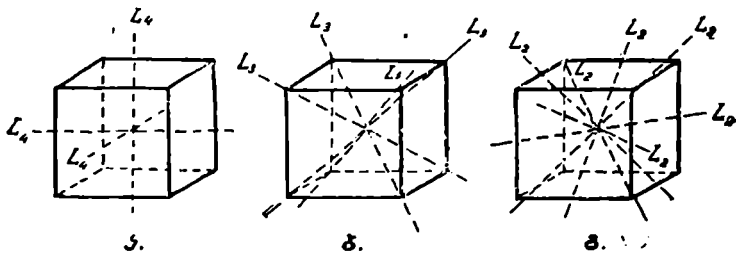


ნახ. 30. სხვადასხვა კრისტალში გატარებული სიმეტრიის სიბრტყეები: ა — სიმეტრიის 9 სიბრტყე (P), გატარებული კუბში; ბ — სამი სიბრტყე — კუბში; გ — სამი სიბრტყე — პრიზმაში; დ — ოთხი სიბრტყე — პრიზმაში; ე — ერთი სიბრტყე — პრიზმაში.

სიმეტრია ვლანდება ერთნაირი წახნაგების, წიბოებისა და კუთხეების წესიერად განმეორებით, სიმეტრიის ხარისხი სხვადასხვა კრისტალებს სხვადასხვა აქვს. კრისტალებს სიმეტრია განისაზღვრება შემდეგი სამი ელემენტით: სიმეტრიის ღერძით, სიმეტრიის სიბრტყით და სიმეტრიის ცენტრით.

სიმეტრიის სიბრტყე სხეულს ორ სრულიად თანატოლ და მსგავს ნაწილად ყოფს ისე, რომ სიმეტრიის სიბრტყით გაყოფილი სხეულის ერთი ნაწილი მეორის სარკისებრ შეთავსებას წარმოადგენს, კრისტალოგრაფიაში სიმეტრიის სიბრტყეს აღნიშნავენ P ასოთი.

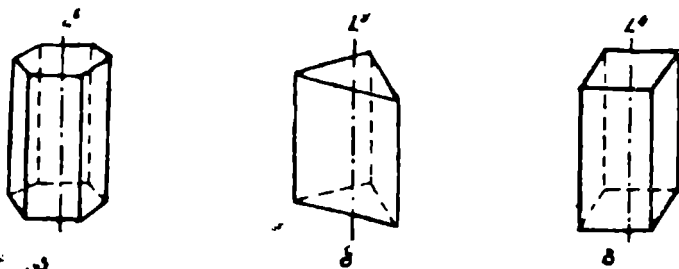
სიმეტრიის ღერძი არის ის ხაზი, რომლის გარშემო სხეულის 360° -ით შემობრუნებისას კრისტალის მსგავსი ნაწილები სიმეტრიულად განმეორდება. სხვანაირად რომ ვთქვათ, ღერძის ირგვლივ შემობრუნების შემდეგ კრისტალის ზედაპირის ყველა წერტილი ზუსტად გაიმეორებს იმ მდებარეობას, რომელიც მას შემობრუნებამდე ეკავა. ე. ი. კრისტალი უნდა შეუთავსდეს თავისთავს.



ნახ. 31. სიმეტრიის ღერძები კუბში:

ა — მეთხუე რიგის ღერძები; ბ — მესამე რიგის ღერძები; გ — მეორე რიგის ღერძები.

იმ რიცხვს, რომელიც გვიჩვენებს, თუ სრული ბრუნვის დროს, ე. ი. 360° -ით შემობრუნებით, რამდენჯერ მეორდება კრისტალის მსგავსი ნაწილები, სიმეტრიის ღერძის რიგს უწოდებენ. არჩევენ მეორე, მესამე, მეოთხე და მეექვსე რიგის ღერძებს. სიმეტრიის ღერძი აღინიშნება L ასოთი. ამ უკანასკნელზე მარჯვენა მხრი-



ნახ. 32. სიმეტრიის ღერძები სხვადასხვა კრისტალში:

ა — მეექვსე რიგის ღერძი; ბ — მესამე რიგის ღერძი; გ — მეორე რიგის ღერძი.

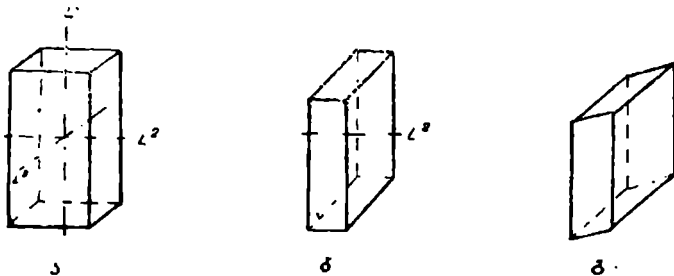
დან ქვევით ან ზევით მიწერილი ციფრი აღნიშნავს ღერძის რიგს. ერთ და იმავე რიგის ღერძები სათანადო კოეფიციენტით იკრიბება. ასე, მაგალითად, გამოსახლება $4L_2$ ნიშნავს იმას, რომ კრისტალში ჩვენ გვაქვს 4 მესამე რიგის ღერძი.

სხვადასხვა რიგის ღერძები კრისტალებში ნაჩვენებია 31-ე, 32-ე და 33-ე ნახაზებზე.

კრისტალოგრაფიაში არის კიდევ ცნება იწვერსიულ ღერძებზე. ინვერსიული ღერძი (გიროიდი) წარმოადგენს სიმეტრიის ღერძისა და ინვერსიის ცენტრის ერთობლიობას, რომლებიც მოქმედებენ ერთად და არა ცალ-ცალკე. მაგალი-

თისათვის მოტანილია 34-ე ნახ. მრავალწახნაგი ექვსკუთხედი ინვერსიული ღერძით ვ. პოპოვის და ი. შაფრანოვსკის მიხედვით და მათივე განმარტებით.

LL უპასუხებს სამმაგ ღერძს (L^3). ამავე დროს წარმოადგენს ექვსკუთხედი ინვერსიულ ღერძს (L^6). ეს იმიტომ, რომ მრავალწახნაგის ყველა ნაწილის 60° -ზე შემობრუნების შემდეგ და ცენტრალურ წერტილში მათი ზემდგომი არეკვლით ნა-



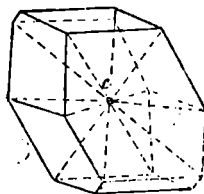
ნახ. 33. სიმეტრიის ღერძები სხვადასხვა კრისტალში:
 ა — მეორე რიგის ღერძი; ბ — მეორე რიგის ღერძი; გ — სიმეტრიის ღერძი
 არ არის.

ვეთა უთავსდება თავისთავს. ასე, მაგალითად, AB წიბოს LL ირგვლივ 60° შემობრუნებას ის მოჰყავს A, B მდგომარეობაში, ცენტრზე გამოსახულებით კი A_1B_1 უთავსდება III' წიბოს. 360° -ზე შემობრუნებით აღგილი ექნება სულ ექვს ასეთ შეთავსებას.

სიმეტრიის ცენტრი ეწოდება ისეთ წერტილს კრისტალში, რომლიდანაც დაშორება კრისტალის ყოველ ორ მოპირდაპირე პარალელ-



ნახ. 34. მრავალწახნაგი ექვსკუთხედი ინვერსიული ღერძით.



ნახ. 35. სიმეტრიის ცენტრი კრისტალში.

ღერ წახნაგამდე ტოლია. ამგვარი სიმეტრიის ცენტრის არსებობისათვის აუცილებელი და საკმარისი პირობაა, რომ კრისტალის ყოველ წახნაგს ჰქონდეს თავისი პარალელური და ტოლი წახნაგი. სიმეტრიის ცენტრის აღნიშნავენ C ასოთი, როგორც წესი, კრისტალში არ შეიძლება არსებობდეს ერთზე მეტი სიმეტრიის ცენტრი; არის შემთხვევები, როდესაც სიმეტრიის ცენტრი საერთოდ არ არსებობს, მაგალითად, — სამწახნაგოვან პრიზმაში, ტეტრაედრში.

კრისტალოგრაფიული ღერძები, პარამეტრები, ინდექსები
და სიმბოლოები

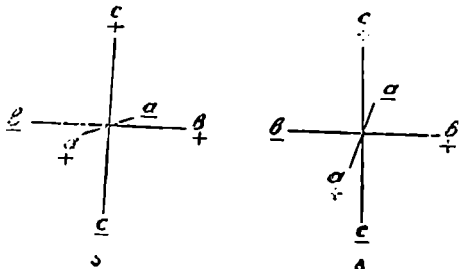
კრისტალების სრული დახსიათებისათვის საჭიროა წახნაგთა სივრცეში მდებარეობის გარკვევა. ამ საკითხის გადასაწყვეტად კრისტალოგრაფები ანალიზური გეომეტრიის ცნობილ წესს იყენებენ; იღებენ კრისტალს და მის შიგნით ატარებენ კოორდინატთა ღერძებს და ამ უკანასკნელთა მიმართ ახდენენ კრისტალთა ორიენტირებას. როგორც ანალიზური გეომეტრიიდან არის ცნობილი, კოორდინატთა ღერძები XYZ შეიძლება იყოს მართკუთხიანი და ირიბკუთხიანი (ნახ. 36). კრისტალთა შიგნით გატარებულ ამ ღერძებს კრისტალოგრაფიული ღერძები ეწოდება და შესატყვისად მათზე მონაკვეთებს abc ასობით აღნიშნავენ (ნახ. 37).

მიღებულია, რომ X ღერძი ანუ პირველი ღერძი დამკვირვებლისაკენ უნდა იყოს მიმართული, Y (II ღერძი) — დამკვირვებლის პარალელურად, ხოლო Z (III ღერძი) — ვერტიკალურად. ღერძის ბოლოები, მიმართული დამკვირვებლისაკენ, დამკვირვებლიდან მარჯვნივ და ზევით, დაღებული ნიშნისაა, ხოლო დამკვირვებლის საწინააღმდეგოდ მიმართული, მარცხნივ და ქვევით — უარყოფითი. 36-ე ნახ.-ზე ეს ღერძებია $abc +$ და $-$ ით აღნიშნული.

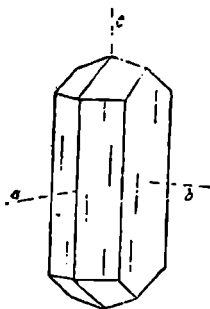
წახნაგთა პარამეტრები. სიდიდებს, რომლებიც განსაზღვრავენ წახნაგის მდებარეობას სივრცეში, პარამეტრები ეწოდებათ. სხვანაირად რომ ვთქვათ, მოცემულ კოორდინატთა ღერძებზე წახნაგების მიერ მოკვეთილი მონაკვეთები პარამეტრებია. ჩვენ შემთხვევაში (ნახ. 38) $a_1b_1c_1$ წახნაგის პარამეტრები იქნება $oa_1ob_1oc_1$. $a_1b_1c_1$ წახნაგს ძირითად (ანუ ერთეულ) წახნაგს უწოდებენ, რადგანაც იგი თანატოლ მანძილზე ჰყვეს ყოველ ცალკეულ ღერძს.

ძირითადი წახნაგის მიერ კოორდინატთა ღერძებზე მოკვეთილ სიდიდეებს ღერძულ ერთეულებს უწოდებენ. ასეთი ერთეულები მოკვეთილი I ღერძზე a ასოთი აღინიშნება, II ღერძზე — b -თი, ხოლო III-ზე — c -თი. ძირითადი წახნაგისათვის შეფარდება $a:b:c = 1:1:1$. ცხადია, ასეთივე შეფარდება გვექნება $a_1b_1c_1$ -ის პარალელური წახნაგებისათვის, მაგალითად, $a_2b_2c_2$ ან $a_3b_3c_3$ და ა. შ.

ოქტაედრის წახნაგი სამივე ღერძს ერთნაირ მანძილზე ჰყვეს, კუბის წახნაგი ჰყვეს მხოლოდ ერთ ღერძს, დანარჩენი ორა ღერძა კი ამ წახნაგით არ იკვეთება, რადგან ღერძები წახნაგების პარალელურია, და ამიტომ შეკვიპლა წარმოვიდგინოთ, რომ გადაკვეთა უსასრულოდ შორს ხდება (პარალელურობა უსასრულობის ნიშნით — ∞ — აღინიშნება). ამის მიხედვით ოქტაედრის პარამეტრი იქნება $a:a:a = 1:1:1$, ხოლო კუბისა — $a:\infty a:\infty a = 1:\infty:\infty$.



ნახ. 36. კოორდინატთა ღერძები: a — მართკუთხიანი; b — ირიბკუთხიანი.



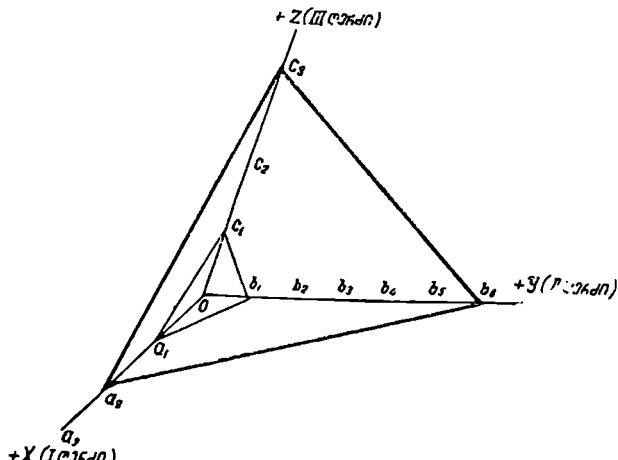
ნახ. 37. კრისტალოგრაფიული ღერძები კრისტალში.

სხვა შემთხვევაში წახნაგმა კოორდინატთა ლერძებზე შეიძლება მოკვეთოს არაერთნაირი სიდიდის მონაკვეთები. ასე, მაგალითად, $a_2b_3c_3$ წახნაგის მიერ კოორდინატთა ლერძებზე მოკვეთილ სიდიდეებს აქვს ასეთი შეფარდება $2a:6b:3c$.

თუ რომელიმე წახნაგის მიერ კოორდინატთა ლერძებზე მოკვეთილ სიდიდეებს (პარამეტრებს) გავყოფთ ძირითადი წახნაგის მიერ მოკვეთილ სიდიდეზე და მათ შორის შეფარდებას ავიღებთ, მივიღებთ მთელ და მასთან მცირე რიცხვების შეფარდებას:

$$\frac{Oa_2}{Oa_1} : \frac{Ob_3}{Ob_1} : \frac{Oc_3}{Oc_1} = 2:6:3.$$

2, 6, 3 ციფრებს წახნაგის რიცხვითი პარამეტრები ეწოდება. ეს უკანასკნელნი ყოველთვის მთელი (რაციონალური) და მარტივი რიცხვებია. ამის მიხედვით ვამბობთ, რომ რიცხობრივი პარამეტრები კრისტალებში მთელსა და რაციონალურ რიცხვებს წარმოადგენენ. ეს არის კარგად ცნობილი მთელი რიცხვების



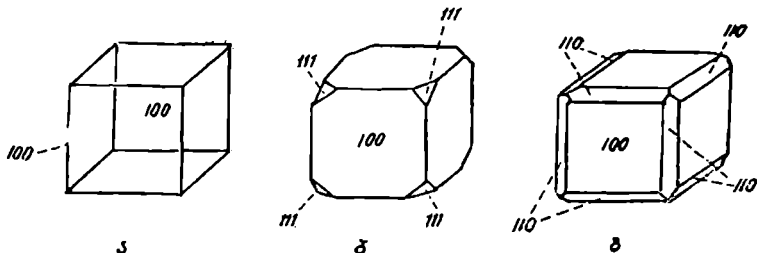
ნახ. 38. კრისტალოგრაფიული ლერძები კრისტალთა წახნაგებში.

ანუ პარამეტრების რაციონალური შეფარდების კანონი, რომელიც 1784 წელს დაადგინა ფრანგმა კრისტალოგრაფმა პაიუიმ. ეს კანონი ასე შეიძლება ჩამოყალიბდეს: კრისტალის წახნაგით კოორდინატთა ლერძებზე მოკვეთილი მონაკვეთების (პარამეტრების) შეფარდება ტოლია მთელი და ურთიერთმარტივი რიცხვების შეფარდებისა, იმ პირობით, რომ პარამეტრები გაზომილია ყოველი ლერძისათვის განსაკუთრებული ერთეულებით. ზომის ერთეულად აღებულ უნდა იქნეს ძირითადი (ერთეული) წახნაგის პარამეტრები.

აღნიშნული კანონიდან გამომდინარე, კრისტალთა წახნაგების აღნიშვნა უფრო მოსახერხებელია ინდექსების საშუალებით, რისთვისაც იღებენ არა რიცხობრივ პარამეტრებს, არამედ მათ შებრუნებულ სიდიდეებს. ამის მიხედვით ზემოაღწერილი $a_2b_3c_3$ წახნაგის — $2:6:3$ შებრუნებული სიდიდეები იქნება — $\frac{1}{2} : \frac{1}{6} : \frac{1}{3}$.

თუ ამ უკანასკნელს მთელ რიცხვებამდე დავიყვანთ, გვექნება: $\frac{6}{2} : \frac{6}{6} : \frac{6}{3} = 3:1:2$.

ცალკე ამ რიცხვებს ან კიდევ მათ შვიგერ hkl აღნიშვნას ინდექსებს უწოდებენ, ხოლო ყველა მათ მოთავსებულს მრგვალ ფრჩხილებში ყოველგვარი ნიშნების გარეშე (3 1 2) — სიმბოლოებს. მაგალითად, რიცხვებით გამოხატული კუბის წახნაგის სიმბოლო იქნება (100), რომელიც იკითხება ასე: ერთი, ნული, ნული. პრიზმის სიმბოლოა (110), — ერთი, ერთი, ნული, ან კიდევ $\bar{1}01$, — მინუს ერთი, ნული, ერთი და ა. შ. (ნახ. 39).



ნახ. 39. სიმბოლოებით აღნიშნული კრისტალთა წახნაგები: ა — კუბი (100); ბ — კუბი ოქტაედრის (111) წახნაგებით; გ — კუბი რომბული ლოდეკაედრის (110) წახნაგებით.

სიმბოლოებს ასოებითაც აღნიშნავენ, კერძოდ (hkl). ასეთ შემთხვევაში კრისტალოგრაფიული I ლერძი h -ით არის აღნიშნული, II ლერძი — k -ით, III — l -ით. თუკი რომელიმე წახნაგი სამივე ლერძს ჰკვეთს, მაგრამ სხვადასხვა მანძილზე, მაშინ ასოებით გამოხატული ინდექსი დაიწერება ($h k l$), როცა ($h > k > l$), შესატყვისი რიცხვითი სიმბოლო იქნება (321). თუ ორი ლერძი თანატოლ მანძილზე იკვეთება, მესამე კი განსხვავებულია, სიმბოლო დაიწერება ასე: (hhl) ან (hkk), როცა წახნაგი ერთ ლერძს ჰკვეთს, ხოლო დანარჩენი ორის პარალელურია, მაშინ სიმბოლო დაიწერება ($h00$), რაც რიცხობრივად ნიშნავს (100). ეს კი იქიდან გამომდინარეობს, რომ შეფარდება $\frac{a}{\infty} = 0$.

კრისტალოგრაფიული კლასები და სინგონიები¹

კრისტალები სიმეტრიის ხარისხის მიხედვით რიგ კლასებად ანუ სიმეტრიის სახეობებად ჯგუფდება. სიმეტრიის სახე გამოხატავს სიმეტრიის ელემენტების ერთობლობას. არსებობს სიმეტრიის მხოლოდ 32 სახე, ანუ კლასი, რომლებიც ბუნებრივად დაჯგუფებულია ცალკე სინგონიებად. სინგონიაში გაერთიანებულ კლასებს ერთი ან რამდენიმე სიმეტრიის მსგავსი ელემენტები აქვთ.

ამჟამად კრისტალოგრაფიაში იხილავენ 7 სინგონიას. ესენია: ტრიკლინური (აგირული), მონოკლინური (მონოგირული), რომბული (დიგირული), ტრიგონული (ტრიგირული), ტეტრაგონული ანუ კვადრატული (ტეტრაგირული), ჰექსაგონური (ჰექსაგირული) და კუბური ანუ იზომეტრული (პოლიგირული).

თავის მხრივ ეს სინგონიები ჯგუფდება სამ კატეგორიად: დაბალ, საშუალო და მაღალ კატეგორიებად. დაბალ კატეგორიას ეკუთვნის ტრიკლინური, მონოკლინური და რომბული სინგონიები; საშუალო კატეგორიას — ტრიგონული, ჰექსაგონური და კვადრატული; ხოლო მაღალ კატეგორიას — კუბური.

¹ სინგონია, ბერძ. — კუთხეების მსგავსება.

ტრიკლინური სინგონია

ამ სინგონიის კრისტალებს ახასიათებთ სამი არათანაბარი და ერთმანეთის მიმართ დახრილი კრისტალოგრაფიული ღერძი. ღერძთა შეფარდება გამოიხატება — $a:b:c$, ხოლო ღერძთა შორის კუთხეთა სიდიდეები — α, β, γ -თი; ამ სინგონიაში სიმეტრიის ელემენტები ან სულ არა გვაქვს, ან მხოლოდ სიმეტრიის ცენტრი (C) აღინიშნება. ამის მიხედვით აქ გამოყოფენ მონოკლერულ და პინაკოიდურ კლასებს.

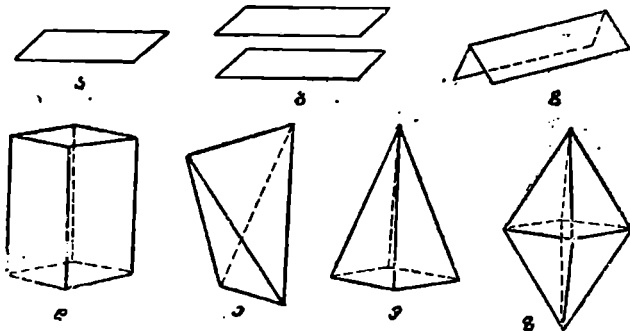
მონოკლერულ კლასში სიმეტრიის ელემენტები საერთოდ არ არის და ერთადერთი შესაძლებელი ფორმა ერთწახანავიანი მონოკლერებია. შესაძლებელი მონოკლერების სიმბოლოებია: (111), (011), (101), (110), (100), (010), (001).

პინაკოიდურ კლასში სიმეტრიის ელემენტებიდან მხოლოდ ცენტრი გვაქვს. ამ კლასში ვაერთიანებელია შემდეგი მარტივი ფორმები — ორ-ორი წახანავით:

(h k l)	ან (111) — მეოთხე გვარის პინაკოიდი
(0 k l)	„ (011) — პირველი „ „
(h 0 l)	„ (101) — მეორე „ „
(h k 0)	„ (110) — მესამე „ „
(h 0 0)	„ (100) — პირველი პინაკოიდი (უგვაროდ)
(0 k 0)	„ (010) — მეორე „ „
(0 0 l)	„ (001) — მესამე „ „

მონოკლინური სინგონია

ამ სინგონიის კრისტალებს სამი არათანაბარი ღერძი აქვთ: მათგან პირველი დახრილია მესამე — ვერტიკალური ღერძის მიმართ, მეორე და მესამე ღერძები კი ურთიერთმართობია. ღერძთა შეფარდება გამოიხატება $a:b:c$ -თი, კუთხეთა სიდიდეები კი — $\alpha \beta \gamma$.



ნახ. 40. დაბალი სინგონიების მარტივი ფორმები:

ა — მონოკლერი; ბ — პინაკოიდი; გ — დიედრი; დ — რომბული პრიზმა; ე — რომბული ტეტრაედრი; ე — რომბული პირამიდა; ზ — რომბული დიპირამიდა.

მონოკლინურ სინგონიაში მონოკლერებისა და პინაკოიდების გარდა გვაქვს დიედრი და მონოკლინური პრიზმები. დიედრი მარტივი ფორმაა, რომელიც შედგება ერთმანეთის ვალამკეთი ორი არაპარალელური წახანავისგან. მონოკლინურ პრიზმაში კი შელის ოთხი წყვილ-წყვილად პარალელური წახანავი (ნახ. 40).

სიმეტრიის ელემენტების მიხედვით ამ სინგონიაში გამოყოფენ შემდეგ კლასებს:

1. ლერძიანი დიედრული კლასი, რომელშიც სიმეტრიის ელემენტებიდან მხოლოდ ერთი მეორე რიგის (L_2) ლერძი გვაქვს.

2. უღერძო დიედრული კლასი, სადაც სიმეტრიის ელემენტებიდან მხოლოდ სიმეტრიის სიბრტყეა.

3. მონოკლინურ-პრიზმული კლასი. სიმეტრიის ელემენტებიდან აქ გვაქვს ერთი მეორე რიგის ლერძი, ერთი სიბრტყე და ცენტრი (L_2PC).

ამ კლასს ეკუთვნის შემდეგი მარტივი ფორმები:

($h \ k \ l$) ან (111) — მეოთხე გვარის პრიზმა	4	წახნაგი
($O \ k \ l$) „ (011) — პირველი „ „	4	„
($h \ 0 \ l$) „ (101) — ოთოლომა (მეორე გვარის პინაკოიდი)	2	წახნაგი
($h \ k \ 0$) „ (110) — მესამე გვარის პრიზმა	4	„
($h \ 0 \ 0$) „ (100) — პირველი პინაკოიდი	2	„
($0 \ k \ 0$) „ (010) — მეორე „ „	2	„
($0 \ 0 \ l$) „ (001) — მესამე „ „	2	„

რომბული სინგონია

ამ სინგონიის კრისტალებს სამი არათანაბარი და ურთიერთმართობი ლერძი აქვთ. ლერძთა შეფარდება გამოიხატება — $a:b:c$; კუთხეთა სიდიდეებია $\alpha \neq \gamma = 90^\circ$. აქ, მონოედრების, პინაკოიდების, დიედრებისა და პრიზმების გარდა გვაქვს ტეტრაედრები, პირამიდები და დიპირამიდები. მათგან რომბული ტეტრაედრი ისეთი მარტივი ფორმაა, რომელსაც შეადგენს ოთხი არაპარალელური წახნაგი. იგი დახურულია და მის თითოეულ წვეროში სამ-სამი წახნაგი იკვეთება.

რომბული პირამიდა ოთხწახნაგა მარტივი ფორმაა და ყველა ეს წახნაგი ერთ წერტილში იკვეთება; რომბული დიპირამიდა კი წარმოადგენს ფუჭეებით შეერთებულ ორ რომბულ პირამიდას, რომელსაც აქვს 8 წახნაგი, აქედან 4 ზედა და 4 ქვედა.

რომბულ სინგონიაში სიმეტრიის ელემენტების მიხედვით გამოიყოფა:

1. რომბული ტეტრაედრის კლასი, სადაც მხოლოდ სამი მეორე რიგის ($3L_2$) ურთიერთმართობი ლერძი გვაქვს;

2. რომბული პირამიდის კლასი: სიმეტრიის ელემენტებიდან — ერთი მეორე რიგის ლერძი და ორი სიბრტყე (L_22P);

3. რომბული დიპირამიდის კლასი: სიმეტრიის ელემენტებიდან — სამი მეორე რიგის ლერძი, სამი სიბრტყე და ცენტრი ($3L_2, 3P, C$).

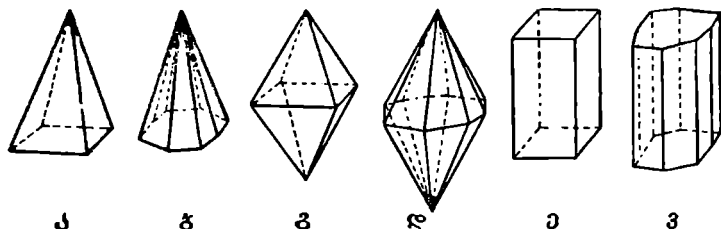
ამ კლასში გვხვდება შემდეგი მარტივი ფორმები:

($h \ k \ l$) ან (111) — რომბული დიპირამიდა	8	წახნაგი
($O \ k \ l$) „ (011) — პირველი გვარის პრიზმა	4	„
($h \ 0 \ l$) „ (101) — მეორე „ „	4	„
($h \ k \ 0$) „ (110) — მესამე „ „	4	„
($h \ 0 \ 0$) „ (100) — პირველი პინაკოიდი	2	„
($0 \ k \ 0$) „ (010) — მეორე „ „	2	„
($0 \ 0 \ l$) „ (001) — მესამე „ „	2	„

ტეტრაგონული ანუ კვადრატული სინგონია

ამ სინგონიაში გაერთიანებულა ის კრისტალები, რომელთაც სამი ურთიერთმართობი ღერძი აქვთ. ამ ღერძებიდან ორი (პოროზონტალური) თანაბარია, ხოლო მესამე (ვერტიკალური) სიგრძით შეიძლება მეტი ან ნაკლები იყოს ამ ღერძებზე. ღერძთა შეფარდება აქ ასეთია: $a:a:c$.

ტეტრაგონული სინგონიის კრისტალებზე მონოედრებისა და პინაკოიდების გარდა განვითარებულია პრიზმები, პირამიდები და დიპირამიდები. ტეტრაგონული პრიზმა 4, ხოლო დიტეტრაგონული პრიზმა 8 წახნაგისაგან შედგება. 4 წახნაგისაგან შემდგარი ფორმა განივკვეთში კვადრატს გვაძლევს. პირამიდას სამკუთხედს ფორმის ერთ წერტილში გადაკვეთილი ოთხი წახნაგი აქვს, დიპირამიდას — 8 წახნაგი, დიტეტრაგონული დიპირამიდები 16 წახნაგისაგან შედგება (ნახ. 41).



ნახ. 41. ტეტრაგონული სინგონიის მარტივი ფორმები:

ა — ტეტრაგონული პირამიდა; ბ — დიტეტრაგონული პირამიდა; გ — ტეტრაგონული დიპირამიდა; დ — დიტეტრაგონული დიპირამიდა; ე — ტეტრაგონული პრიზმა; ვ — დიტეტრაგონული პრიზმა.

ტეტრაგონულ სინგონიაში გამოიყოფა შემდეგი კლასები:

1. ტეტრაგონული პირამიდის კლასი: სიმეტრიის ელემენტებიდან — მხოლოდ ერთი მეოთხე რიგის (L_4) ღერძი.
2. ტეტრაგონული ტრაპეცოედრის კლასი, რომელშიც გვაქვს ერთი მეოთხე რიგის ღერძი და ოთხი მეორე რიგის ღერძი ($L_4 4L_2$).
3. ტეტრაგონული დიპირამიდის კლასი: ერთი მეოთხე რიგის ღერძი, ერთი სიბრტყე და ცენტრი ($L_4 PC$).
4. დიტეტრაგონული პირამიდის კლასი: ერთი მეოთხე რიგის ღერძი და 4 სიბრტყე ($L_4 4P$).
5. ტეტრაგონული სკალენოედრის კლასი: ერთი მეოთხე რიგის ღერძი, ორი მეორე რიგის ღერძი და ორი სიბრტყე ($L_4 2L_2 2P$).
6. ტეტრაგონული ტეტრაედრის კლასი: შედის მეოთხე რიგის ღერძი (L_{14}).
7. დიტეტრაგონული დიპირამიდის კლასი: აქ გვაქვს სიმეტრიის ელემენტების მაქსიმალური რიცხვი. სახელდობრ: ერთი მეოთხე რიგის ღერძი, ოთხი მეორე რიგის ღერძი, სიმეტრია, ხუთი სიბრტყე და ცენტრი ($L_4 4L_2 5PC$).

ამ სინგონიის სრულწახნაგოვან დიტეტრაგონული დიპირამიდის კლასში არის შემდეგი მარტივი ფორმები:

- ($h k l$) — დიტეტრაგონული დიპირამიდა 16 წახნაგით
 ($h h l$) ან (111) — პირველი გვარის ტეტრაგონული დიპირამიდა 8
 ($h 0 l$) „ (101) — მეორე „ „ 8

(h k O)	— დიტეტრაგონული პრიზმა	8 წახნავით
(h h O) ან (110)	— პირველი გვარის ტეტრაგონული პრიზმა	4 " "
(h O O) " (100)	— მეორე " "	4 " "
(O O l) " (001)	— ბაზოპინაკოიდი	2 " "

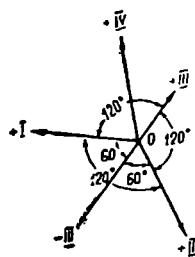
ტრიგონული სინგონია

კრისტალები, რომლებიც ამ სინგონიაშია გავრთიანებული, კოორდინატთა ოთხი კრისტალოგრაფიული ღერძით ხასიათდება. მათგან სამი თანაბარი ღერძი პორიზონტალურია, ერთი განსხვავებული კი — ვერტიკალური. აქედან ერთნაირი პორიზონტალური ღერძები ურთიერთ შორის 120° კუთხეს ქმნიან (ნახ. 4?). მარტივი ფორმებიდან აქ წარმოდგენილია პრიზმები, პირამიდები, რომბოედრები, სკალენოედრები და ტრაპეცოედრები.

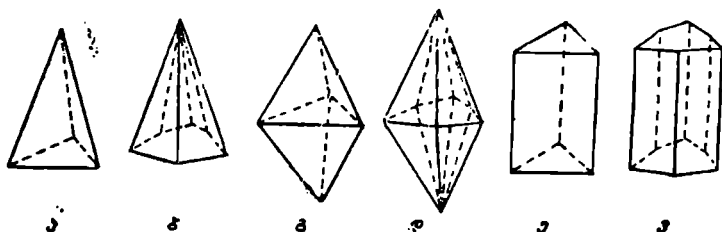
ტრიგონული პრიზმა სამწახნავა ფორმაა, რომელიც განიკვეთში წესიერ სამკუთხედს — ტრიგონს ქმნის. დიტრიგონული პრიზმა კი ექვსწახნავა ფორმაა. პირამიდები აქ სამ და ექვსწახნავიანია, დიტრიგონული დიპირამიდა კი თორშეტი წახნავისაგან შედგება.

ტრიგონულ სინგონიაში ყოველთვის არის ერთი მესამე რიგის ღერძი, ზოგჯერ — მეორე რიგის ღერძი, სიმეტრიის სიბრტყე და ცენტრი. სიმეტრიის ელემენტების მიხედვით ამ სინგონიაში გამოიყოფა შემდეგი კლასები:

1. ტრიგონული პირამიდის კლასი, რომელშიც გვაქვს მხოლოდ ერთი მესამე რიგის ღერძი (L_3). მარტივი ფორმებიდან წარმოდგენილია მონოედრი (0001), ტრიგონული პრიზმები და პირამიდები.



ნახ. 42. ტრიგონული სინგონიის კრისტალოგრაფიული ღერძები.



ნახ. 43. ტრიგონული სინგონიის მარტივი ფორმები:

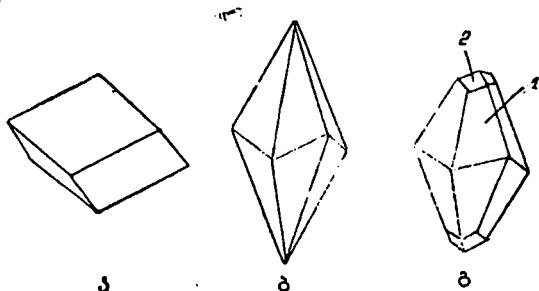
ა — ტრიგონული პირამიდა; ბ — დიტრიგონული პირამიდა; გ — ტრიგონული დიპირამიდა; დ — დიტრიგონული დიპირამიდა; ე — ტრიგონული პრიზმა; ვ — დიტრიგონული პრიზმა.

2. ტრიგონული ტრაპეცოედრის კლასი. აქ არის ერთი მესამე რიგის და სამი მეორე რიგის ღერძები ($L_3 3L_2$).

2. დიტრიგონული პირამიდის კლასი, რომელშიც აღინიშნება ერთი მესამე რიგის ღერძი და სიმეტრიის სამი სიბრტყე ($L_3 3P$).

4. რომბოედრული კლასი, სადაც გვაქვს ერთი მესამე რიგის ჯერძი და ცენტრი ($I_3 C$).

5. დიტრიგონული სკალენოედრის კლასი. სიმეტრიის ელემენტებიდან გვხვდება ერთი მესამე რიგის ღერძი, სამი მეორე რიგის ღერძი, სამი სიმბრტყე და ცენტრი ($L_3 3I_2 3PC$).



ნახ. 44. ტრიგონული სინგონიის ზოგიერთი მარტივი ფორმა: ა — რომბოედრი; ბ — დიტრიგონული სკალენოედრი; გ — იგივე ფორმები კომბინაციაში; 1 — დიტრიგონული სკალენოედრი, 2 — რომბოედრი.

როგორც ჩანს, ამ სინგონიაში ეს უკანასკნელი კლასი სიმეტრიის ყველაზე მეტ ელემენტს შეიცავს. აქ გამოიყოფა შემდეგი მარტივი ფორმები:

$(h k \bar{i} l)$ დიტრიგონული სკალენოედრი	12 წახნაგი
$(h O \bar{h} l)$ ან $(10\bar{1}1)$ — რომბოედრი	6 „
$(h h \bar{2} h l)$ ან $(11\bar{2}1)$ — მეორე გვ. ჰექსაგონური დიპირამიდა	12 „
$(h k \bar{i} 0)$ დიჰექსაგონური პრიზმა	12 „
$(h O \bar{h} 0)$ ან $(10\bar{1}0)$ — პირველი გვ. ჰექსაგონური პრიზმა	6 „
$(h h \bar{2} h 0)$ ან $(11\bar{2}0)$ — მეორე გვ. ჰექსაგონური პრიზმა	6 „
$(O O O l)$ ან (0001) — ბაზობინაკოიდი	2 „

ჰექსაგონური ბინკონია

ესე როგორც ტრიგონულ სინგონიაში, აქაც ოთხ კრისტალოგრაფიულ ღერძს არჩევენ. მათგან სამი თანაბარი ზომის ღერძი ჰორიზონტალურ სიმბრტყეში დევს და ერთი და იმავე ნიშნის ბოლოებით ერთმანეთის მიმართ 120° -იან კუთხეს შეადგენენ; მეოთხე ამ ღერძებისადმი მართობია და ვერტიკალურ სიმბრტყეში დევს. ღერძებზე მონაკვეთთა შეფარდება ასეთია: $a : a : a : c$.

მარტივი ფორმებიდან ამ სინგონიაში მონოედრებისა და პინაკოიდების გარდა გვხვდება ჰექსაგონური პრიზმები, პირამიდები და დიპირამიდები.

პრიზმები და პირამიდები ექვსწახნაგა ფორმებია და განივკვეთში წესიერ ექვსკუთხედს იძლევიან, ხოლო დიჰექსაგონური პრიზმა და პირამიდა წახნაგების ორჯერ უფრო მეტ რიცხვს შეიცავენ და განივკვეთში დიჰექსაგონს იძლევიან.

ჰექსაგონურ სინგონიაში გამოიყოფა შემდეგი კლასები:

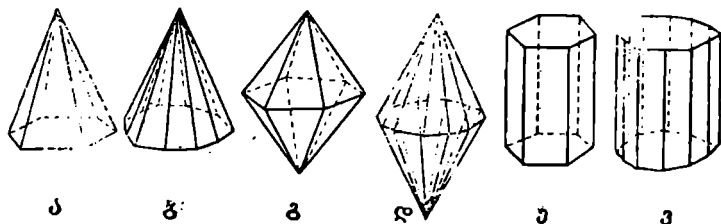
1. ტრიგონული დიპირამიდის კლასი. სიმეტრიის ელემენტებიდან აქ გვაქვს ერთი მესამე რიგის ღერძი და ერთი სიმეტრიის სიმბრტყე ($L_3 P$).

2. დიკრიგონული დიპირამიდის კლასი. აქ სიმეტრიის ელემენტები წარმოადგენია ერთი მესამე რიგის ღერძით, მეორე რიგის სამი ღერძით და ოთხი სიბრტყით ($I_6^2 3I_2 4P$).

3. ჰექსაგონური პირამიდის კლასი. რომელშიც სიმეტრიის ელემენტებიდან მხოლოდ ერთი შეეკვს რიგის ღერძი მონაწილეობს (L_6).

4. ჰექსაგონური ტრაპეცოედრის კლასი. სიმეტრიის ელემენტებიდან გვაქვს ერთი შეეკვს რიგის ღერძი და ექვსი მეორე რიგის ღერძი ($L_6 6I_2$).

5. ჰექსაგონური დიპირამიდის კლასი, რომელშიც გვაქვს ერთი შეეკვს რიგის ღერძი, ერთი სიბრტყე და ცენტრი ($L_6 PC$).



ნახ. 45. ჰექსაგონური სინგონიის მარტივი ფორმები:

ა — ჰექსაგონური პირამიდა; ბ — დიჰექსაგონური პირამიდა; გ — ჰექსაგონური დიპირამიდა; დ — დიჰექსაგონური დიპირამიდა; ე — ჰექსაგონური პრიზმა; ზ — დიჰექსაგონური პრიზმა.

6. დიჰექსაგონური პირამიდის კლასი. ამ კლასში სიმეტრიის ელემენტებიდან არის ერთი შეეკვს რიგის ღერძი და ექვსი სიბრტყე ($L_6 6P$).

7. დიჰექსაგონური დიპირამიდის კლასი. ეს კლასი სრულწახნაგოვანია და იგი სიმეტრიის ელემენტებით ყველაზე მდიდარია. აქ არის ერთი შეეკვს რიგის ღერძი, ექვსი მეორე რიგის ღერძი, შვიდი სიბრტყე და ცენტრი ($L_6 6I_2 7PC$).

ამ კლასის მარტივი ფორმებს წარმოადგენენ:

$(h \ k \ \bar{l})$ დიჰექსაგონური დიპირამიდა	24 წახნაგი
$(h \ 0 \ \bar{h} \ l)$ ან $(10\bar{1}1)$ — პირველი გვარის ჰექსაგონური დიპირამიდა	12 "
$(h \ h \ 2 \ \bar{h} \ l)$ ან $(11\bar{2}1)$ — მეორე " " "	12 "
$(h \ k \ \bar{l} \ 0)$ დიჰექსაგონური პრიზმა	12 "
$(h \ 0 \ \bar{h} \ 0)$ ან $(10\bar{1}0)$ — პირველი გვარის ჰექსაგონური პრიზმა	6 "
$(h \ h \ 2 \ \bar{h} \ 0)$ ან $(11\bar{2}0)$ — მეორე " " "	6 "
$(0 \ 0 \ 0 \ 1)$ ან (0001) — ბაზოპინაკოიდი	2 "

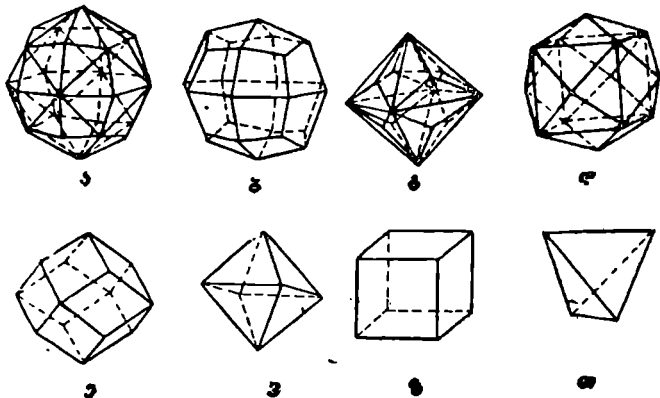
კუბური სინგონია

კუბური სინგონიის კრისტალებისათვის დამახასიათებელია ს-ში ურთიერთმართობი და ტოლი სიგრძის ღერძი. ამ სინგონიის სრულწახნაგოვან კლასში ერთდროულად გვაქვს მეოთხე, მესამე და მეორე რიგის ღერძები. სიმეტრიის სიბრტყეების რიცხვი უდრის ცხრას, ე. ი. აქ ჩვენ ვვაქვს — $3L_4 4L_2 6I_2 9PC$. ამ სინგონიაში აქამდე განხილული ფორმებიდან მხოლოდ ტეტრაედრი გვხვდება. ფორმების სახელწოდებას აქ, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, საფუძვლად ედება წახნაგების ფორმა და რიცხვი, ასე, მაგალითად, ტეტრაედრი აგებულია ტოლგვერდა

სამკუთხედების ოთხი წახნავით, პეკსაედრი — კვადრატის ფორმის 6 წახნავით, პენტაგონდოდეკაედრი — ხუთკუთხედიანი ფორმის თორმეტი წახნავით. მეორე მხრივ, სახელწოდება მიიღება აგრეთვე რომელიმე ძირითადი ფორმის გართლებით. მაგალითად, თუ გავსამკეცებთ ოქტაედრის ცალკეულ წახნაგებს, მივიღებთ სამკუთხედის ფორმის ოცდაოთხ წახნაგს: ტრიგონ-ტრიოქტაედრს ან ოთხკუთხედის ფორმის ტეტრაგონ-ტრიოქტაედრს.

ამ სინგონიაში გამოიყოფა შემდეგი კლასები:

1. ტრიტეტრაედრის კლასი რომელშიც სიმეტრიის ელემენტებიდან არის სამი მეორე რიგისა და ოთხი მესამე რიგის ლერძები ($3L_2 4L_3$).



ხ.ა. 46. კუბური სინგონიის მარტივი ფორმები:

ა — პეკსაოქტაედრი; ბ — ტეტრაგონტრიოქტაედრი; გ — ტრიგონტრიოქტაედრი; დ — ტეტრაპეკსაედრი; ე — რომბული დოდეკაედრი; ვ — ოქტაედრი; ზ — პეკსაედრი; თ — ტეტრაედრი.

2. დიდოდეკაედრის კლასი: სამი მეორე რიგის ლერძი, ოთხი მესამე რიგის ლერძი, სამი სიბრტყე და ცენტრი ($3L_2 4L_3 3PC$).

3. პეკსატეტრაედრის კლასი: სამი მეორე რიგის ლერძი, ოთხი მესამე რიგის ლერძი და ექვსი სიბრტყე ($3L_2 4L_3 6P$).

4. ტრიოქტაედრის კლასი: სამი მეოთხე რიგის ლერძი, ოთხი მესამე რიგის ლერძი და ექვსი მეორე რიგის ლერძი ($3L_4 4L_3 6L_2$).

5. პეკსაოქტაედრის კლასი. ეს სრულწახნაგოვანი კლასია და სიმეტრიის ყველაზე მაღალი ხარისხით ხასიათდება: აქ ერთდროულად გვაქვს მეოთხე, მესამე, მეორე რიგის ლერძები, ცხრა სიბრტყე და ცენტრი ($3L_4, 4L_3, 6L_2, 9PC$).

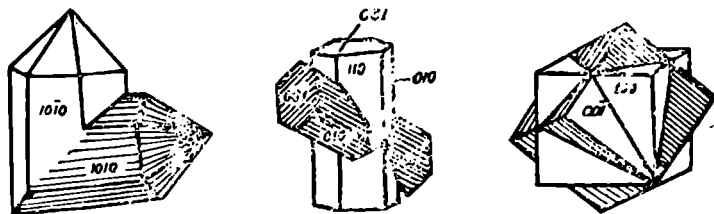
ამ კლასში გამოიყოფა შემდეგი მარტივი ფორმები: (hkl) , როცა $h > k > 1$, მაშინ ამ ფორმის სიმბოლოა (321) — პეკსაოქტაედრი 48 წახნავი (ხ.ა. 46).

(hkk) ან (211) — ტეტრაგონტრიოქტაედრი (ტრაპეცოედრი) 24 წახნავი
 (hkl) ან (221) — ტრაგონტრიოქტაედრი (პირამიდული

	ოქტაედრი)	24	"
(hkO) ან (210)	— ტეტრაპეკსაედრი (პირამიდული კუბი)	24	"
(hO) ან (110)	— რომბული დოდეკაედრი	12	"
(hkk) ან (111)	— ოქტაედრი	8	"
(hO) ან (100)	— პეკსაედრი (კუბი)	6	"

კრისტალთა შენაზარდები. ბუნებაში მარტოული კრისტალები ბევრად უფრო იშვიათად გვხვდება, ვიდრე კრისტალთა შენაზარდები. ამასთან კრისტალთა ერთმანეთთან შეზრდა ხდება უწყსრიდოდ ან კანონზომიერად. უკანასკნელ შემთხვევაში არჩევენ პარალელურ შენაზარდებს და მჩობლებს (ნახ. 47).

პარალელურად შეზრდის დროს შეზრდილი კრისტალები პარალელურადაა ორიენტირებული. ასეთნაირად ორიენტირებას საესებით ემთხვევა მოსაზღვრე კრისტალურ ინდივიდთა შესერი.



ნახ. 47. სხვადასხვა კრისტალთა შენაზარდები:
 ა — კვარცი; ბ — სტაეროლითი; გ — ფლუორიტი.

კრისტალთა კანონზომიერი შენაზარდებია აგრეთვე მჩობლებიც, მაგრამ აქ ერთი ინდივიდი მეორის მიმართ 180° -ით არის შემობრუნებული ისე, რომ ერთი კრისტალი მეორის სარკისებრ გამოსახულებაა წარმოადგენს. მიმართულებას, რომლის გარშემო ბრუნვის დროს კრისტალის შეზობრუნება ხდება 180° -ით, მჩობლთა დეჩი ეწოდება, ხოლო სიბრტყეს. რომლითაც ხდება ინდივიდების შეზრდა — მჩობლთა სიბრტყე.

პოლიმორფიზმი. არის შემთხვევები, როდესაც ერთი და იმავე ქიმიური შედგენილობის ნივთიერებები სხვადასხვა სინგონიაში კრისტალდებიან. კრისტალური ნივთიერების ასეთ უნარს, რომელიც ძირითადად გაპირობებულია მკვეთრად განსხვავებული წარმოშობის პირობების (წნევის, ტემპერატურის და სხვ.) ზეგავლენით, პოლიმორფიზმს ანუ მრავალფორმიანობას ეწოდებენ. პოლიმორფულ ნივთიერებათა კრისტალებში ატომებსა და იონებს სხვადასხვანაირი სივრცობრივი განლაგება და წყობას სიმპიდროვე ახსიათაებთ. ამიტომ მათ ერთმანეთისაგან განსხვავებული კრისტალური მესრები აქვთ. პოლიმორფულობის კარგ მაგალითად ნახშირბადს ასახელებენ. რომელიც ერთ შემთხვევაში კუბურ სინგონიაში კრისტალდება და ალმასისათვის დამახასიათებელი მესერი აქვს. მაგრამ სხვა პირობებში იგივე ელემენტურ ჰექსაგონურ სინგონიაში კრისტალდება (გრაფიტად) და ამიტომ მისი კრისტალური მესერი ალმასისაგან დიდად განსხვავებულია (ნახ. 48). სწორედ ამ გარემოებით არის გაპირობებული ის დიდი განსხვავება, რომელიც შეიმჩნევა ალმასისა და გრაფიტის ფიზიკურ თვისებებს შორის; ალმასი ცნობილ მინერალებს შორის ყველაზე მაგარი მინერალია, გრაფიტი კი — რბილი; ალმასს საშუალო ტკეჩვადობა აქვს, გრაფიტს — სრული და ა. შ.

პოლიმორფულ მოდიფიკაციებს ჩვეულებრივ აღნიშნავენ ბერძნული ასოებით. დაბალტემპერატურული მოდიფიკაცია α-თი აღინიშნება. უფრო მაღალი — β-თი, γ-თი და ა. შ.

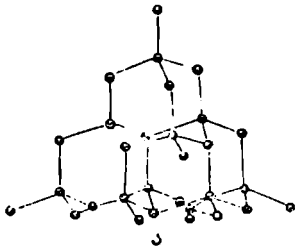
პოლიმორფიზმის კარგ მაგალითს გვიჩვენებს SiO_2 (α — ტრიგონული და β — ჰექსაგონური კვარციები), TiO_2 (რუტილი — რომბული და ბრუციტი — ტეტ-

რკინული), CaCO_3 (კალციტი — ტრიგონული და არაგონიტი — რომბული), FeS_2 (პირიტი — კუბური და მარკაზიტი — რომბული) და ა. შ.

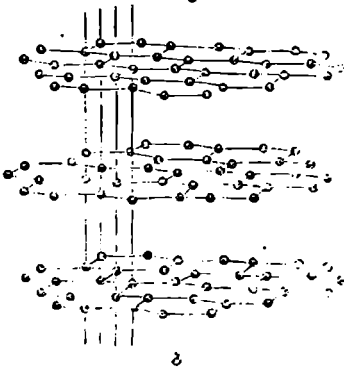
იზომორფიზმი. ეს მოვლენა 1819 წელს აღმოაჩინეს. ცნებაში იმთავითვე ნაგულისხმევა იყო მსგავსი შედგენილობის ნივთიერებათა ერთნაირ ფორმაში დაკრისტალება, მაგრამ შემდეგში ეს გამოთქმა დაზუსტდა. იზომორფულ ნივთიერებებს მართლაც ფორმები ერთნაირი აქვთ, მაგრამ მათი კრისტალები ზოგი ნიშნით მაინც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან. ამიტომ, იზომორფული ნივთიერებები შეიძლება ეწოდოს მყარ ნივთიერებებს, რომელთაც მსგავსი ქიმიური შედგენილობა და დაახლოებით ერთნაირი კრისტალური ფორმები აქვთ. ამის მაგალითად ასახელებენ ორალენტიან მეტალთა შენაერთებს — კარბონატებს, რომელთა უმეტესობა სიმეტრიის ერთსა და იმავე კლასში კრისტალდება და ფორმაც ერთნაირი — რომბოედრული აქვთ. მაგრამ რომბოედრების α კუთხე ხსენებულ შენაერთებში სხვადასხვა მნიშვნელობისაა. მაგალითად:

შენაერთი ... ZnCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 , CaCO_3 და სხვ.
 α ... $103^\circ 28'$ $103^\circ 21'$ $103^\circ 04'$ $102^\circ 50'$ $101^\circ 55'$

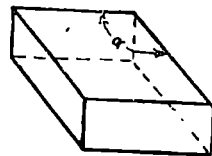
ბოლო დროს კიდევ უფრო დაზუსტდა იზომორფიზმის ცნების წინაშეწოდება. ამჟამად იგი ესმით როგორც მინერალებში ქიმიური ელემენტების (ატომების, იონების) და აგრეთვე კრისტალურ სტრუქტურაში



„ბლოკების“ ურთიერთჩანაცვლება. ამ მოვლენას ახლა იზომორფულ ნაერთებს უწოდებენ. ასეთი ნაერთები ბუნებაში ფართოდ არის გავრცელებული. ისინი ხშირად წარმოქმნიან უწყვეტ (განსახლებულ) და წყვეტილ (განსაზღვრულ) რიგებს. პირველი ამათგანი კომპონენტების ნებდისმიერი შეფარდების დროს წარმოიშობიან, მეორეში კი მაშინ, როდესაც კომპონენტთა ურთიერთჩანაცვლება ნაწილობრივ ხდება.



იზომორფიზმის განუსაზღვრელი რიგის მაგალითს წარმოადგენს ფართოდ გავრცელებული მინერალების რიგი — პლაგიოკლასები. რომლებიც მინერალების ალბიტის — $\text{Na[AlSi}_3\text{O}_8]$ და ანორთიტის



ნახ. 48. ნახშირბადის პოლიმორფიზმი:
 ა — ალმასის სტრუქტურა; ბ — გრაფიტის სტრუქტურა.

ნახ. 49. CaCO_3 -ის რომბოედრი.

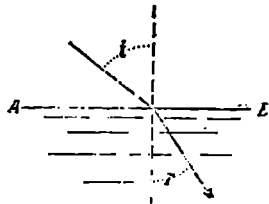
$\text{Ca[Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ ნარეუს წარმოადგენენ; ხოლო განსაზღვრულია რომბული პიროქსენების — ენსტატიტისა — MgSiO_3 და ფეროსილიტის — FeSiO_3 რიგი. ეს იზომორ-

ფული რიგი რკინის კომპონენტის მხოლოდ 75—80%-ს შეეყვას. სუფთა ფეროსილიტი მიწის ქერქში არ არის ცნობილი. იგი მხოლოდ მეტეორიტებშია აღნიშნული.

იზომორფიზმის, ანუ შერეული კრისტალების წარმოშობის შესაძლებლობა მხოლოდ მაშინაა, როდესაც ურთიერთმანაცვლებელ ნაწილაკთა (ატომთა, იონთა) სიდიდეები დაახლოებით ტოლია. ასეთივე მნიშვნელობა აქვს ორივე კომპონენტის სტრუქტურაში ქიმიური კავშირის ტიპს და სხვ.

კრისტალთა ოპტიკური თვისებები

კრისტალურ ნივთიერებათა კვლევაში დიდი მნიშვნელობა აქვს ოპტიკური თვისებების შესწავლას. გარკვეული შედგენილობისა და ავებულების კრისტალებისათვის დამახასიათებელი ოპტიკური თვისებებია ნიშანდობლივი, რაც საშუალებას იძლევა საკმაო სიზუსტით გაირკვეს ნებისმიერი კრისტალური ნივთიერების შედგენილობა. კრისტალის გლუვ ზედაპირზე (წახნაგზე), ისე როგორც სარკეზე, დაცემული სინათლის სხივი აირეკლება; ამასთან სხივის არეკვლის კუთხე ყოველთვის ეტოლება დაცემის კუთხეა. დაცემის წერტილში სხივი იყოფა ანარეკლ და გარდატეხილ ნაწილებად. დეკარტეს გამოკვლევებიდან ვიცით, რომ დაცემისა და გარდატეხის კუთხეთა სინუსების შეფარდება წარმოადგენს მუდმივ სიდიდეს და მას გარდატეხის მაჩვენებელი (ინდექსი) „ n “ ეწოდება. ფორმულით იგი გამოისახება ასე:



ნახ. 50. სხივის გარდატეხა:
 AB — გარეშოს გამოყოფი სიბრტყე;
 i — დაცემის კუთხე; r — გარდატეხის კუთხე.

$$n = \frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin i}{\sin r}$$

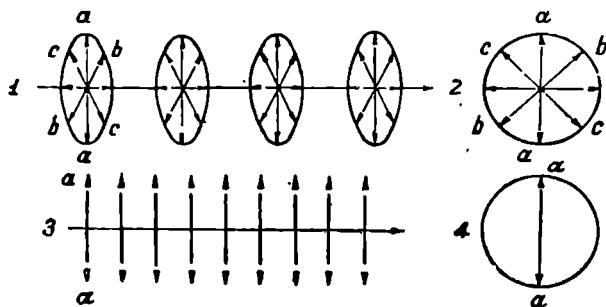
სადაც v_1 და v_2 სხივის მიერ გავლილი სხვადასხვა არეებია, i — დაცემის კუთხე, r — გარდატეხის კუთხე, არის შემთხვევები, როცა r კუთხე 90° -ზე მეტია. ასეთ შემთხვევაში სხივის მთლიან არეკვლას აქვს ადგილი. ამ მოვლენას სრულ შინაგან არეკვლას უწოდებენ.

როგორც ცნობილია, სინათლე ტალღებრივ რხევათა საშუალებით ვრცელდება. ბუნებრივ სინათლეში რხევას ადგილი აქვს სხივის გავრცელების მართობულად ყველა შესაძლებელ სიბრტყეში. ასეთ სინათლეს არადაპოლარებულს ანუ ბუნებრივს უწოდებენ. სხვა მოვლენას აქვს ადგილი იმ შემთხვევაში, როცა სინათლე ანიზოტროპულ გარემოში გაივლის. ამ დროს ბუნებრივი სინათლე ერთ სიბრტყეში იწყებს რხევას და გადაიქცევა ე. წ. დაპოლარებულ სხივად (ნახ. 51).

ამრიგად, სინათლის პოლარიზაციას ადგილი ექნება ყველა იმ შემთხვევაში, როცა სინათლე ანიზოტროპულ ნივთიერებათა კრისტალებში გაივლის. კუბური სინჯონის კრისტალებში კი, რომლებიც ოპტიკურად იზოტროპული არიან, სინათლის პოლარიზაციას ადგილი არა აქვს. ამასთან ანიზოტროპულ კრისტალებში გავლილი ბუნებრივი სინათლე ორ სხივად იშლება, რომელთაც გავრცელების სიჩქარე და რხევის სიბრტყეები სხვადასხვა აქვთ. ამ მოვლენას სხივის ორმაგ გარდატეხას უწოდებენ, ხოლო წარმოშობილ სხივებს ჩვეულებრივს (O — Or-

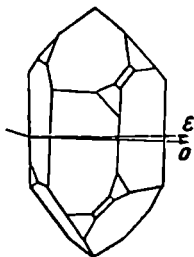
dinaire) და არაჩვეულებრივს (E — Extraordinaire). ჩვეულებრივ სხივს უვლელა მიმართულებით გაერყელების ერთნაირი სიჩქარე და გარდატეხის მაჩვენებელი ახასიათებს, ხოლო არაჩვეულებრივს ეს ნიშნები სხვადასხვა აქვს.

სხივთა ორმაგი გარდატეხის თვისებები სუსტად არის გამოვლინებული ანიზოტროპულ ნივთიერებათა კრისტალებში, მაგრამ საკმაოდ მკაფიოდ ეს მოვლენა ისლანდიურ შპატში (CaCO_3) შეიმჩნევა; ამ მინერალის კრისტალის ქვეშ მოთავ-

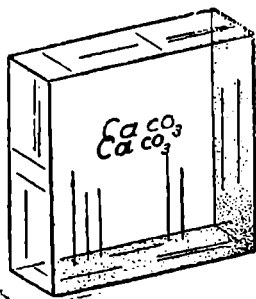


ნ. ხ. 51. ბუნებრივი (1, 2) და დაბოლარებული (3, 4) სხივების რხევა.

სებული რაიმე გამოსახულება ნათლად გაორებული გვეჩვენება (ნახ. 53). ამასთან, თუ დავუკვირდებით გაორებულ გამოსახულებას, ერთ-ერთი მათგანი უძრავად ჩანს (ეს ჩვეულებრივი სხივია), მეორე კი უძრავის გარშემო წრეს შემოსწერს (არაჩვეულებრივი სხივი).



ნახ. 52. სხივის ორმაგი გარდატეხა კვარცის კრისტალში.



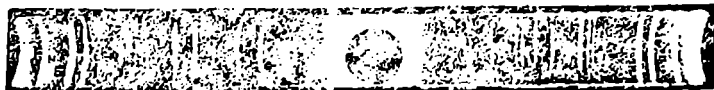
ნახ. 53. ორმაგი გარდატეხა ისლანდიური შპატის (CaCO_3) კრისტალში.

როგორც უკვე ვთქვით, მაღალი სინგონიის (კუბური) კრისტალები ოპტიკურად იზოტროპულია და ამიტომ მათში სხივთა ორმაგი გარდატეხას ადგილი არა აქვს. საშუალო სინგონიის კრისტალებში (ჰექსაგონურში, ტრიგონულსა და ტეტრაგონულში) ერთი ისეთი მიმართულებაა, რომლის გასწვრივ სხივთა ორმაგი გარდატეხას არა აქვს ადგილი. ეს მიმართულება სიმეტრიის მაღალი რიგის ღერძს ემთხვევა და იგი ოპტიკურ ღერძად იწოდება. ამ თვისების გამო, რომ აღნიშნულ სინგონიათა კრისტალებს ოპტიკურად ერთღერძიანებს უწოდებენ. რაც შე-

ეხება დაბალი სინგონიის კრისტალებს (რომბულს, მონოკლინურს და ტრიკლინურს), მათში არის ორი ისეთი მიმართულება, რომელთა გასწვრივ ადგილი არა აქვს სხივთა ორმაგ გარდატეხას, ამიტომაც ამგვარი კრისტალები ოპტიკურად ორლერძიანებად იწოდება.

ქრისტალთა რენტგენული ანალიზი

რენტგენის სხივებს წარმატებით იყენებენ კრისტალურ ნივთიერებათა შინაგანი სტრუქტურის შესასწავლად. ბოლო დროს მინერალთა კვლევაში ეს მეთოდი სულ უფრო და უფრო ფართოდ იხერხება. ეს გასაგებია, რადგანაც ამგვარი კვლევა საშუალებას იძლევა არა მარტო იმისას, რომ წარმოდგენა ვიჭინოთ კრისტალთა შემადგენელი მატერიალური ნაწილაკების (მოლეკულების, იონების და ატომების) სივრცობრივ განლაგებაზე, არამედ განვსაზღვროთ ამ ნაწილაკთა შორის მანძილებიც კი. პრაქტიკულად ამ მიზნის მისაღწევად გამოიყენება დებაის¹ ანუ „ფხვნილის მეთოდი“; იღებენ მცირე რაოდენობის მინერალის წმინდა ფხვნილს, ახდენენ მის დასხივებას და ერთდროულად ფოტოგრაფირებას.



ნახ. 54. რენტგენოგრაფია (დებაევრამა).

ამრიგად, დებაევრამა ფოტოანაბეჭდია, რომელზეც გამოსახულია კრისტალური ბადის სიბრტყეთა შორის მანძილები ხაზების (ან წრეების) სახით, სიმეტრიულად განლაგებულნი ანაბეჭდის ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ. ამასთან ანაბეჭდის ცენტრთან ახლოს ისეთი კრისტალთა ხაზებია, რომელთაც სიბრტყეთა შორის მანძილები ღიდი აქვთ. ამჟამად დებაის მეთოდს ღიდი გამოყენება აქვს მინერალთა დიაგნოსტიკის საქმეში. თუ დებაევრამები მსგავსია, მაშინ ერთნაირ ნივთიერებასთან გვაქვს საქმე, თუ განსხვავებული — პირიქით მოვლენას ეწევა ადგილი.

შეღარებისათვის ქვემოთ მოცემულია ორი მინერალის დებაევრამა (ცხრ. 3), სადაც J არის ხაზის ინტენსივობა (პირობით ათბალიანი სკალის მიხედვით),

$\frac{da}{n}$ სიბრტყეთა შორის მანძილები ანგსტრეუმებში (დებაევრამაზე ეს არის მანძილი ანაბეჭდის ცენტრიდან ხაზამდე).

მინერალთა სტრუქტურის დეტალურად გარკვევისათვის გამოიყენება აგრეთვე ლაუეს² მეთოდი. ამ შემთხვევაში სხივთა კონა ატარებენ კრისტალებში ან კრისტალის ფირფიტაზე და ახდენენ მის ფოტოგრაფირებას. ფოტოანაბეჭდზე ცენტრის გარშემო სხვადასხვა ხასიათის ანაბეჭდი მიიღება — ერთ შემთხვევაში სხივოსნური, სხვა შემთხვევაში კი — ლაქებრივი. ამგვარი გამოსახულებები შეესატყვისება მინერალის ყველაზე უფრო მკიდრო ბრტყელ ბადეს.

ამ მეთოდის გამოყენებით მეტად ადვილდება მორფოლოგიურად მსგავსი მინერალების ერთიმეორისაგან გარჩევა. ამაში გვარწმუნებს 55-ე ნახაზი, რომელზეც გამოსახულია ბიოტიტისა და სტილპნომელანის ლაუევრამა. როგორც ვხედავთ, პირველი მინერალის ლაუევრამა ლაქებრივია, მეორესი კი — სხივოსნური.

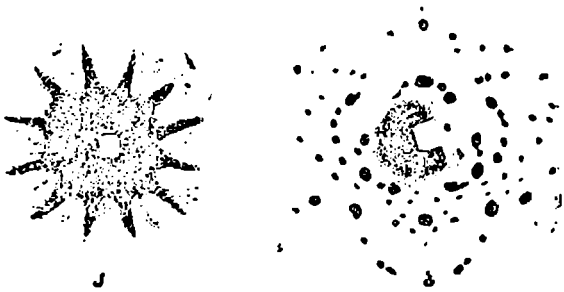
¹ დებაი პოლანდიელი ფიზიკოსია, რომელმაც მინერალთა კვლევის ეს მეთოდი შეიმუშავა.

² ლაუე გერმანელი მეცნიერია.

ეპიდოქსისა და მუსკოვიტის ლეპაეგრამა

ეპიდოქსი						მუსკოვიტი					
ხაზის №	ინტენსი- ვობა J	$\frac{d\alpha}{n}$	ხაზის №	ინტენსი- ვობა J	$\frac{d\alpha}{n}$	ხაზის №	ინტენსი- ვობა J	$\frac{d\alpha}{n}$	ხაზის №	ინტენსი- ვობა J	$\frac{d\alpha}{n}$
1	4	5.0	18	2	1.70	1	10	9.97	18	1	2.24
2	4	3.97	19	5.4	1.64	2	7	4.97	19	4	2.19
3	4	3.48	20		1.588	3	6	4.47	20	6	2.13
4	2	3.41	21	5	1.538	4	1	4.29	21	1	2.05
5	4	3.28	22	6	1.461	5	4	3.66	22	8	11.997
6	10	2.90	23	2	1.437	6	6.1	3.68	23	4	1.960
7	6	2.72	24	6	1.419	7	2	3.59	24	2	1.819
8	6	2.67	25	5	1.394	8	10	3.32	25	4	1.723
9	6	2.60	26	2	1.348	9	4	3.10	26	6	1.650
10	4	2.53	27	2	1.299	10	6	2.87	27	2	1.666
11	8	2.40	28	5	1.267	11	4	2.82	28	4	1.516
12	4	2.30	29	2.2	1.149	12	4	2.58	29	6	1.570
13	4	2.16	30	2	1.127	13	7	2.55	30	2	1.426
14	6	2.11	31	4	1.113	14	4	2.49	31	6	1.347
15	4	2.07	32	4	1.105	15	4	2.45	32	4	1.296
16	2	2.05				16	4	2.33	33	6	1.248
17	7	1.88				17	2	2.34	34	2	1.222
									35	4	1.053

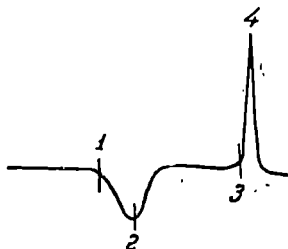
ბოლო დროს მინერალთა კვლევაში გარკვეული ადგილი დაიმკვიდრა თერ-
მიულმა, განსაკუთრებით დიფერენციულ თერმიულმა ანალიზმა (დთა). ეს მეთოდი
მინერალური ფხვნილის გახურებით გამოწვეული გარდაქმნების (წყლის მოლეკუ-
ლის დაკარგვა-დეჰიდრატაცია, მინერალის სტრუქტურის დაშლა და ახალი შენა-



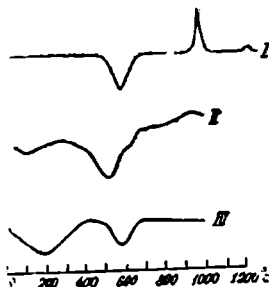
ნახ. 55. ლაუეგრამები:
ა — სტილპნომელანი; ბ — ბიოტიტი.

ერთის წარმოქმნა-დაქანვა და სხვ.) რეგისტრაციის გზლისხმობს, რაც ნათლად
ფიქსირდება ე. წ. გახურების მრუდებზე ამა თუ იმ ტემპერატურაზე მინერალის
გახურების შემთხვევაში შეიძლება დიდი კჰონდეს სითბოს შთანთქმას ანუ ენდო-
თერმულ ეფექტს და პირიქით, სითბოს გამოყოფას — ეგზოთერმულ ეფექტს. პირ-
ველ შემთხვევაში გახურების მრუდზე მკაფიოდ გამოყოფილი ჩადაბლებული უბნე-
ბი ჩნდება (ნახ. 54), ხოლო ეგზოთერმული ეფექტის დროს პირიქით, ამაღლებუ-
ლი უბნები — პიკები. გარდა ამისა, წყალშემცველი მინერალების შესასწავლად
წყლის დაკარგვის ე. წ. გაუწყლოების მრუდებსაც იყენებენ.

მრუდები საგანგებო აპარატით იწებება ავტომატურად, ქალაღდის ლენტზე, რომელთა მიხედვით მინერალთა განსაზღვრა ხდება ეტალონურ მრუდებთან შედარების გზით.



ნახ. 56. გახურების მრუდის საერთო სახე. 1 — 2 ენდოთერმული ეფექტი, 3 — 4 ეგზოთერმული ეფექტი.



ნახ. 57. ზოგიერთი მინერალის გახურების მრუდები. I — კალინი, II — პიდროჭარსი, III — მონოთერმიტი.

კვლევის თერმული მეთოდის გამოყენება განსაკუთრებით კარგ შედეგს იძლევა ფარულკრისტალურ ანდა წმინდა დისპერსიულ აგრეგატულ მდგომარეობაში ძყოფ მინერალთა განსაზღვრაში.

მინერალოგიის საუბუძვლები

მინერალთა თვისებები

ზოგადი ცნობები

ქანები და მდნეული სხეულები, რომლებითაც ძირითადად აგებულია მიწის მტკიცე ქერქი, მინერალებისაგან შედგება. მინერალს ჩვეულებრივ განსაზღვრავენ როგორც ბუნებრივ ქიმიურ შენაერთს ან ელემენტურ ნივთიერებას, წარმოშობილს რთული გეოლოგიური პროცესების შედეგად. მინერალებს იკვლევს გეოლოგიური მეცნიერების ცალკე დარგი — მინერალოგია. ეს მეცნიერება მიზნად ისახავს გაარკვიოს მინერალთა შედგენილობა, მათი ფიზიკური და ქიმიური თვისებები, წარმოშობის პირობები და სხვ.

აგრეთვე მდგომარეობის მიხედვით მინერალთა უდიდესი ნაწილი მყარ-კრისტალურ მდგომარეობაშია. ნივთიერების კრისტალების სახით გამოყოფას კრისტალიზაცია ეწოდება, ხოლო გარეშო, სადაც ეს პროცესი მიმდინარეობს კრისტალიზაციის გარეშო იქნება.

ბუნებრივ პირობებში ნივთიერების კრისტალიზაცია სხვადასხვა გზით მიმდინარეობს — სითხეების, გაზობრივი ნივთიერების კრისტალიზაციით და აგრეთვე მყარი მასების გადაკრისტალბით.

სითხეების, იქნება ეს სილიკატური მდნარი თუ ჩვეულებრივი ხსნარი, კრისტალიზაცია მაშინ იწყება, როცა სითხე გადაჭერებული ან გადაცივებულია. ასეთ პირობებში, გარკვეულ ტემპერატურაზე, უფრო ხშირად, თვითნებრივად წარმოიქმნებიან ნივთიერების უწყვილოესი ნაწილაკები — კრისტალითები ანუ კრისტალთა ჩანასახები. უკანასკნელნი და ზოგჯერ სხვა „უცხო“ ნაწილაკები (მათ შორის ბაქტერიები) კრისტალიზაციის ცენტრებად იქცევიან ხოლმე. რომელთა ზედაპირზე ნივთიერების ორნდათან დაგროვება კრისტალების წარმოქმნას აპირობებს. ზოგ ასეთ შემთხვევაში ნათლად ჩანს კრისტალის ზონური აგებულება. მისი თანდათანობითი ზრდა. კრისტალიზაციის პროცესის დასაწყისში (იგულისხმება ერთგვაროვანი ხსნარი) კრისტალიზაციის ცენტრის ირგვლივ ყოველთვის არის ე. წ. „თავისუფალი“ არე. რომელშიც კრისტალის ზრდა-გარეითარება თავისუფლად მიმდინარეობს მანამდე, სანამ სიმკვრივე არ წარმოიქმნება, ე. ი. თავისუფალი არის უკმარისობა არ შეიქმნება. უნდა გავითვალისწინოთ, რომ საერთოდ კრისტალიზაცია რთული გზით მიმდინარეობს. მაგრამ პროცესის მთავარი მიმმართველი მაინც ხსნარის გაცივების ან გადაჭერებულობის ხარისხია; რამდენადაც მალალია რომელიმე ამოთვანი, მით უფრო მეტია ხსნარში თვითნებრივად წარმოქმნილი კრისტალიზაციის ცენტრები, ე. ი. ამ შემთხვევაში კრისტალები ბევრი გაჩნდება, მაგრამ მცირე ზომის იქნებიან. ასე რომ, თუ კრისტალიზაციას სუსტად გავჩერებული ხსნარი იწყებს,

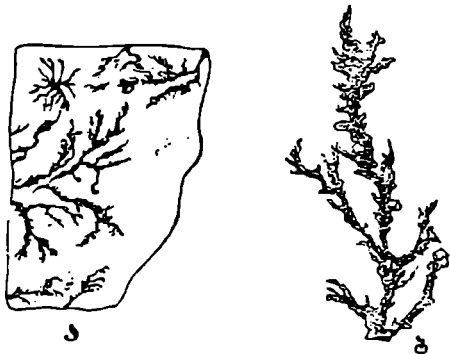
რომელშიც შესატყვისად მცირე რიცხვი იქნება კრისტალიზაციის ცენტრებისა, ხსნარი მთლიანად დაკრისტალების შემთხვევაში მსხვილკრისტალურ აგრეგატებს წარმოქმნის და პირიქით, ძლიერ გაჭვრებული (კონცენტრიული) ხსნარი, მდიდარი კრისტალიზაციის ცენტრით ფარულ კრისტალურ აგრეგატებს მოგვცემს. მაგრამ ამასთან ერთად არის სხვა მოვლენებიც. ზოგჯერ ამა თუ იმ გზით წარმოშობილი მინერალის კრისტალები ან ამ კრისტალებით აგებული ქანები რომელიმე ხსნარის მოქმედების არეში მოიქცევიან. ასეთ დროს მინერალსა და ხსნარს შორის იწყება ურთიერთშორის მოქმედების რეაქცია — ნივთიერების გაცვლის გზით. ამგვარ ჩანაცვლებით პროცესს, რომელიც ბუნებაში იშვიათი როლია, მეტასომატიზმს უწოდებენ. არის შემთხვევები, როცა რომელიმე მინერალის კრისტალი ნაწილობრივ ანდა მთლიანადაც შეიცვლება (ჩანაცვლება) „უცხო“ ნივთიერებით და თანაც იმგვარად, რომ პირველადი კრისტალის ფორმა უცვლელი დარჩება, შინაარსი, ე. ი. შედგენილობა კი სხვა იქნება. ეს მოვლენა მინერალოგიაში ფსევდომორფიზმის ანუ ცრუ ფორმის სახელწოდებით არის ცნობილი. არჩევნად ამოვსებით და ჩანაცვლებით ფსევდომორფიზმს: პირველი — ფორმის მექანიკური ამოვსებით ჩნდება, მეორე კი — ქიმიური ჩანაცვლების გზით.

დღეისათვის ბუნებაში სამიათასამდე მინერალია ცნობილი, რომელთაც სხვადასხვა ფორმა, ფიზიკური თვისებები და ქიმიური შედგენილობა ახასიათებთ. ცალკეულ ამ თვისებათა შესწავლას მინერალთა კვლევაში დიდი მნიშვნელობა აქვს. რაც გვეხმარება მათ დიაგნოსტიკაში.

მინერალთა გარემონი ფორმა

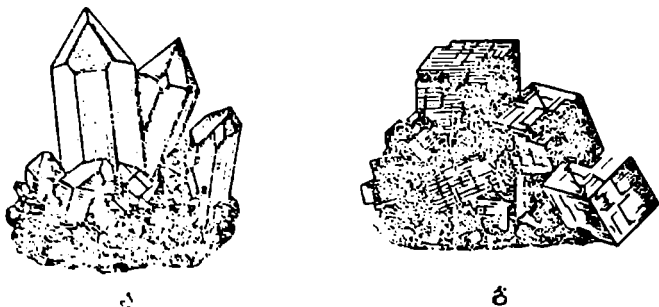
ბუნებაში მინერალები გვხვდება ან კარგად განვითარებული კრისტალების სახით, ან კრისტალურ აგრეგატებად. გარეგნული ფორმის ანუ იერის მიხედვით კრისტალები შეიძლება იყოს იზომეტრული, ე. ი. ყველა მიმართულებით ერთნაირად განვითარებული, პარიზმული — ერთი მიმართულებით წაგრძელებული (ასეთ შემთხვევაში იტყვიან: სეტიცები, ნემსიციები, თმისები და სხვ.), ფორტიკოვანი — ორი მიმართულებით წაგრძელებული და ა. შ.

აგრეგატებს შორის ჰშირია დენდრიტები — წარმოშობილი შრეთა შორის სიბრტყეებში ან ვიწრო ნაპრალებში, რომელთაც სწრაფი კრისტალიზაციის შედეგად ხავსის ან ხის ტოტის ფორმა მიუღიათ (ნახ. 58); დრუზები — კრისტალთა შენაზარდები — ერთი ბოლოთი მიმაგრებული სუბტრატზე, თავისუფალ ბოლოებზე კარგად განვითარებული ფორმებით (ნახ. 59); სეკრეციები — წარმოშობილი ქანთა სივრცეებში; მინერალის ზრდა ხდებოდა სიციურილის კედლებიდან ცენტრისაკენ (ნახ. 60), თუ ამ გზით წარმოშობილმა მინერალმა კრისტალებმა ვერ

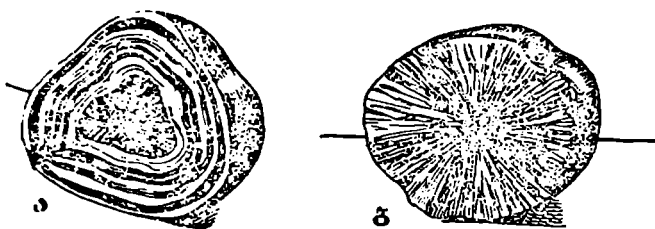


ნახ. 58. მანგანუმის ჟანგის (ა) და ვერცხლის (ბ) დენდრიტები.

ამოავსეს სიცარიელე, მიიღება ევოდა. მცირე ზომის ევოდისებრ ფორმებს წუ-
შურები ეწოდებათ. კონკრეციები უფრო ხშირად სფერული ფორმის
(ნახ. 60) მინერალური აგრეგატებია, უპირატესად წარმოშობილი პორიან დანა-

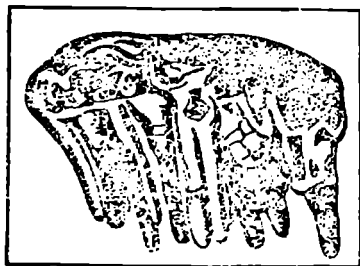


ნახ. 59. შთის ბროლის (ა) და ქვამარილის (ბ) დრუზები.



ნახ. 60. სეკრეცია (ა) და კონკრეცია (ბ).

ლექ ქანებში. სეკრეციებისაგან განსხვავებით, ამ მინერალის ზრდა ხდება გარკვეუ-
ლი წერტილის — ცენტრის ირგვლივ. ამავე დროს, ამ ცენტრიდან კრისტალების
ზრდა წარმოებს რადიალური მიმართულებითაც, რის შედეგადაც კონკრეციებს



ნახ 61. რკინის ენგის ნაეონი ფორმა.

კრილში რადიალურ-სხივოსნური და
ზოგჯერ კონცენტრული აგებულება
აქვთ. ძალიან ხშირად კონკრეციე-
ბის პერიფერიაზე კარგად განვითა-
რებული კრისტალები წარმოიშობა.
ოოლითები ფეტვის ან მუხუ-
ლოს ზომის სფერული მარცვლებია,
წარმოშობილი ქვიშის პატარა ზო-
მის მარცვლებზე ან ბაქტერიების
სხეულზე მინერალური ნივთიერების
კონცენტრულად (ნაქუქისებურად)
დალექვით. ნაეონი ფორმები,
რომელთაგან უფრო ხშირია ყინუ-

ლის ლოლუების მსგავსი სტალაქტიტები, სტალამიტები და თირკმლისებრი ნდ-
ვენთი ფორმები, ნაპარლებიდან გამოუონილი ბიკარბონატული ან რკინის ჰიდრო-
ენგის ნივთიერებით გაჯერებული ხსნარებიდან წარმოიშობა (ნახ. 61). სტალაქ-

ტიტების ზრდა ყინულის ლოდების მსგავსად ზემოდან ქვემოთ ხდება, სტალაგ-მიტებისა კი — პირიქით (ნახ. 62). ორივე ამ ფორმას განივკვეთში ზონალურ-კონცენტრული აგებულება ახასიათებს. გარდა ზემოხსენებული ფორმებისა, ხშირია აგრეთვე მარცვლოვანი, მკვრივი და მიწისებრი აგრეგატები.

მინერალთა ფიზიკური თვისებანი

ყველა მინერალს ახასიათებს გარკვეულ ფიზიკურ თვისებათა კომპლექსი, რასაც მინერალის დიაგნოსტიკისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს. მნიშვნელოვან ფიზიკურ თვისებად ითვლება სიმაგრე, კუთრი წონა, ფერი, ელვარება, ტყევალობა, მონატეხი, მეგნიტურობა და სხვ.

სიმაგრე არის წინააღმდეგობა, რომელსაც მინერალი იჩენს რაიმე მახვილი წვერით გაფხაჭნის ან გაჭრის მიმართ. მინერალები სიმაგრის მიხედვით იყოფა 10 ჯგუფად. სიმაგრის ეტალონად ფ. მოოსის მიერ მიღებულია შემდეგი მინერალები:

- | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|
| 1. ტალკი $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ | 6. ოროთოკლაზი $K[AlSi_3O_8]$ |
| 2. თაბაშირი $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ | 7. კვარცი SiO_2 |
| 3. კალციტი $CaCO_3$ | 8. ტოპაზი $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$ |
| 4. ფლუორიტი CaF_2 | 9. კორუნდი Al_2O_3 |
| 5. აპატიტი $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$ | 10. ალმასი C |

რიგითი ნომერი აქ მინერალის სიმაგრეს გამოხატავს. პრაქტიკულად სიმაგრეს სხვანაირად საზღვრავენ: ფრჩხილით აღვიღად იფხაჭნება ის მინერალები, რომელთა სიმაგრე ორს არ აღემატება. ნემსით იფხაჭნება 3 — 5 სიმაგრის მქონე მინერალები, 6-ზე მეტი სიმაგრის მინერალები მინას ქრის და ა. შ.

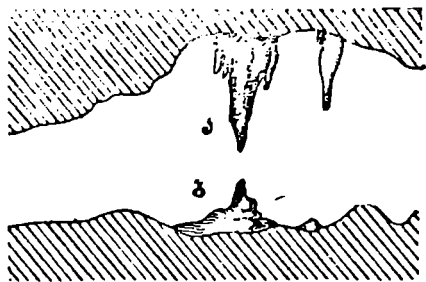
კუთრი წონა. მინერალებში კუთრი წონა საკმაოდ დიდ ფარგლებში მერყეობს. ერთზე ნაკლები კუთრი წონა აქვს ყინულს, თხევად ბიტუმს და სხვ. ოსმიუმის ჯგუფის მინერალებში კი კუთრი წონა 23-მდე აღწევს. ყველაზე ფართოდ გავრცელებულ ქანაშენ მინერალებში კუთრი წონა 2.5 — 3.5 ფარგლებში იცვლება. საერთოდ მსუბუქ მინერალებს ეკუთვნის ქვმარილი, თაბაშირი, გოგირდი და სხვ, მძიმეებს — ტყვიის კრილა, ხალასი სპილენძი, ვერცხლი, ოქრო და სხვ.

ტყევალობა და მონატეხი. ტყევალობა ერთი ან რამდენიმე მიმართულებით აღვიღად ტყევის უნარს ნიშნავს. მინერალის ეს თვისება მისი შინაგანი სტრუქტურით — კრისტალის მესერის თავისებურებით განისაზღვრება.

არჩევენ ტყევალობის შემდეგ ხარისხებს: იდეალურს, სრულს, საშუალოს, არასრულს და სუსტს (ნახ. 63).

მინერალის დამტყვევის დროს, თუ ის ტყევალობის სიბრტყის გასწვრივ არ იმსხვრება, უსწორმასწორო ზედაპირი მიიღება, რომელსაც სხვანაირად კიდეე მონატეხს უწოდებენ. არჩევენ ნიჟარისებრ, კაუჭისებრ, ზიჟვისებრ, მარცვლოვან მონატეხს და სხვ.

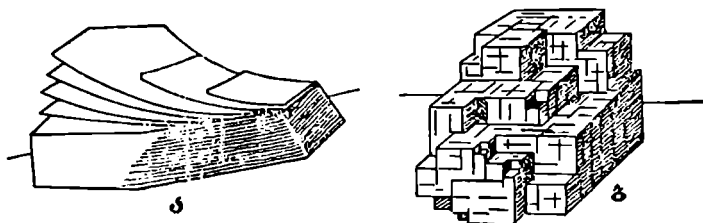
ელვარება მინერალის ზედაპირზე დაცემული სხივების არეკვლით და გარდატეხით განისაზღვრება. არჩევენ მეტალურს, მეტალისებრ და არამეტალურ



ნახ. 62. სტალაქტიტი (ა) და სტალაგმიტი (ბ).

ელვარებას. მეტალური ელვარება ახასიათებს ბევრ ხალას ელემენტს და გოგირდოვან ნაერთს, მეტალისებრი — ზოგიერთ ჟანგეულს და სხვ., არამეტალური ელვარება გამჭვირვალე მინერალებისათვის არის დამახასიათებელი. არჩევენ ამ ელვარების შემდეგ სახეებს: ალმასისებრს, მინისებრს, ცხიმოვანს, საღაფისებრს, აბრეშუმისებრს და სხვ.

ალმასისებრი ელვარება ყველაზე ძლიერია და მინერალის შინაგანი არეკვლითაა გაპირობებული. მინისებრი ელვარება მინას მოგვაგონებს; ცხიმოვანი ელვარება ძლიერ ჰგავს ცხიმწასმულ ზედაპირს; საღაფისებრი ელვარება ლოკოკინის ნიქარის შიდა ზედაპირს ჰგავს, რომელზეც ცისარტყელას მსგავსი ერთმანეთში გარღმავალი ფერებია შესამჩნევი; აბრეშუმის ელვარება ბოქვოვანი აგებულების მინერალებისათვის არის დამახასიათებელი.



ნახ. 63. ტყეჩალობა ქარსებსა (ა) და ქვამარილში (ბ).

ფერო. არჩევენ მინერალის იდიოქრომატულ, ალოქრომატულ და ფსევდოქრომატულ ფერს. იდიოქრომატული ანუ მინერალის საკუთარი ფერი მისი ქიმიური შედგენილობით და აგებულებით განისაზღვრება. ალოქრომატული ანუ უცხო ფერი მიწარეებით არის გაპირობებული. ფსევდოქრომატული ანუ ცრუ ფერი მინერალში გაეღილი სხივის დაშლის, არეკვლის ან რადიოაქტიური დასხივების მოვლენის შედეგია.

არის კიდევ მოვლენა, რომელსაც ლუმინესცენცია ეწოდება. მისი არსის არის, რომ ზოგიერთი მინერალი კათოდურ ან ულტრაიისფერ სხივთა დასხივებით ნათებას იწყებს. არსებობს ორი ტიპის ნათება (გამოსხივება): ერთი ისეთი, როცა მინერალი ანათებს მხოლოდ დასხივების პერიოდში და იწოდება ფლუორესცენციად და მეორე — როცა ნათება დასხივების შემდეგაც გრძელდება — ეს იქნება ფოსფორესცენცია. უქანასკნელი საერთოდ იშვიათია, მაგრამ ზინც ვლინდება ზოგიერთ მინერალში, მაგალითად, არაგონიტში (CaCO_3) და თაბაშირში ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). რაც შეეხება პირველს, ე. ი. ფლუორესცენციას, იგი ბევრი მინერალისათვის არის დამახასიათებელი და პირველ რიგში ფლუორიტისათვის (CaF_2), რომელიც გამოსხივებას ამქლავებს ვახურებით (თერმოლუმინესცენცია) და დაწოლითაც (ტრიბოლუმინესცენცია).

ლუმინესცენციის ფერსა და ინტენსივობას მინერალის კრისტალურ მესერში უცხო იონების (Mn , Cr , Pb , Mo და სხვ.) არსებობას მიაწერენ. ამ მინარეების ხასიათის მიხედვით მინერალთა ლუმინესცენცია სხვადასხვა ფერისაა და სწორედ ეს თვისება გამოიყენება დიაგნოსტიკისათვის.

არის კიდევ მოვლენა, რომელიც მინერალების დასხივებით გამოწვეულ გაუფერულებასა და გამუქებაში გამოიხატება, მას ტენერისცენციას უწოდებენ.

ხაზის ფერი (მტრიხი) ფხვნილად ქეული მინერალის ფერს გამოხატავს. პრაქტიკაში მიღებულია მინერალის წასმა მოუქიქურებელ ფაიფურის ფირფიტის

ხორკლიან ზედაპირზე, რომელზეც მინერალი მისთვის დამახასიათებელი ფხენილის ფერს სტოვებს. ცნობილია, რომ მინერალის ფერი ყოველთვის არ შეესაბამება მისი შტრიხის ფერს. ასე, მაგალითად, პირიტი ყვითელი ფერისაა, შტრიხი კი შავი აქვს და ა. შ.

მაგნიტური თვისებები. ზოგიერთი მინერალი მკაფიოდ გამოვლენებულ მაგნიტურ თვისებას იჩენს. განსაკუთრებით ეს ითქმის მინერალ მაგნეტიტზე (Fe_3O_4) და ჰემატიტის სახესხვაობაზე მაგნეტიტზე (γFe_2O_3). მაგნიტური მიმზიდველობა ემჩნევა აგრეთვე ზოგიერთ ხალას მეტალს (Pt) და სულფიდურ შენაერთს (პიროტინს). ამ თვისების მიხედვით მინერალები იყოფიან: დიამაგნიტურად, პარამაგნიტურად და ფერომაგნიტურად.

დიამაგნიტურ მინერალებს ახასიათებთ უმნიშვნელო უარყოფითი, მაგნიტური ამთვისებლობა, მათ ატომებს არ გააჩნიათ საკუთარი მაგნიტური მომენტი და ამიტომ ისინი მაგნიტიდან უკუგდებული არიან. რაც შეეხება პარამაგნიტურ და ფერომაგნიტურ მინერალებს, მათ, პირიქით, დადებითი მაგნიტური ამთვისებლობა აქვთ, განსაკუთრებით ფერომაგნიტურ მინერალებს, რომლებიც სხვადასხვა ზარისხით, მაგრამ შესაძინევად მიიზიდებიან მაგნიტით. მაგნიტიზმის თვისებას ქანებიც ამჟღავნებენ, რადგან მათში ყოველთვის იპოვება ფერომაგნიტური მინერალები. მინერალთა მაგნიტურ თვისებას ახლა პრაქტიკულადაც იყენებენ. ჯერ ერთი, რკინიან მადანთა გასამიდრებლად (მაგნიტური სუპარაცია), და შემორეც, საბადოთა (მათ შორის დამარხული) საზღვრების დასადგენად, რასაც გეოფიზიკოსები მიმართავენ ხოლმე.

ბოლო დროს დიდი ყურადღება ექცევა პალეომაგნეტიზმს, რომელიც იკვლევს გეოლოგიური წარსულის მიწის მაგნიტურ ველს. ამ მიზნით იკვლევენ ფერომაგნიტური მინერალების შემცველ ქანებს, სადაც ეს მინერალები ქანის ფორმირების საწყის სტადიაში არიან წარმოქმნილი. და აი ასეთ ქანებში ყოველთვის არის ე. წ. ნარჩენი დამაგნიტება, რომელსაც შენარჩუნებული აქვს წარმოშობის დროინდელი მიწის მაგნიტური ველის შესატყვისი მიმართულება. სხვადასხვა ასაკის ქანებში ნარჩენი დამაგნიტების შესწავლა საშუალებას იძლევა მიღებულ იქნეს სანტიგრესო ცნობები მიწის მაგნიტური ველის ცვალებადობის შესახებ. ამიტომ, რომ ამჟამად პალეომაგნეტიზმს დიდი ყურადღება ექცევა როგორც ერთ-ერთ საიმედო გზას გეოლოგიურ წარმოქმნათა კორელაციისათვის.

ელექტრონული თვისებები ელექტროგამტარებლობას გულისხმობს, რომელიც კუთრი ელექტროწინააღმდეგობით აღინიშნება (ომ-სანტიმეტრებში). ამ სიდიდის მიხედვით მინერალები იყოფიან: გამტარებლებად, დიელექტრიკებად და ნახევრად გამტარებლებად. გამტარებლებს მიეკუთვნება ყველა ისეთი მინერალი, რომლებშიც ელექტრონების გადაადგილება თავისუფლად მიმდინარეობს და თანაც ელექტრონთა კონცენტრაცია მუდმივია და არ არის გარე ფაქტორებზე დამოკიდებული. დიელექტრიკებში ელექტროგამტარებლობა ძალზე დაბალია, მაგრამ შეიძლება შექანიკური გზით მათი დაელექტროება. ნახევრად გამტარებლები საშუალო ადგილს იკავებენ გამტარებლებსა და დიელექტრიკებს შორის. თუმცა ასეთი განსაზღვრა პირობითია, რადგანაც ნახევრად გამტარებლები შეიძლება გადავაქციოთ დიელექტრიკებად და, პირიქით. ნახევრად გამტარებლები არიან ზოგიერთი სულფიდები, სელენიდები, ტელურიდები და სხვა.

არის კიდევ მოვლენა, რომელსაც პიეზოელექტრობა¹ ეწოდება. ამ მოვლენის არსი ის არის, რომ რომელიმე კრისტალიდან, ვთქვათ, კვარციდან, ორიენტირ-

¹ პიეზო ბერძნ. დაწვლას ნიშნავს.

რებულადა გამოპირილი პარალელეპიპედი ისე, რომ ერთი წყვილი წახნავი L_1 -ის პერპენდიკულარული იყოს და მეორე წყვილი კი ერთი რომელიმე L_2 -ის, მაშინ ასეთი ფორფიტის შეკუმშვით და გაქიმვით L_2 -ის პარალელურად ანდა მართობულად L_1 და L_3 -ის წახნავზე წარმოიქმნება ელექტრონული მუხტი. როცა ასეთი ფორფიტა კვარცისაა, მაშინ შესატყვისად პიეზოკვარცი გვექნება.

ამასთან არის დაკავშირებული აგრეთვე ე. წ. პიროკლექტრობა¹. ამ შემთხვევაში ელექტრომუხტების წარმოშობას ადგილი აქვს მინერალის ვახურების დროს ანუ ვაკუარი ელექტრობის კარგ მაგალითად მინერალი ტურმალინი გამოდგება.

პიეზოელექტრობის თვისების მატარებელ კრისტალებს დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვს რადიოტექნიკაში და საერთოდ — ფიზიკაში. სხვა ფიზიკური თვისებებიდან მნიშვნელობა აქვს მინერალთა ოპტიკურ თვისებებს და აგრეთვე დნობის ტემპერატურას, ქვედადობის უნარს და სხვ.

მინერალთა ქიმიური თვისებები

მინერალი, როგორც ეს ზემოთ იყო აღნიშნული, შეიძლება ერთი რომელიმე ელემენტისაგან შედგებოდეს, ან, რაც უფრო ხშირია, ელემენტების ნაერთს წარმოადგენდეს. ერთსა და მეორე შემთხვევაშიც მინერალის ქიმიური შედგენილობა ქიმიური ანალიზის საშუალებით დგინდება: ლაბორატორიულად მიღებული შედეგების გადაანგარიშებით ხდება ემპირიული (მოლეკულური) და სტრუქტურული (კრისტალოქიმიური) ფორმულის შედგენა. მოლეკულური ფორმულა მინერალში შემავალი ელემენტების რაოდენობრივ შეფარდებას გამოხატავს. ასეა ეს ნაჩვენები მინერალ ტალკის ფორმულაში — $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. სადაც მინერალის შედგენილობა ჟანგელების სახით არის გამოხატული. იგივე მინერალის სტრუქტურული — კრისტალოქიმიური ფორმულა კი, რომელიც გვიჩვენებს არა მარტო შედგენილობას, არამედ მინერალში შემავალი ატომების სივრცობრივ განლაგებას კრისტალურ მესერში და მათ კავშირს, ასეთია — $Mg_3[Si_3O_{10}](OH)_2$. ამ სახით დაწერილი ფორმულიდან ჩანს, რომ წყალი მინერალში არა H_2O -ს სახით არის, არამედ ჰიდროქსილის (OH) სახით და რომ სილიციუმი $[Si_3O_{10}]$ ფენობრივ კომპლექსს — ანიონს წარმოადგენს კრისტალურ მესერში. მაგრამ, როგორც უნდა იყოს დაწერილი ეს ფორმულები, ყოველთვის როდი ასახავენ ისინი მინერალის ზუსტ ქიმიურ შედგენილობას, რადგანაც მინერალში ხშირად ვხვდებით ამა თუ იმ ხასიათის მინარევს. ვარდა ამისა, ზოგიერთ მინერალს აქვს უნარი, წარმოქმნას ე. წ. იზომორფული² ნარევეები ანუ „მყარი ხსნარები“. იზომორფიზმი ფართოდ გავრცელებული მოვლენაა და როგორც ზემოთ კრისტალოგრაფიის ნაწილში აღნიშნულა, მისი არსი ის არის, რომ მინერალის კრისტალურ მესერში, რომელიმე ქიმიური ელემენტის ატომებს (იონებს) ანაცვლებს სხვა ელემენტის ატომები თუ იონები და თანაც იმგვარად, რომ კრისტალური მესერი უცვლელი რჩება. ასე, მაგალითად, მინერალი ოლივინი, რომლის ფორმულაა $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, ფორმულა — $Mg_2[SiO_4]$ და ფაიალიტის — $Fe_2[SiO_4]$ იზომორფულ ნარევს წარმოადგენს. ამ შემთხვევაში მაგნიუმის ატომი რკინის ატომს აქვს ჩანაცვლებული. ასევე ეს ვოლფრამიტში — $(Fe, Mn)WO_4$, სადაც მანგანუმის ატომები რკინის ატომებს ჩაუნაცვლებია. არის კიდევ იზომორფიზმის უფრო რთული შემთხვევები, რომელთა დროსაც კრისტალურ სტრუქტურებში მთელი კომპლექსების ჩანაცვლებას

¹ პირო ბერან. ცეხლს ნიშნავს.

² იზომორფიზმი, ბერან. — ფორმით მსგავსი.

აქვს ადგილი. ვიმეორებთ, რომ ამგვარი იზომორფიზმის მაგალითს გვიჩვენებს პლაგოკლაზები, აქ კომპლექსი $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ კომპლექსს ენაცვლება, იქმნება ნარევების უწყვეტი რიგი. ამ რიგის კიდური წევრებია ალბიტი (Ab) — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ და ანორთიტი (An) — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, რომელთა იზომორფულად შერევა ქიმიური და ფიზიკური თვისებებით განსხვავებულ წევრებს წარმოქმნის. მაგ., მინერალი ოლიგოკლაზი, რომელიც პლაგოკლაზების რიგის ერთ-ერთი წევრია, ალბიტისა და ანორთიტის იზომორფულ ნარევეს წარმოადგენს. მის შედგენილობაში დაახლოებით 10 — 30% ანორთიტის მოლეკულა შედის, დანარჩენი, ე. ი. 90 — 70% ალბიტია. ასეთი შედგენილობის ოლიგოკლაზის ქიმიური ფორმულა შეიძლება ასე დაწეროთ: 10 — 30% $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$: 90 — 70% $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. ზოგიერთი მინერალის შედგენილობაში წყალიც მონაწილეობს, სადაც იგი ორგვარი ბუნებისაა: ერთი ე. წ. „თავისუფალი“, რომელიც მინერალის კრისტალური მესერის აგებულებაში არ შედის, მეორე კი „დაკავშირებული“, ე. ი. კრისტალურ მესერში შემავალი (ასეთ წყალს სხეანაირად კონსტიტუციურს და კრისტალიზაციურს უწოდებენ). პირველი ანუ თავისუფალი წყალი ძირითადად ორგვარი ხასიათისაა: ცეოლითური და აღორბციული. ცეოლითური წყალი მინერალს გახურებით სცილდება თანდათან 80 — 400° ფარგლებში, კრისტალური სტრუქტურის დაუშლელად, მაგრამ ფიზიკური თვისებების (გამჭვირვალობის ხარისხის, კუთრი წონის და სხვ.) თანდათან შეცვლით.

აღორბციული წყალი მინერალს მექანიკურად აქვს შეერთებული და ამიტომ ადვილად სტოვებს მას 110°-მდე გახურებისას.

სხვაგვარი ხასიათისაა დაკავშირებული წყალი. იგი მინერალის სტრუქტურაში (OH) და H_2O სახით შედის. პირველი (OH) მხოლოდ მაღალ ტემპერატურაზე (300 — 1300°) გამოიყოფა და მინერალის კრისტალური მესერის დაშლას იწვევს, მეორე H_2O -ს მოლეკულების სახითაა დაკავშირებული მინერალთან და ამ უკანასკნელს გახურებით (მეტ შემთხვევაში 300 — 500° მდე) ერთდროულად თუ არა ნახტომისებურად გამოიყოფა და კრისტალური მესერის შეცვლას იწვევს. ამ დროს წარმოიშობა ან წყლის მცირე რაოდენობის შემცველი (კრისტალოჰიდრატი), ან უწყლო შენაერთი, მაგალითად: $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4$.

მინერალთა მინერალიზაცია

ცნობილია მინერალთა წარმოშობის სამი ძირითადი პროცესი — მაგმური ანუ ენდოგენური, დანალექი ანუ ეგზოგენური და მეტამორფული ანუ სახეცვლილი.

მაგმური ანუ ენდოგენური პროცესში გამოიყოფა ოთხი ძირითადი სტადია: საკუთრივ მაგმური, პეგმატიტური, პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული.

საკუთრივ მაგმური სტადიაში მინერალთა წარმოშობა უშუალოდ მაგმის კრისტალიზაციას უკავშირდება. მინერალთა გამოყოფა გარკვეული თანამინდევრობით ხდება: პირველ რიგში გამოკრისტალდება ის მინერალები, რომელთაც დნობის მაღალი წერტილი აქვთ, ასეთებია: რკინითა და მაგნიუმით გაჯერებული მინერალები, რომელთა შემდეგ შედარებით ადვილად მდნობი ალუმოსილიკატები იწყებენ კრისტალიზაციას.

პეგმატიტური¹ სტადია მაგმის მთავარი მასის დაკრისტალების შემდეგ დარჩენილი მდნარის აქტივობას გამოხატავს. ნარჩენი მდნარი შედარებით მდიდა-

¹ პეგმატოს, ბერძ., — შვიდრო კავშირი.

რო SiO_2 -ით და წყლის ორთქლით. დიდი რაოდენობითაა მასში აგრეთვე გაზები (HF , H_2S , HCl , CO , CO_2) და აქროლადი ნაერთები (S , B , I '), რომელნიც ნარჩენ მდნარს აქტიურს — მოძრავს ხდიან და ამით ხელს უწყობენ მინერალთა გამოყოფას — მათ ზრდას. ამგვარი მდნარი ადვილად აღწევს (იჭრება) ადრე გამყარებულ ქანებში და პეგმატიტურ ძარღვებს წარმოქმნის. პეგმატიტში ჩვეულებრივ მინერალთა რიცხვი შეირება, ხოლო კრისტალთა ზომა — დიდი. დამახასიათებელია მინერალთა ერთდროული გამოყოფა (კვარცი და ფელდშპატი) და იშვიათ ელემენტთა კონცენტრაცია.

პნევემატოლითურ სტადიაში მთავარ როლს ასრულებს მაგმიდან გამოყოფილი წყლის ორთქლი, გაზები და აქროლადი ნივთიერებები. მათი გამოყოფა იმ შემთხვევაში ხდება, როცა შინაგანი წნევა ბევრად უფრო მეტია გარეგან წნევაზე. ამ ნივთიერებათა ურთიერთქმედება და მათი გავლენა ადრე წარმოქმნილ ქანებზე (პნევემატოლითურ მეტასომეტიზში) მინერალების მეტად სანტიტრესო ასოციაციას წარმოშობს. პნევემატოლითურ პროცესს ადგილი აქვს აგრეთვე ვულკანური ამოფრქვევების დროს. ხალასი გოგირდი, კალის ქვა, ბორის მინერალები და სხვები, აქროლადი ნივთიერების ეულკანური სუბლიმაციის პროდუქტებს წარმოადგენენ.

მაგმის გაცივების ბოლო სტადიაში მაგმიდან გამოყოფილი გაზები და აქროლადი ნივთიერებები, გარკვეულ პირობებში, კონდენსაციას განიცდიან და გადახურებული წყალი ხსნარების — ჰიდროთერმების სახით მაგმური სხეულის სახერავის ქანთა ნაპრალებში მოძრაობს. აქ ჰიდროთერმები ანაცვლებენ და ხსნიან ნაპრალის კედლის ქანებს, ხოლო დაბალ წნევიან დგილებში ძვითონევე ახდენენ სხვადასხვა მინერალის გამოლექვას. ამ გზითაა წარმოშობილი უმთავრესი სულფიდური მინერალები, კვარცი, კალციტი და სხვა. რომელთაც მეტ შემთხვევაში ძარღვული ფორმის სხეულები ახასიათებთ. არჩევენ სიღრმის მაღალტემპერატურიან (ჰიპოთერმულს), საშუალო ტემპერატურიან (მეზოთერმულს) და მცირე სიღრმის დაბალტემპერატურიან (ეპითერმულ) ძარღვებს.

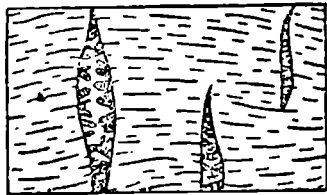
ეგზოგენური ანუ დანალექი ტიპი. ამ შემთხვევაში მინერალთა წარმოშობი პროცესები უშუალოდ მიწის ზედაპირზე ან მის ახლოს მიმდინარეობს. ეგზოგენურ ტიპში გაერთიანებულია: 1) გამოფიტვის პროცესებით წარმოშობილი მინერალები, 2) მინერალები — დალექილი ზღვებში, ტბებსა და ჭაობებში და 3) მინერალები — გამოყოფილი ლავუნებსა და მლაშე ტბებში. პირველ შემთხვევაში მინერალთა წარმოშობა მიმდინარეობს ტემპერატურის რყევადობით, ყანგბადის, ნახშირორჟანგის, წყლის და მიკროორგანიზმების მოქმედებით. ენდოგენური პროცესებით წარმოშობილი მინერალები თუ ქანები მექანიკურად და ქიმიურად იშლება და გვაძლევს ახალ მინერალებს (კაოლინიტი, ლიმონიტი და სხვ.); მეორე შემთხვევაში ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვით მიღებული მასალა მდინარეების მიერ გადაიტანება გახსნილი ან ატივტივებული სახით და ილექება ზღვებსა და ტბებში. ხშირად ამ მასალის დალექვის პროცესში მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ბაქტერიები, რომლებიც ითვისებენ ზოგ ნივთიერებას და აწარმოებენ მათ კონცენტრაციას. ამ გზით წარმოიშობა რკინის მნიშვნელოვანი საბადოები ტბებსა და ჭაობებში. ანალოგიური პროცესებით ხდება ზღვებში მარგანეცის, ფოსფორიტების და სხვა სასარგებლო მინერალების დაგროვება; მესამე შემთხვევაში მინერალები წარმოიშობა წმინდა ქიმიური გზით. ინტენსიური აორთქლება, რომელიც მარილების კონცენტრაციის თანდათან გაზრდას იწვევს, საბოლოო ჯამში იძლევა სულფატების და ქლორიდების დიდი რაოდენობით დაგროვებას. მაგალითისათვის შეიძლება დავასახელოთ ყარაბოღაზ-გიოლი, სადაც დიდი რაოდენობით გამოიყო-

ფა მირაბილიტი, ან ელტონისა და ზასკუნჩაყის ტბები, რომლებშიც ქვამარილი ილექება.

მეტამორფული ტიპი, მეტამორფიზმის პროცესი უპირატესად მიწის ქერქის ღრვა (6 — 10 კმ) ზონებში მიმდინარეობს. ტექტონიკური პროცესებით დაძირული მაგმური და დანალექი ქანები მალალი წნევის, მალალი ტემპერატურის, გაზების და წყლის ორთქლის მოქმედებით ღრვა ცვლილებებს განიცდიან. ხშირად ადგილი აქვს მყარ მდგომარეობაში მეორად გადაკრისტალებას და ახალი მინერალების წარმოშობას. ეს პროცესი ზოგჯერ იმდენად შორს მიდის, რომ ქიმიური შედგენილობის შეცვლასაც კი აქვს ადგილი. პრაქტიკული თვალსაზრისით მეტად საინტერესო მინერალთა ასოციაცია ჩნდება მაგმის და დანალექი ქანების შეხების ზოლში ე. წ. კონტაქტური მეტამორფიზმის დროს (იხ. ნაწილი მეხუთე); ამ შემთხვევაში ჯერ მალალი ტემპერატურა, შემდეგ კი გაზების და ხსნარების მოქმედება სრულიად ახალი მინერალების წარმოშობას იწვევს. კონტაქტური წარმოშობისაა რკინის მრავალი საბადო, მათ შორის ურალის, დაშქესანისა და სხვ.

მეტამორფულ პროცესებთან არის დაკავშირებული ე. წ. ალპური ტიპის¹ ძარღვთა მინერალების წარმოშობა. ასეთ მინერალებს ჩვეულებრივ ლატერალ-სეკრეციულ² წარმონაქმნებად მიიჩნევენ.

ალპური ტიპის ძარღვები მეტამორფული ქანების (ფიქლებით, გნეისებით, გრანიტებით) აგებულ ნაოჭა მხარეებში გავრცელებულ წყვეტით გაჩენილ ნაპრალებს აკსებენ. ამასთან ყველა ცალკეულ ტიპის ქანს, რომელშიც ძარღვია განლაგებული, მინერალთა გარკვეული ასოციაცია უკავშირდება, თანაც ძარღვში გამოყოფილი მინერალები ქიმიზმით შექცეული ქანის ქიმიზმს იმორებენ, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ მინერალწარმომქმნელი ნივთიერება ძარღვის შემცველი ქანიდან მომდინარეობს.



ნახ. 64. ალპური ტიპის ძარღვის აგებულების სქემა.

ძარღვებს მეტ შემთხვევაში გამკვეთი, ლენზისებრი ფორმა აქვთ. იმის გამო, რომ გამოკრისტალება თავისუფალ არეში მიმდინარეობს, ამიტომ კრისტალები დიდი

ზომის არიან და მასთან ნათლად ჩანს მათი გამოყოფის მუდმივად ერთნაირი თანმიმდევრობა ერთმანეთისაგან განსხვავებულ რეგიონებშიც კი.

ალპური ტიპის ძარღვებისათვის ყველაზე დამახასიათებელი მინერალებია: კვარცი, ადულარი, ალბიტი, კალციტი, ქლორიტი, რომელსაც ხშირად უერთდება რუტილი, ბრუკიტი, ანატაზი, სფენი, ზოგჯერ ეპიდოტი, აპატიტი, ჰეილანდიტი, ლომონტიტი, დესმინი და სხვა. იმის გაზო, რომ ალპური ტიპის ძარღვებში თითქმის ყოველთვის ჩრება თავისუფალი სიციარიელები, ამიტომ აქ ხსენებულ მინერალებს კარგად განვითარებული ფორმები აქვთ.

დაბოლოს, ერთი მეტად მნიშვნელოვანი მოვლენა. რომელიც მინერალთა წარმოშობასთანაა დაკავშირებული — მინერალთა პარაგენეზისი³. პარაგენეზისის ცნება გულისხმობს მსგავს პირობებში წარმოქმნილ მინერალთა თანარსებობას. ცნობილია, რომ ქანების ამა თუ იმ ჯგუფს მინერალთა გარკვეული ასო-

¹ ასეთი ძარღვები პირველად ალპებში იქნა აღწერილი და სახელწოდებაც აქედან მიიღეს.

² ლატერალ ლათ. — გვერდით განაპირას ნიშნავს.

³ პარაგენეზისი, ბერძ., — ახლო, გვერდზე წარმოშობილი.

ციაკია ახასიათებს. ამ მხრივ, მაგალითად, საკმარისად განსხვავდება SiO_2 -ით ლარიბი ანუ ულტრაფუქე და ფუქე ქანები მთავე ქანებისაგან. პირველთათვის დამახასიათებელია მდნეულ მინერალთა ასეთი ასოციაკია: ქრომიტი, პლატინა, პენტლანდიტი, პიროტინი, სპერილითი, ქალკობირიტი ან ალმასი; მეორისათვის — ოქრო, კასიტერიტი, ვოლფრამიტი, მოლიბდენიტი და პირიტი.

მინერალთა პარაგენეტული ასოციაკიების¹ შესწავლას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძიების საქმეში. მოტანილი ორი მაგალითის თანახმად, თუ ქანში ქრომიტი და პლატინა აღმოვაჩინეთ, მასში უნდა მოველოდეთ პენტლანდიტის, სპერილითის და სხვ. არსებობას. ასევე, თუ მდნეულ ძარღვში ვოლფრამიტი იპოვება, იქვე უნდა ვეძებოთ კასიტერიტი, მოლიბდენიტი, ოქრო და სხვ. ამიტომაც არის, რომ ამჟამად პარაგენეზისის მოვლენების შესწავლას მეტად დიდ ყურადღებას აქცევენ.

მინერალთა კლასიფიკაცია

მინერალთა კლასიფიკაციას საფუძვლად მათი ქიმიური შედგენილობა უძევს. სწორედ ამგვარი მიდგომით დანაწილდა მინერალები ჯერ კიდევ ადრე ჯ. დანას, ვ. ვერნადსკის, ა. ბოლდირევისა და ბოლოს, ა. ბეტეტინის მიერ.

ამჟამად მიღებული კლასიფიკაციით მინერალები დაჯგუფებულია არა მარტო მათი ქიმიური შედგენილობით, არამედ მათი სტრუქტურული აღნაგობით, სტრუქტურის ტიპების მიხედვითაა ამ სახელმძღვანელოში კლასიფიცირებული სილიკატური მინერალები, რომელთა დახასიათება ქვემოთაა მოცემული.

მასალის წყობისა და ათვისების თვალსაზრისით ძლიერ მოხერხებული ჩანს ა. ბოლდირევის მიერ შემუშავებული მინერალთა ქიმიური კლასიფიკაცია, რომელშიც გამოყოფილია შემდეგი კლასები:

I. ხალასი ელემენტები; II. სულფიდები; III. უანგეულები და ჰიდროქსიდგეულები; IV. ჰალოიდური ნაერთები; V. კარბონატები, ნიტრატები; VI. სულფატები, ვოლფრამიტები; VII. ფოსფატები; VIII. სილიკატები.

მინერალთა აღწერა

ხალასი (თვითნაბადი) ელემენტები

ბუნებაში ხალასი სახით ბევრი ელემენტია ცნობილი, რომელთა შორის ზოგი გაზობრივ ან თხევად და ზოგიც მყარ მდგომარეობაშია. მყარ ხალას ელემენტებს შორის ორი ჯგუფი გამოიყოფა: ა. მეტალები, ნახევრად მეტალები და ბ — არამეტალები.

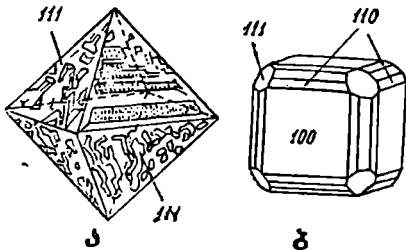
მეტალები და ნახევრად მეტალები. ხალასი მეტალების ტიპური წარმომადგენლებია: ოქრო, სპილენძი, ვერცხლი, პლატინა, ირიდიუმი, ოსმიუმი, პალადიუმი და სხვ., ხოლო ნახევრად მეტალებისა: ბისმუტი, სტიბიუმი და დარიშხანი. ამ ელემენტებიდან ქვემოთ მოცემულია ზოგი კარგად ცნობილი და მასთან დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობის მინერალების დახასიათება.

ხალასი ელემენტების ყველა მეტალი — ოქრო, ვერცხლი, სპილენძი და პლატინა კუბური სინგონიაში კრისტალდება, ახასიათებს მკაფიოდ გამოხატული მეტალური ელვარება, ჰქვდადობის უნარი და მაღალი კუთრი წონა. ოქრო — Au და სპილენძი — Cu მორფოლოგიურად ხშირად მსგავს ფორმებს ქმნიან — დენდრიტების (ნახ. 66). მავთულისებრი და ტოტისებრი აგრეგატების სახით. კრისტა-

¹ ისოციაკია, ლათ., — შეერთება: მინერალოგიაში — მინერალთა გაერთიანება, კავშირი.

ლებისათვის კი ჰექსაედრული, ოქტაედრული და რომბულდოდეკაედრული ფორმა დამახასიათებელი (ნახ. 65).

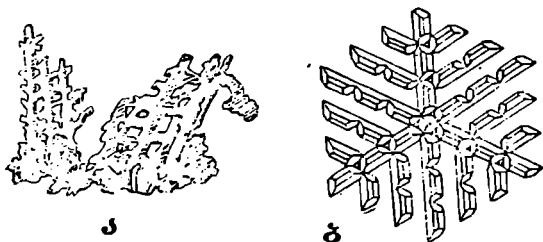
მაგრამ სხვა თვისებებით ეს მინერალები ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან: ოქრო ჰაერზე არ იყვანება, იხსნება მხოლოდ სამეფო წყალსა და კალიუმციანში. სპილენძი ოქროსაგან განსხვავდება მოწითალო ფერით, შედარებით დაბალი კუთრი წონით და ადვილად დაეანჯვის უნარით; ოქროს კუთრი წონა 16 — 19-ს უდრის, სიმაგრე — 3,5; სპილენძისა—8,5—8,9, სიმაგრე—2,5—3. წარმოშობით ოქრო ძირითადად ჰიდროთერმული მინერალია, ხშირია მისი მეორადი საბადოები (ქვიშრობული), სადაც ის მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოიპოვება. სპილენძის საბადოებისა კი ორი ტიპია ცნობილი — ჰიდროთერმული და სპილენძის სულფიდებიდან აღდგენით წარმოშობილი.



ნახ. 65. ოქროს (ა) და სპილენძის (ბ) კრისტალების ფორმა.

ოქროს საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე (ბერეზოვი, კოჩკარი და სხვ.), უაზახეთში (სტეჰნიაც), აღმოსავლეთ ციმბირში, ალდანზე და კოლიმაში; ქვიშრობული საბადოები — ურალზე, ალტაიზე — საიანებში, მდ. ენისეის, კოლიმის და ამურის აუზებში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — სამხრეთ აფრიკაში (ტრანსვაალი), ავსტრალიაში (ბენდიგო, ბალარი), ინდოეთში (კოლარი), კანადაში, კალიფორნიაში.

სპილენძის საბადოები: სსრკ-ში — ყაზახეთში, ურალზე, აღმოსავლეთ საიანზე; საზღვარგარეთ — აშშ (ზემო ტბა).



ნახ. 66. ოქროს (ა) და სპილენძის (ბ) დენდრიტება.

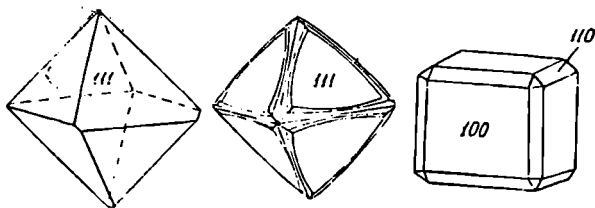
პლატინა — Pt და ვერცხლი — Ag თეთრი ფერის მეტალებია, მაგრამ ერთმანეთისაგან ადვილად გამოირჩევიან კუთრი წონით, სიმაგრით და დნობის ტემპერატურით. პლატინის კუთრი წონა 13 — 21-ს უდრის, სიმაგრე — 4 — 5, დნობის ტემპერატურა — 1774°; ვერცხლის კუთრი წონა 10 — 11 შორის მერყეობს, სიმაგრე — 2,5, დნობის ტემპერატურა — 960°.

პლატინა ტიპური მაგმური მინერალია, ვერცხლი კი — ჰიდროთერმული. პლატინის უდიდესი საბადოებია: სსრკ-ში — შუა და ჩრდილო ურალზე; საზღვარგარეთ — სამხრეთ აფრიკაში, სამხრეთ ამერიკაში, კანადაში, ახალ ზელანდიაში; ვერცხლის დიდი საბადო სსრკ-ში ცნობილი არ არის. ცალკეული გამოვლინებებია ურალზე, ყაზახეთში, ალტაიზე; საზღვარგარეთ — ნორვეგიაში, გერმანიაში (ფრაი-

ბერგი), აშშ, ჩილიში, მექსიკაში, პლატინას ფართოდ იყენებენ წარმოებაში როგორც ძნელად მდნობადს, ქიმიურად მდგრადსა და კარგ ელექტროგამტარ ნივთიერებას. ვერცხლს უმთავრესად იყენებენ სპილენძთან ერთად შენადნობებში ვერცხლის ნაკეთობათა დამამზადებლად. სუფთა ვერცხლი გამოიყენება საფილიგრანო საქმეში.

არამეტალები. ამ ჯგუფის მინერალებიდან ქვემოთ მხოლოდ ორი ელემენტია განხილული, კერძოდ ნახშირბადი და გოგირდი.

ნახშირბადი პოლიმორფული ნივთიერებაა (იხ. ნახ. 48), ამორფული ნახშირის გარდა იგი კუბურ სინგონიაში დაკრისტალბულ ალმასს და ჰექსაგონური სინგონიის გრაფიტს გვაძლევს (ნახ. 67 და 68).



ნახ. 67. ალმასის კრისტალების ფორმა.

ალმასი — C — მეტისმეტად მაგარი (სიმაგრე 10), უფერო, გამჭვირვალე ან ოდნავ მომწვანო. მოლურჯო და სრულიად შავი ფერის (კარბონადო), ძლიერი ელვარების მქონე მინერალია. ალმასი უმთავრესად მაგმური წარმოშობისაა, მაგრამ

მისი დაგროვება ე. წ. მეორად საბადოებში — ქვიშრობებშიც ხდება. უმთავრესი საბადოები: სსრკ-ში — იაკუტიაში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — სამხრეთ აფრიკაში, ბელგიის კონგოში, ბრაზილიაში, ინდოეთსა და სხვ. ფიზიკური თვისებე-



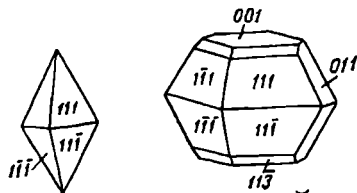
ნახ. 68. გრაფიტის კრისტალების ფორმა.

ბით ღიდად განსხვავებულია ალმასისაგან გრაფიტი.

გრაფიტი — C. ეს უკანასკნელი კრისტალების სახით იშვიათად გვხვდება, უფრო კი მიწისებრ მასებს ქმნის. ფერი შავი ან მორუხო ფოლადისებრი აქვს, იმდენად რბილია (სიმაგრე — 1 — 2), რომ

შეხებისას ხელზე გადადის. გრაფიტის საბადოები ცნობილია მაგმურ ქანებში, პეგმატიტებში; დიდი საბადოები კონტაქტურ ზონებსა და კრისტალურ ფიქლებში გვხვდება. უმთავრესი საბადოები: სსრკ-ში — აღმოსავლეთ საიანებში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ცეილონზე, მადაგასკარზე, ავსტრალიასა და აშშ-ში.

პოლიმორფული ნივთიერებაა აგრეთვე გოგირდი — S. იგი რამდენიმე მოდიფიკაციას იძლევა (α , β , γ), მაგრამ ბუნებრივ პირობებში სტაბილური მხოლოდ რომბული (α) მოდიფიკაციის გოგირდია. კრისტალებს დიპირამიდული — კასრისებრი ფორმა აქვს.



ნახ. 69. გოგირდის კრისტალების ფორმა.

აგრეგატები — ხშირად გვხვდება მქილო, ზოგჯერ მიწისებრი მასების და ბრკეების სახით. გოგირდი ზოგჯერ მცირედონ Se , Te და As შეიცავს. ასეთ შემთხვევაში მას ოდნავ მოწითალო-მოყვითალო ფერი აქვს. ჩვეულებრივ კი ყვითელი ფერისაა, მონატეხზე ცხიმური ელვარებით. სიმაგრე 2-მდე აქვს. ლღვება 112°C -ზე და იწვის ლურჯი ალით.

გოგირდი ძირითადად სულფატების დაშლის ხარჯზე ჩნდება. წარმოიშობა აგრეთვე ვულკანების მოქმედების დროს გოგირდიანი გაზების დაშლით, ცხელი ხსნარებიდან გამოლექვის გზით და სხვ. ცნობილია აგრეთვე ბიოქიმიური წარმოშობის გოგირდიც.

უმთავრესი საბადოებია: სსრკ-ში — შუა აზიაში (ყარაყუმი, შორსუ, გაურდაკი), ვოლგისპირეთში (ალექსეევსკი). კუროლის კუნძულზე (კუნძ. კენიშარი); საზღვარგარეთ: კუნძ. სიკალიაზე, პოლონეთში, ტუხასისა და ლუიზიანის შტატებში (აშშ).

გამოიყენება ქიმიურ მრეწველობაში — გოგირდმკვას მისაღებად, საფეიქრო მრეწველობაში, სოფლის მეურნეობაში მანებლების საწინააღმდეგოდ და სხვ.

სულფიდები (გოგინკლოვანი ნაბრტები)

გოგირდთან 40-მდე სხვადასხვა მეტალი იძლევა ნაერთს და წარმოშობს პრაქტიკულად მეტად მნიშვნელოვან მინერალებს. ეს უკანასკნელნი ყურადღებას იმსახურებენ იმიტომაც, რომ შეცავენ იშვიათ (გაფანტულ) ელემენტთა საინტერესო ასოციაციას — ტალიუმს (Tl), გალიუმს (Ga), ინდიუმს (In), კადმიუმს (Cd), რენიუმს (Re), გერმანიუმს (Ge) და სხვ.

სულფიდების უმრავლესობას მკაფიო მეტალური ელვარება, მაღალი კუთრი წონა და სიმაგრე ახასიათებს. წარმოშობის პირობების მიხედვით უმთავრესად ჰიდროთერმული მინერალებია, ზოგი ჰათგან უშუალოდ მაგმადან გამოიყოფა. ზოგი კი ნალექდაგროვების პროცესში ჩნდება. ეს მინერალები მიწის ზედაპირზე დაქანგვის პროცესით ადილად იშლება და გადადის ქანგეულებში, სულფატებსა და კარბონატებში.

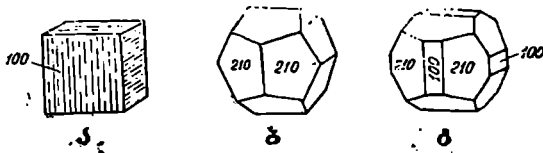
სულფიდებიდან მნიშვნელოვანია და ღილი გავრცელება აქვს შემდეგ მინერალებს:

პენტლანდიტი — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9 \text{S}_8$ ($\text{Fe} - 32,55\%$, $\text{Ni} - 34,22\%$, $\text{S} - 32,23\%$): კუბური სინგონიის მინერალია, მაგრამ მეტწილად გვხვდება მასიური ან მარცვლოვანი აგრეგატების სახით. იშვიათად ამჟღავნებს ტექურლობას (111)-ის გასწვრივ. ფერი — თითბურისებრი ყვითელი. ჰავს პირიღს, მაგრამ ამ უკანასკნელთაგან იმით გამოირჩევა, რომ არ ამჟღავნებს მაგნეტიზმს. ელვარება — მეტალური, სიმაგრე — 3,5 — 4, კუთ. წონა — 4,6 — 5,0. ენდოგენური წარმოშობისაა. უკავშირდება ულტრაფუქე და ფუქე ქანებს. საბადოები: სსრკ-ში — ნორილსკი; უცხოეთში — ბუშველდი (სამხ. აფრიკა), ფლადი (ნორვეგია) და სადბერი (აინადა), ითვლება ნიკელის მდნად.

პიროტიტი — Fe_{1-x}S — ჩვეულებრივ Fe_9S_7 -დან $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ -მდე. $\text{Fe} 56,74\%$, $\text{S} 41,67$, მინარეგების სახით შეიცავენ Cu , Ni , Co : სინგონია — ჰექსაგონური. კრისტალები იშვიათია, უფრო ხშირად გვხვდება მასიური ან წვრილმარცვლოვანი მასების სახით. ფერი — თითბურისებრი ყვითელი, ზოგჯერ ცისარტყელას მსგავსი. ელვარება — მეტალური, მაგნიტურია, სიმაგრე — 4, კუთ. წონა — 4,5, წარმოშობა — ენდოგენური. უკავშირდება ფუქე ქანებს, მაგრამ გვხვდება აგრეთვე კონტაქტურ-მეტასომატურ, ჰიდროთერმული და სხვ.

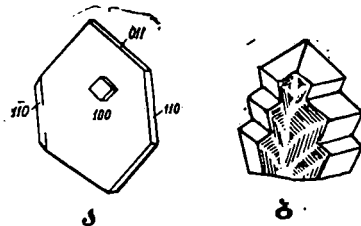
საბადოები სსრკ-ში: ნორილსკი, კოლის ნახევარკუნძულზე, შორეულ აღმოსავლეთში (ტუტოუხე). ზეო რაქსა და სვანეთში; საზღვარგარეთ პიროთერმული წარმოშობის კარგი კრისტალები გვხვდება რუმინეთში, იუგოსლავიაში, იტალიაში (ტრენტინო) და სხვ. მზიშვებლოვანი რაოდენობით გვხვდება ბუშველდის კომპლექსში (სამ. აფრიკა) და სადბერიში (კანადა) გამოიყენება გოგირდის მკაფას მისაღებად.

პირიტის FeS_2 — სუფთა სახით იშვიათად გვხვდება იგი მინარეგების სახით შეიცავს ოქროს, სპილენძს, ვერცხლსა და სხვა ელემენტებს. გოგირდის რაოდენობა მასში 53,4% -ს უდრის, დანარჩენი კი რკინაა. კრისტალდება კუბურ სინგონიაში. დამახასიათებელი ფორმებია: პექსაედრი, ოქტაედრი, პენტაგონოდეკაედრი და ამ



ნახ 70. პირიტის კრისტალების ფორმა:
ა — კუბი; ბ — პენტაგონოდეკაედრი; გ — იგივე ფორმები კომბინაციაში.

ფორმების კომბინაციები (ნახ. 70). ფერი — ოქროსაგვით ან ჩალასაგვით ყვითელი. ილუზრება — მეტალური. სიმაგრე — 6,5. კუთრი წონა — 5,1. წარმოშობა — პიროთერმული, მაგმური, დანალექი და მეტამორფული. ადვილად გადადის ლიმონიტში. ძალიან გავრცელებული მინერალია. დიდი საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე (კალატის, კარაბაშის, დეგტიარკის და სხვ.), აზერბაიჯანში (ჩირაგიძორი); საზღვარგარეთის საბადოებიდან მნიშვნელოვანია რიოტინტოს საბადო (ესპანეთი). გამოიყენება ქიმიურ მრეწველობაში გოგირდმკაფას მისაღებად.



ნახ. 71. მარკაზიტის ფრფიტისებრი (ა) და შუბისებრი (ბ) კრისტალები.

მარკაზიტი — FeS_2 — პირიტისაგან მორფოლოგიურად და წარმოშობის პირობებით განსხვავდება. კრისტალდება რომბულ სინგონიაში, კრისტალები — ფრფიტისებრი, შუბისმაგვარი (ნახ 71). დამახასიათებელია რადიალურ-სხივოსნური აგრეგატები, კონკრეციები.

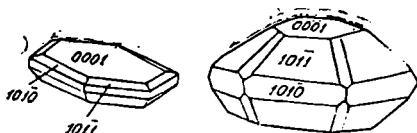
ფიზიკური თვისებები პირიტის მსგავსი აქვს, უძთაფრესად ვგზოგენური მინერალია. გვხვდება ნახშირის ფენებში, თიხებსა და მერგელებში. ცნობილია აგრეთვე პიროთერმული წარმოშობის.

დიდ საბადოებს მარკაზიტი არასდროს არ ქნის. პიროთერმული მარკაზიტი პირიტთან ერთად ცნობილია სასწრეთ ურალზე, საზღვარგარეთ კი — ფრეიბერგში (გერმანია). გამოიყენება ისეთივე აქვს როგორც პირიტს.

კობალტინი — $CuAsS$ (Cu — 35,33%, As — 45,15%, S — 19,32%); მინარეგების სახით შეიცავს Ni, Fe. უზუჩრი სინგონიისა, კრისტალები — პექსაედრული და ოქტაედრული. აგრეგატები — შვიდრო მასიური, მარცვლოვანი. ფერი —

თეთრი, ფოლადისფერი — ნაცრისფერი. მოწითლო ან მოვარდისფრო. რკინით მდიდარ სახესხვაობას აქვს მუქი ნაცრისფერი, მოშავო ხაკისფერი, მონაცრისფრო ფერი. ელვარება — მეტალური. ტუჩვადობა — საშუალო, სიმაგრე — 5,5. კუთ. წონა — 6,3. წარმოშობით ჰიდროთერმულია, გვხვდება ძარღვებში ვერცხლთან, სპილენძთან და სხვა მინერალებთან ერთად. საბადო სსრკ-ში — დაშქესანი; საზღვარგარეთ — კობალტი, ონტარიოში (კანადა), ტუნაბერგი (შვეიცია) და სხვ. კობალტის მთავარი მადანია.

არსენოპირიტი — $FeAsS$ (Fe — 34,3%, As — 46,0%; S — 19,7%): ბოლო დროს ფიქრობენ, რომ უმჯობესია მას არსენომარკანიტი ეწოდოს. მინარევების სახით შეიცავს ოქროს, ვერცხლს, ნიკელს, კობალტს, ბისმუტს და სხვ. სინგონია — მონოკლინური, დსევდრომბული. კრისტალენის ფორმა — ნემსისებრი, პრიზმული, ფირფიტისებრი. აგრეგატები — მარცვლოვანი, მჭიდრო მასების სახით. ფერი — კალისებრი თეთრი. ელვარება — მეტალური. სიმაგრე — 6,5 — 6. კუთრი წონა — 5,9 — 6,2. წარმოშობა — ჰიდროთერმული. საბადოები სსრკ-ში — ურალზე (კოჩკარის საბადო), შუა აზიაში (ბრიჩმულა), საქართველოში: ცანა (სვანეთი), კარობი (რაჭა). გამოიყენება ღარიშხანის მისაღებად.



ნახ. 72. მოლიბდენიტის კრისტალის ფორმა.

მოლიბდენიტი — MoS_2 . მოლიბდენის რაოდენობა 60%-ს შეადგენს. დანარჩენი გოგირდია. გარდა ამისა, შეიცავს რენიუმს. კრისტალდება ჰექსაგონურ სინგონიაში. კრისტალები იშვიათია. მეტწილად ჩანაწინწყლები, ქერცლების და ფურცელაკების სახით გვხვდება. ტუვიისებრი რუხი ფერის, ძლიერი მეტალური ელვარებით. ტუჩვადობა — სრული. რბილი მინერალაია; სიმაგრე — 1. კუთრი წონა — 4,7 — 4,8. წარმოშობა — მაგმური, სამრეწველო საბადოებში — ჰიდროთერმული. მიწის ზედაპირზე ადვილად იცლება და გადადის მოლიბდენის ოქრაში — MoO_3 -ში.

საბადოები: სსრკ-ში — კრასნოიარსკის მხარეში (სორსკი), ამურზე, ილტის მხარეში, ჩრდილო კავკასიაში (ტიჩნიაუზი), სომხეთში, საქართველოში (რაჭა, აფხაზეთი); საზღვარგარეთ უდიდესია კოლორადოს (კლაიმექსი) საბადო, გამოიყენება შალაი ხარისხის ფოლადის მისაღებად.



ნახ. 73. ქალკოპირიტის კრისტალის ფორმა.

ქალკოპირიტი — $CuFeS_2$ (Cu — 34,6%, Fe — 30,5%, S — 34,9%): მინარევების სახით შეიცავს ოქროს, ვერცხლს, თალიუმს და გერმანიუმს. კრისტალდება ტეტრაგონულ სინგონიაში. კრისტალები — იშვიათი, ტეტრაედრული და პირამიდული პაბიტუსის (ნახ. 73). აგრეგატები — მკერივი მასები და ჩანაწინწყლები. ფერი — თითბერისებრ ყვითელი, ოდნავ მომწვანო. ელვარება — მეტალური. სიმაგრე — 3,5 — 4. კუთრი წონა — 4. მიწის ზედაპირზე ადვილად იშლება და გვამღვეს რკინის ჰიდროქსიდებს და მეორად სულფიდებს. წარმოშობა — კონტაქტური, ჰიდროთერმული. ეგზოგენური — დანალექ ქანებში (მანსფელდი).

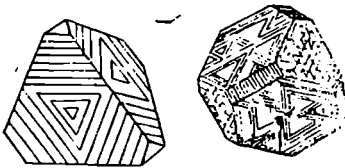
საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე, ყაზახეთში (კოუნრაი), სომხეთში (ალავერდი, შამლუგი, ზანგეზური), აზერბაიჯანში (ქედაბეკი). საქართველოში: მერიის

(აქარა). მადნეული (ბოლნისის რაიონი), კახეთი (შილადა), ფშავ ხეცსურეთი (ჩონთიო) და სხვ. ქალკოპირიტი სპილენძის ძირითადი მადანია.

ბორნიტი — Cu_3FeS_4 (Cu — 63,33%, Fe — 11,12%, S — 25,55%). 475° ტემპერატურის ზევით ბორნიტი ქალკოპირიტის იზომორფულად ერევა. ბორნიტი კუბურ სინგონიაში კრისტალდება, მაგრამ კრისტალების სახით იშვიათად გვხვდება. უფრო მეტად გავრცელებულია მასიური აგრეგატების სახით, ისე როგორც ქალკოპირიტი, შესამჩნევი ტექნეალობა არა აქვს. ფერი — სპილენძისებრ წითლიდან მოყვითალო-მომწვანომდე და საერთოდ ზედაპირზე აქრელებულია. ელვარება — მეტალური, ხაზისფერი შავი. სიმაგრე — 3. კუთ. წონა — 4,9 — 5,2. წარმოშობით მეტწილად მეორადი მინერალია და ქალკოპირიტის შეცვლის შედეგად ჩნდება. მაგრამ არის პირობებში წარმოშობილი. საბადოებიდან აღსანიშნავია სსრკ-ში — ყაზახისტანი, საქართველოში მცირე მოცულობის საბადოებია დევდორაკსა და აქარაში. საზღვარგარეთ იგი ცნობილია ბიუტში, მონტანაში (აშშ), მოროკო-ჩაში (პერუ), ბრადენში (ჩილი), კვებეკში (კანადა) და სხვ.

ქალკოზინი — Cu_2S . სახელწოდება ბერძნულიდანაა. „ქალკოს“ სპილენძს ნიშნავს. კიბორჩხის შედგენილობა: Cu 79,86%, S 20,14%, მინარევების სახით შეიცავს S Fe Ni Co As Au. სინგონია — რომბული, მაგრამ კრისტალები იშვიათია. აგრეგ ტები: მკვრივი მასები და ჩანაწინწყობების სახით. ტექნეალობა — არასრული, მოათები — ნივარისებრი. ფერი — ტყვიისებრ-ნაცრისფერი, ხაზის ფერი — მუქი ნაცრისფერი. ელექტრობის კარგი გამტარია. სიმაგრე — 2,5 — 3,0. კუთრი წონა — 5,5 — 5,8. აღვილად იხსნება აზოტის მქავეში გოგირდის გამოყოფითა ასევე შემთხვევაში ხსნარს მწვანე ფერი აქვს. წარმოიშობა პირობებიდან დაბალ ტემპერატურაზე. მაგრამ ძირითადი მასა მინც ეგზოგენური პირობებში ჩნდება, როგორც მეორადი მინერალი სულფიდების (ბორნიტის, ქალკოპირიტის, გალენიტის და სხვ.) შეცვლის შედეგად. სსრკ საბადოებიდან აღსანიშნავია ყაზახისტანი (ქუხაზგანი, კოუნრადი), საზღვარგარეთიდან — რიო-ტინტო (ესპანეთში), აშშ (ბიუტი). ქალკოზინი სპილენძის მთავარი მადანია.

სფალერიტი — ZnS (Zn — 67,1%, S — 32,9); მინარევებიდან წარმოდგენილია ჩვეულებრივ რკინა, ხშირად შეიცავს კადმიუმს, ინდიუმს, გალიუმს და გერმანიუმს. იგი ნახევარგამტარი ელემენტების მთავარ წყაროს წარმოადგენს. სინგონია — კუბური. კრისტალების ფორმა — ტეტრაედრული (ნახ. 74). აგრეგატები — მკვრივი, მარცვლოვანი, ზოგჯერ ფარულ-კრისტალური. ფერი — რუხი ან ყავისფერი, ხშირად შავი, იშვიათად მოწითალო, მომწვანო, ცნობილია



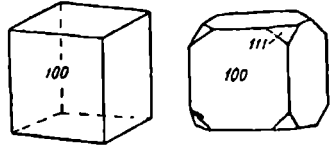
ნახ. 74. სფალერიტის კრისტალები.

უფრო გამჭვირვალე. სიმაგრე — 3,5 — 4. კუთრი წონა — 3,9 — 4,1. ტექნეალობა — სრული (110)-ის მიმართ. წარმოშობა — პირობებიდან, ეგზოგენური — დაკავშირებული დანალექ ქანებთან.

საბადოები: სსრკ-ში — ალტაიზე, შუა აზიაში, ზღვისპირეთში, ურალზე, ჩრდილო კავკასიაში (სადონი), საქართველოში (ქევისა, აფხაზეთი); საზღვარგარეთ — ჩრდილო ესპანეთში. შევიცარები, ჩეხოსლოვაკიაში და სხვ. გამოიყენება როგორც თუთიის და ნახევარგამტარ ზემოაღნიშნული ელემენტების ძირითადი მადანი.

გალენიტი — PbS (Pb — 86,6%, S — 13,4%); მინარევების სახით თითქმის ყოველთვის შეიცავს ვერცხლს, კრისტალდება კუბურ სინგონიაში, კრისტალე-

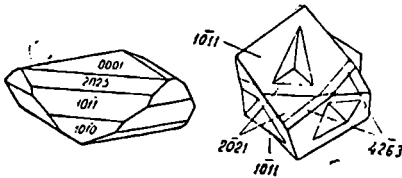
ბისათვის დამახასიათებელი ფორმა პექსედრები და ოქტაედრები (ნახ. 75). აგრეგატები — მარცლოვანი, ფირფიტისებრი, მასიური. ფერი — ტყვიისებრ-ნაცრისფერი. მეტალური ელვარება. სიმაგრე — 2 — 3. კუთრი წონა — 7,4 — 7,6. ტექნიკალა — სრული, კუბის მიმართ. დაეანგვის ზონაში ადვილად ვადანის ტყვიის სულფატსა და კარბონატში. წარმოშობა — ჰიდროთერმული, მეტასომატური, ვებოგენური — დაკეშირებული ბიტუმიან კარბონატულ ქანებთან.



ნახ 75. ვალენიტის კრისტალები.

საბადოები: სსრკ-ში ზღვისპირეთში (ტეტიუხე), ჩრდილო კავკასიაში (სადონი), ალტაიზე, იმიერბაიკალეთში; საზღვარგარეთ — კანადაში, ავსტრალიაში, აშშ-ში, გერმანიაში (ფრებიერგი), პოლონეთში, ჩილიში და სხვ. გამოიყენება როგორც ტყვიის ძირითადი მადანი.

სინგური — HgS (Hg — 86,2%, S — 13,8%); სინგონია — ტრიგონული. გვხვდება მხოლოდ წვრილი კრისტალების სახით (ნახ. 76). უფრო ხშირად უსწორმასწორო მარცლებსა და ჩანაწინწყლებს ქმნის. ფერი — მუქი წითელი. ელვარება — აღმასწებრი, ნახევრად გამჭვირვალე. სიმაგრე — 2 — 2,5. კუთრი წონა — 8,1 — 8,2. ტექნიკალა — სრული. წარმოშობით ტიპური ჰიდროთერმული მინერალაა.



ნახ. 76. სინგურის კრისტალი (ა) და მრჩობლი (ბ).

საბადოები: სსრკ-ში — ყირგიზეთში (ხაიდარკენი, ჩაუვარისი), დონბასში (ნიკიტოვკა), ალტაიზე და სხვ., საქართველოში (ზემო რაჭა და აფხაზეთი); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — სამხრეთ ესპანეთში, იუგოსლავიაში, იტალიაში, ჩინეთში, აშშ და სხვ. ვერცხლისწყლის უმთავრესი მადანია.

ანთიმონიტი — Sb_2S_3 (სტიბნიტი) (Sb — 71,4%, S — 28,6%); სინგონია — რომბული. კრისტალები — უფრო ხშირად ნემსისებრი, პრიზმული, მეტწილად სხვიოსნურად განლაგებული. მოზრდილი კრისტალები წაგრძელების გასწვრივ დაშტრბულია (ნახ. 77). ფერი — ტყვიისებრ ან ფოლადისებრ ნაცრისფერი. ელვარება — მეტალური. სიმაგრე — 2. კუთრი წონა — 4,5. ტექნიკალა — სრული (010)-ის მიმართ. წარმოშობა — ტიპური ჰიდროთერმული მინერალაა. გვხვდება სინგურთან, რეალგართან, აურიპიგმენტთან ერთად.

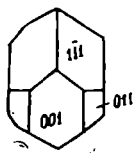


ნახ. 77. ანთიმონიტის კრისტალები.

უმთავრესი საბადოები სსრკ-ში — ყაზახეთში, ყირგიზეთში, კრასნოიარსკის მხარეში, საქართველოში (რაჭა, სენეთი); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — იაპონიაში (სიკოკუ), ჩინეთში (ხუნანი) და სხვ. გამოიყენება როგორც ანთიმონიუმის ძირითადი მადანი.

რეალგარა — AsS (As — 70,1%, S — 29,9); სინგონია — მონოკლინური. კრისტალები — მოკლეპრიზმული (ნახ. 78), ხშირად დრუშებდა. აგრეგატები —

მარცვლოვანი, მიწისებრი. ფერი — წითელი, ნარინჯისფერი წითელი. ელვარება — ლმასისებრი. მზის სხივების მოქმედებით ფერს ადვილად კარგავს, ყვითლდება და აურიპიგმე ტში გადადის. სიმაგრე — 1,5 — 2. კუთრი წონა — 3,5. წარმოშობა —

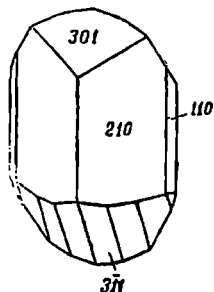


ნახ. 78. რუღაგარის კრისტალის ფორმა.

პიროტერმული, აურიპიგმენტთან და ანთიმონიტთან ერთად, ზოგჯერ ვულკანის ქრატერში აირებიდან გამოიყოფა, საბადოები: სსრკ-ში — საქართველოში (ლუხუმის კოდისძირის, საკურას საბადოები), ნახიჩევანის ასსრ, რაკუტიაში და სხვ.; საზღვარგარეთ — თურქეთში (ყარაი), ჩეხოსლოვაკეთში, საბერძნეთში, იტალიასა და სხვ. გამოიყენება დარიშხანის მისაღებად.

აურიპიგმენტი — As_2S_3 ($As-61\%$, $S-39\%$): სინგონია — მონოკლინური (ნახ. 79). კრისტალები იშვიათია, ჩვეულებრივ ფურცლებისა და მიწისებრი აგრეგატების სახით გვხვდება. ფერა — ოქროსაფით ან ლიმონით ყვითელი. ელვარება — საღაფისებრი, ჭკეჩვადობა — სრული (010)-ის გასწვრივ. თხელი ფურცლები დრეკალია. სიმაგრე — 1.5 — 2. კუთრი წონა — 3.5. დროთა განმავლობაში ყვეს კარგავს, იფანგება და არსენოლითში As_2O_3 -ში გადადის. გვხვდება რუღაგართან ერთად.

გამოიყენება დარიშხანის მისაღებად და ყვითელი საღებავის დასამზადებლად, აგრეთვე ტყაყების სათრიმლადად.

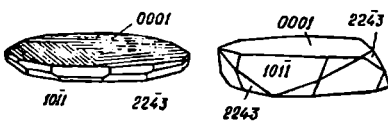


ნახ. 79. აურიპიგმენტის კრისტალი.

ქანგეულევი და პიროტერმული

ქიმიურად ამ ჯგუფში შემავალი მინერალები სხვადასხვა ელემენტების ქანგებდთან შეერთებითაა წარმოქმნილი, რომელთაგან ზოგი უწყლო (ქანგეულები), ზოგი კი წყლიანი (პიროტერმული) შენაერთია. ქანგეულებსა და პიროტერმულს საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვთ. ლითონფეროში მათი წონითი რაოდენობა 17% -ს აღწევს. ამ ჯგუფიდან მხოლოდ უმთავრესი და მასთან დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობის მქონე მინერალებია ქვემოთ განხილული.

ჰემატის (რკინის წითელი მადანი) — Fe_2O_3 ($Fe-70\%$, $O-30\%$); მინარეების სახით შეიცავს — TiO_2 , FeO და SiO_2 -ს. სინგონია — ტრიგონული. კრისტალები — ხშირად ფირფიტისებრი (ნახ. 80). აგრეგატები — მკვრივი, მარცვლოვანი, ქერცლოვანი, მიწისებრი და სხვ. ფერი — რკინისებრი შავიდან მურა-მოწითალომდე. ელვარება — მეტალური. სიმაგრე — 5,5 — 6. კუთრი წონა — 5,0 — 5,3. გამოიყოფა ჰემატის



ნახ. 80. ჰემატის კრისტალები.

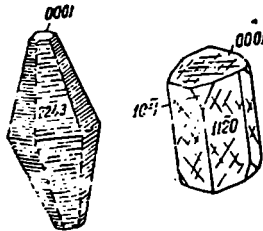
შემდეგი სახესხვაობები: რკინის კრალა - ნათლად კრისტალური, რკინის ვარდი — ვარდისებრი შეზრდილი ფირფიტოვანი კრისტალები, რკინის ქარსი — წვრილქერცლოვანი ჰემატის, რკინის წითელი მადანი — წითელი ფერის, მკვრივი. მიწისებრი აგრეგატების სახით და სხვ. წარმოშობა — კონტაქტურ-მეტასომატური, პირო-

თერმული, დანალექი და სხვ. საბადოები: სსრკ-ში — უკრაინაში (კრკვიო როგი), კურსკის მაგნიტური ანომალია, საქართველოში (ჩათახი); საზღვარგარეთ — აშშ-ში (ზემოტბის რაიონი), კუნძ. ელბაზე, კანადაში, ავსტრალიაში, ბრაზილიაში და სხვ. ჰემატეტი რკინის ძირითადი მადანია.

ლიმონიტი — $\text{HFe} \cdot \text{O}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — რკინის ჰიდროქსიდული. იგი ეანგისებრი მურა ფერის ამორფული ნივთიერებაა. გვხვდება მიწისებრი და ნაქონი აგრეგატების და ოლითების სახით. სიმაგრე — 1 — 5. კუთრი წონა — 2,3 — 4,3. წარმოშობა — ტიპური ეგზოგენური მინერალია. ჩნდება რკინის შემცველი სილიკატების, სულფიდების, კარბონატების დაქანვით და აგრეთვე ბიოქიმიური გზით ჰაობებსა და ტბებში. ამავე გზაზე შედის გიორტიტი — FeOOH , რომელიც კრისტალური (რომბ.) აღნაგობისაა.

საბადოები: სსრკ-ში — ქერჩში, ჩრდილო კავკასიაში. ლიპეცკის და ტულის ოლქებში, ურალზე, ყაზახეთში; საზღვარგარეთ — საფრანგეთში (ლოტარინგია), კუბაში და სხვ. ლიმონიტი რკინის მთავარი მადანია

კორუნდი — Al_2O_3 (Al — 53,2%, O — 46,89); მინარეგების სახით შეიცავს Cr, Fe^{2+} , Ti, Mn, Fe^{3+} . სინგონია — ტრიგონული. კრისტალების ფორმა — კასრისებრი, ფირფიტოვანი და სხვ. (ნახ. 81). აგრეგატები — წერილმარცვლოვანი მასების სახით და ჩაწინწყლული. ფერი — მონაცრისფრო მტრედისაგვრი, ლურჯი და წითელი. ელვარობა — მინისებრი. ლურჯი ფერის გამჭვირვალე კორუნდი საფირონად იწოდება, წწვანე — აღმოსავლეთის ზურმუხტად, წითელი — რუბინად. სიმაგრე — 9. კუთრი წონა — 4,1. წარმოშობა — მაგმური და კონტაქტ მეტასომატური.



ნახ. 81. კორუნდის კრისტალური ფორმა.

საბადოები: სსრკ-ში — ყაზახეთში (სემიზბუგუ). ურალის აღმოსავლეთ კალთაზე (კიშტომის რაიონი); საზღვარგარეთ — ინდოეთში (რუბინის და საფირონის საბადო). გამოყენება — გამჭვირვალე, ღიად შეფერილი სახეები ითვლება ძვირფას სამკაულ ქვებად. ჩვეულებრივ კორუნდს კი სააბრაზივო მასალად იყენებენ. ალუმინის ჰიდროქსიდულდება დიასპორი, ბიომიტი და ჰიდრარგილიტი.

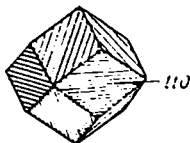
დიასპორი — HAlO_2 — რომბულ სინგონიაში დაკრისტალბულ წაგრძელებულ, ფირფიტოვან და ფურცლოვან კრისტალებს ქმნის. ფერი — მურაყავისფერი, მორუხო თეთრი. აღმასისებრი ელვარება. სიმაგრე — 6,5 — 7. კუთრი წონა — 3,4. წარმოშობა — უმთავრესად კონტაქტური მინერალია.

ბიომიტი — AlO(OH) — დიასპორის პოლიმორფული სახესხვაობაა. დიასპორისაგან მხოლოდ ნაკლები სიმაგრით გამოირჩევა. წარმოშობა — ეგზოგენური.

ჰიდრარგილიტი — Al(OH)_3 (Al_2O_3 — 65,4%; H_2O — 34,6%); ძირითადი შემადგენელია ბოქსიტის. მინარეგების სახით შეიცავს Fe_2O_3 (20%), Ga_2O_3 (0,006%). ქიმიური შედგენილობა ძლიერ ცვალებადია. Al_2O_3 -ის რაოდენობა 50 — 70% ფარგლებში იცვლება. გვხვდება კრისტალურ (მონოკლინურ) და კოლოიდურ ფორმებში, დამახასიათებელია მიწისებრი და ოლითური აგრეგატები. ფერი — წითელი, ნაცრისფერი, ყვითელი, მურა და სხვ. სიმაგრე — 1 — 3. კუთრი წონა — 2,5 — 3,5. წარმოშობა — ჰიდრარგილიტი ჩნდება უმთავრესად ალუმოსილიკატების დაშლით ცხელი და ტენიანი ჰაერის პირობებში — სუბტროპიკულ და ტროპიკულ ზოლებში SiO_2 -ის გატანით. საბადოები: სსრკ-ში — ლენინგრადის ოლქში (ტიხვინი), ურალზე და სხვ. ბოქსიტები ალუმინიუმის მთავარი მადანია.

მაგნეტიტი — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ (Fe — 72,4%, O — 27,6%): მინარევიდან ხშირია Cr_2O_3 , Al_2O_3 , NiO, MnO, CaO, MgO, SiO_2 და TiO_2 . ამ უკანასკნელის უხვი შემცველობის შემთხვევაში მინერალი ტიტანო-მაგნეტიტად იწოდება.

მაგნეტიტი კუბური სინგონიის მინერალია. დამახასიათებელი ფორმებია ოქტაედრები და რომბული დოდეკაედრები (ნახ. 82). აგრეგატები — მკვრივი, ჩაწინწყალული და მარცვლოვანი. ფერი — რკინისებრი შავი. ელვარება — სუსტად მეტალური. სიმაგრე — 5,5 — 6. კუთრი წონა — 4,9 — 5,2. იჩენს მაგნიტურ თვისებას, მაგრამ 583°-ზე ვახურებით არამაგნიტური ხდება. წარმოშობა — მაგმური, კონტაქტ-მეტასომატური და ზოგჯერ ჰიდროთერმული.

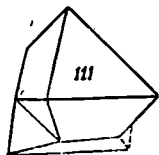


ნახ. 82. მაგნეტიტის კრისტალის ფორმა.

საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე (მთა მაგნიტ-ნაია, ბლაგოდატი და სხვ.), აზერბაიჯანში (დაშქესანი), დასავლეთ ციმბირში (მინუსინსკი და სხვ.), კურსკის ოლქში (ტიტანო-მაგნეტიტის საბადო), უკრაინაში (კრივოი როგი), საქართველოში მაგნეტიტის შემცველ ქვიშებს შავი ზღვის სანაპიროზე (განსაკუთრებით სუფსის შესართავთან) გვხვებით. ცნობილია აგრეთვე მ.პ. ძამაზე — ქარელის რაიონში; საზღვარგარეთ: კირუნავარსა და ლუსავარში (შვედეთი), ზემოტბის საბადო აშშ და ტანგანიკაში (აფრიკა). მაგნეტიტი რკინის ძირითადი მადანია.

ქრომიტი — $\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ (Cr_2O_3 — 68%, FeO — 32%): მინარევიდან ხშირია თითქმის ყოველთვის შეიცავს Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO და ზოგჯერ TiO_2 . სინგონია — კუბური. კრისტალთა ფორმები — ოქტაედრები და რომბული დოდეკაედრები. აგრეგატები — მარცვლოვანი, ჩანაწინწყლები. რკინისებრი შავი ფერის, ნახევრად მეტალური ელვარებით. სიმაგრე — 4,5 — 5,5. კუთრი წონა — 4,4 — 4,8. წარმოშობა — მაგმური; უკავშირდება ულტრაფუქე ქანებს — დუნიტებს, პიროქსენიტებს და სხვ. საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — სამხრეთ აფრიკაში, თურქეთში, ინდოეთში, ფილიპინებზე, კუბაში და სხვ. გამოიყენება უფანგავი მაღალხარისხოვანი ფოლადის მისაღებად.

შპინელი — MgAl_2O_4 (MgO — 28,2%, Al_2O_3 — 71,8%): მინარევიდან ხშირია შეიცავს Fe_2O_3 , FeO, ZnO, MnO, Cr_2O_3 -ს. სინგონია — კუბური. კრისტალები — უფრო ხშირად ოქტაედრული ფორმისა. ოქტაედრების ერთმანეთთან შეზრდა თავისებურ მრჩობლებს ქმნის — „შპინელის კანონით“ (ნახ. 83). ფერი — წითელი, ლურჯი, ვარდისფერი, მწვანე, ყვავისფერიდან შავამდე. სიმაგრე — 8. კუთრი წონა — 3,6. წარმოშობა — კონტაქტ-მეტასომატური. საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე, ბაიკალის ტბის რაიონში; საზღვარგარეთ — ბირმაში, ცეილონზე, ბორნეოში და სხვ. წითელი სახესხვაობა — ლალი გამოიყენება როგორც სამკაული ქვა (გამქვირვალე სახეობა).



ნახ. 83. შპინელის მრჩობლი.

პიროლოზიტი — MnO_2 (Mn — 63,2%, O — 36,8%): მინარევიდან ხშირია შეიცავს Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O . სინგონია — რომბული. კრისტალები იშვიათია. გვხვდება უმთავრესად ოლითური, მიწისებრი, დენდრიტული და კონკრეციული აგრეგატების სახით. ფერი — შავი, ოდნავ მონაცრისფერი. ელვარება — მქრქალი ან ნახევრად მეტალური. სიმაგრე — 1 — 6-მდე. კუთრი წონა — 4,7 — 5,0. უმთავრესად გაჩენილია წყლის აუზებში დალექვის გზით. გვხვდება ჰიდროთერმულიც. საბადოები: სსრკ-ში — საქართველოში (ჭიათურა), უკრაინაში (ნიკოპოლი) და სხვ.; საზღვარგარეთ — ინდოეთში, ბრაზილიაში. მანგანუმის მნიშვნელოვანი მადანია.

პიროლოზიტი — MnO_2 (Mn — 63,2%, O — 36,8%): მინარევიდან ხშირია შეიცავს Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O . სინგონია — რომბული. კრისტალები იშვიათია. გვხვდება უმთავრესად ოლითური, მიწისებრი, დენდრიტული და კონკრეციული აგრეგატების სახით. ფერი — შავი, ოდნავ მონაცრისფერი. ელვარება — მქრქალი ან ნახევრად მეტალური. სიმაგრე — 1 — 6-მდე. კუთრი წონა — 4,7 — 5,0. უმთავრესად გაჩენილია წყლის აუზებში დალექვის გზით. გვხვდება ჰიდროთერმულიც. საბადოები: სსრკ-ში — საქართველოში (ჭიათურა), უკრაინაში (ნიკოპოლი) და სხვ.; საზღვარგარეთ — ინდოეთში, ბრაზილიაში. მანგანუმის მნიშვნელოვანი მადანია.

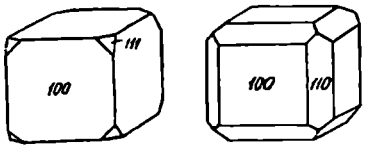
პსილომელანი — $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (MnO_2 — 60 — 80%, MnO — 8 — 25%, H_2O — 4 — 6%): მანგანუმის წყლიანი ენზია, რომელსაც ცვალებადი ქიმიური შედგენილობა ახასიათებს. ფარულკრისტალურია. გვხვდება ნაჟონი — მტვენისებრი აგრეგატების სახით და სხვ. ფერი — შავი. ელვარება — ნახევრად მეტალური. სიმაგრე — 4 — 6. კუთრი წონა — 4,0 — 4,7.

ვადი პსილომელანის მიწისებრი სახესხვაობაა, რომელსაც დაბალი სიმაგრე (1 — 2) და კუთრი წონა (2,8 — 4,4) ახასიათებს წარმოშობა და გამოყენება ისეთივე აქვს როგორც პიროლუზიტს.

ოპალი — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — ამორფული ნივთიერებაა. წყლის რაოდენობა მასში ჩვეულებრივ 1 — 5%-მდეა, მაგრამ ცალკეულ შემთხვევაში 22%-მდე აღის. დროთა განმავლობაში წყალს კარგავს და გადადის ქალცედონსა და კვარცში. ოპალისათვის დამახასიათებელია ნაჟონი ან პოროვანი მიწისებრი და მკერივი მასები. ფერი — თეთრი, ყვითელი, წითელი (ცეცხლის ოპალი), მოცემკიმე (კეთილშობილი ოპალი). ელვარება — ცხიმური. სიმაგრე — 5 — 5,5. კუთრი წონა — 1,9 — 2,5 წარმოშობა — ჰიდროთერმული, მეორადი (სილიკატების დაშლით) და ბიოგენური.

ბრუსიტი — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ (Mg — 67,12%, H_2O — 30,88%): მავნიუმი შეიძლება ჩანაცვლებულ იქნეს Fe^{+2} (10% FeO), Mn^{+2} (20% MnO), Zn^{+2} (4% ZnO) და ამის მიხედვით იწოდება მავნიუმ-ბრუსიტი, ფერო-ბრუსიტი და სხვ. სინგონია — ტრიგონული, ხშირია ფირვკებრივი კრისტალები. აგრეგატები — ფურცლოვანი. ზოგჯერ ბოჭკოვანი. ტყეჩადობა — სრული (0001)-ის გასწვრივ. ფერი — თეთრი, მკრთალად მომწვანო. არის მოწითალო და ნოყვიათალო. წარმოშობით ტიპური დაბალტემპერატურული, ჰიდროთერმული მინერალია. გვხვდება სერპენტიტის საბადოებში. აგრეთვე ქლორიტებთან და დოლომიტებთან.

ურანიიტი — UO_2 (U — 50 — 65%): მინარეების სახით შეიკავს Th, Ra, Pl, He, სინგონია — კუბური (ნახ. 84). კრისტალები იშვიათია, უფრო ხშირად გვხვდება ნაჟონი, თირკმლისებრი აგრეგატების სახით. ურანიიტის ასეთ სახეობას ურანის ფისის მადანს უწოდებენ. ცნობილია აგრეთვე კვარტლისებრი ბრკეებისა და ფხენილის სახით. ფერი — შავი, მურა-შავი. ელვარება — ნახევრად მეტალური, ფისისებრი. სიმაგრე — 5,5 — 6. კუთრი წონა — 8 — 10. ძლიერ რადიოაქტიურია. წარმოშობა — ურანიიტი გვხვდება პეგმატიტებში, არის ჰიდროთერმულიც და დალექვის გზითაც ჩნდება ორგანულ ნივთიერებასთან ერთად.



ნახ. 84. ურანიიტის კრისტალების ფორმა.

საბადოები — კანადა, ბელგიის კონგო, ჩეხოსლოვაკია (მადნიანი მთები) და სხვ. ურანის ძირითადი მადანია.

ილმენიტი — FeTiO_3 (FeO — 47,3%, TiO_2 — 52,7%): თითქმის ყოველთვის შეიკავს Fe_2O_3 -ს. სინგონია — ტრიგონული, კრისტალების ფორმა — რამპოედრული. ხშირია უსწორმასწორო ჩანაწინწყლი ფორმები. ფერი — შავი, მურა ან ფოლადისებრი რუხი. ელვარება — ნახევრად მეტალურიდან — მეტალურამდე. სიმაგრე — 5,5. კუთრი წონა — 4,7. სუსტად მეგნეტიურია. წარმოშობა — მაგმური. ხშირად უკავშირდება ტუტე პეგმატიტებს. საბადოები: სსრკ-ში — ილმენის მთებში (ურალი), საიდანაც მისი სახელწოდება წარმოსდგება. გვხვდება აგრეთვე ხიბინის მთებში (კოლნის ნახევარკუნძული). გამოყენება — ტიტანის ძირითადი მადანია.

რუტილი — TiO_2 (Ti — 60%, O — 40%); მინარეგები — FeO, Fe_2O_3 , SnO_2 , (Ni, Ta) $_2O_3$. სინგონია — ტეტრაგონული. კრისტალები — პრიზმული, ნემსისებრი. ფერი — მუქი მოწითალო. ელვარება — მეტალისებრი, ალმასისებრი. სიმკვრე — 6 — 6,5. კუთრი წონა — 4,2. ნემსისებრ რუტილს, ჩაზრდილს სხვა მინერალებში საგენიტი ეწოდება. წარმოშობა — მაგმური, მეტამორფული და სხვ. საბადოები: სსრკ-ში — ილმენის მთებში (ურალი), ყაზახეთში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — აშშ, ნორვეგიაში, მადაგასკარზე და სხვ. ტიტანის ძირითადი მადანია.

ჰალიდური ნამატები

ამ ჯგუფის მინერალები უმთავრესად ქლორიანი და ფტორიანი ნაერთებია. ქლორიანი ნაერთები ანუ ქლორიდები წყალში ადვილად იხსნება და წარმოშობითაც ზღვის ან ტბის მლაშე წყლებიდან არიან კიმიური გზით გამოყოფილი. ფტორიანი ნაერთები კი უმთავრესად პნევმატოლათური და ჰიდროთერმული პროცესების შედეგად ჩნდება და წყალში პრაქტიკულად უხსნადი არიან.

ჰალიტი (ქვამარილი) — NaCl (Na — 39,4%, Cl — 60,6%); მინარეგები — ხშირად სულფატები და კალციუმის და მაგნიუმის ქლორიდები. სინგონია — კუბური. კრისტალებს ფორმა — ჰექსაედრები. აგრეგატები — მარცვლოვანი, მკერივი, ბოჭკოვანი და სხვ. ფერი — თეთრი — უფეროდღე. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრე — 2. კუთრი წონა — 2,1 — 2,2. ტეჩვადობა — სრული (100)-ის პარალელურად. ძლიერ პიგროსკოპულია.

საბადოები: სსრკ-ში — სლავიანსკ-არტემოვსკში, ყაზახეთში, ქვემო ვოლგისპირა მხარეში, მლაშე ტბებში — ბასკუნჩაი და ელტონი, სოლიკამსკში (ურალი); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — გერმანიაში (სტრასფურტი), პოლონეთში (ველიჩკო), იტალიაში, ეგვიპტესა და სხვ. გამოიყენება მრეწველობის მრავალ დარგში, განსაკუთრებით კიმიურ მრეწველობაში — მარილმცავსა და სოდის მისაღებად.

სილვინი — KCl (K — 52,5%, Cl — 47,5%); მორფოლოგიურად ჰალიტისაგან არ განსხვავდება. ფერი — გამჭვირვალე, უფერო, მაგრამ ხშირად მინარეგების გამო ყვითელი, მოწითალო, მტრედისფერი. ელვარება — მინისებრი. ტეჩვადობა — სრული (100)-ის მიმართ. სიმკვრე — 1,5 — 2. კუთრი წონა — 1,97 — 1,99. წყალში ადვილად იხსნება. აქვს მწვავე გემო. მეტ შემთხვევაში ჰალიტთან ერთად გვხვდება (სოლიკამსკი).

კარნალიტი — KCl, $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (Mg — 8,7%, K — 14,1%, Cl — 38,3%, H_2O — 38,9%). ზოგჯერ მცირე რაოდენობით Br ურევია. კრისტალდება რომბულ სინგონიაში, მაგრამ კარგად განვითარებული კრისტალები იშვიათია, უფრო ხშირად ჩანაწინწყლ და მარცვლოვან აგრეგატებს ქმნის. ფერი — რძისებრ თეთრი, ხშირად კა მოვარდისფრო-მოწითალო, სუფთა კარნალიტი ჩვეულებრივ უფეროა. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრე — 2 — 3. კუთრი წონა — 1 — 6. ძლიერ პიგროსკოპულია. აქვს მომლამო მწვავე გემო. გვხვდება ჰალიტსა და სილვინთან ერთად (სოლიკამსკი).

სილვინი და კარნალიტი გამოიყენება სოფლის მეურნეობაში, როგორც ნიადაგის კალიუმის სასუქი, კიმიურ მრეწველობასა და მედიცინაში.

ფლუორიტი — CaF_2 (Ca — 51,2%, F — 48,8%); კრისტალდება კუბურ სინგონიაში. დამახასიათებელი ფორმებია ჰექსაედრები, ოქტაედრები და რომბული დოდეკაედრები, ხშირია მრჩობლები. აგრეგატები — მკიდრო, მსხვილმარცვლოვანი და ჩაწინწყლული. ფერი — იშვიათად უფერო, უფრო ხშირია ნაცრისფერი, მო-

შწვანო, იისფერი. მოყვითალო და წერა. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 4 კუთრი წონა — 3 — 3,25. ტკეჩვადობა — სრული (111)-ის მიმართ. საბადოები: სსრკ-ში — იმიერბაიკალეთში, შუა აზიაში, არხანგელსკის ოლქში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — აშშ-ში (კენტუკის შტატი), ინგლისში (კამბერლენდი) და სხვ. გამოიყენება მეტალურგიაში ადვილად მდნობადი წიღების მისაღებად. ფოსფორ-შემცველი რკინის მადნების დნობის პროცესში მიღებული წიდა მწკნელოვანი ფოსფორიანი სასუქია ნიადაგებისათვის. გარდა ამისა, მას იყენებენ ფტორის პრეპარატების მისაღებად და სხვ.

კ ა რ ბ ო ნ ა ტ მ ბ ი

კარბონატები წართოდ გავრცელებული მინერალია. რომლებიც მთლიანად აღებული მიწის ქრქვის 1,7%-ს შეადგენს. ამ ჯგუფში შედის 30-მდე მინერალი, რომელთა შორის მწკნელოვანი გავრცელებით Ca, Mg, Fe, Zn, Pb და Ba კარბონატებია სარგებლად. ქიმიურ შედგენილობის მიხედვით არჩევენ უწყლო და წყლიან კარბონატებს. უწყლო კარბონატებში თავს მხოლოდ ორი რაგი გამოიყოფა: ტრიგონული (კალციტის რაგი) და რომბული (არაგონიტის რაგი). ამგვარად, კარბონატების კლასიფიკაცია შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ:

I. უწყლო კარბონატები

ა. ტრიგონული კარბონატები

(კალციტის რაგი)

1. კალციტი — CaCO_3
2. მაგნეზიტი — MgCO_3
3. დოლომიტი — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
4. სიდერიტი — FeCO_3
5. როდოქროზიტი — MnCO_3
6. სმიტსონიტი — ZnCO_3

ბ. რომბული კარბონატები

(არაგონიტის რაგი)

1. არაგონიტი — CaCO_3
2. ვიტერიტი — BaCO_3
3. სტრონციანიტი — SrCO_3
4. ცერუსიტი — PbCO_3

II. წყლიანი კარბონატები

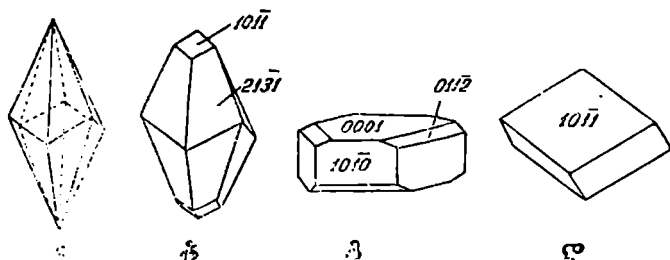
1. მალაქიტი — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$

2. აზურიტი — $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$

ამ მინერალებიდან ქვემოთ მხოლოდ პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი კარბონატების აღწერა მოცემული.

კალციტი — CaCO_3 (CaO — 56%, CO_2 — 44%): კარბონატებს შორის ყველაზე ფართოდ გავრცელებული მინერალია. კრისტალური ფორმებიდან მისთვის ძლიერ დამახასიათებელია რომბოედრები და სკალენოედრები (ნახ. 85). აგრეთვე — მარცვლოვანი, ოვალთური, ნაქონი ფორმები — სქალაქტიტები და სტალაგმიტები. ფერი — გამჭვირვალე, უფერო, თეთრი, მოყვითალო ან მონაცრისფრო. ელვარება — მინისებრი. ტკეჩვადობა — სრული. სიმაგრე — 3. კუთრი წონა — 2,6 — 2,8. შიშინით იხსნება მარილმჟავაში. კალციტის სახესხვაობებ-დან აღსანიშნავია ისლანდიური შპატი — უფერო, გამჭვირვალე, სინათლის სხივით ორმაგი გარდატეხის მაღალი მაჩვენებლით, რის გამოც სხვანაირად გამორჩეულ შპატს უწოდებენ. კალციტი გამოიყოფა როგორც ცხელი, ისე ცივი ხსნარებიდან.

იგი დიდი რაოდენობით ილექება ზღვებში ქიმიური გზით და ორგანიზმების მოქმედებით. სსკ-ში ისლანდიური შხატი შუა აზიაში გვხვდება; საზღვარგარეთ — ისლანდიაში.



ნახ. 85. კალციტის კრისტალების ფორმა:

ა, ბ — სკალენოედრები; გ — ფიჩფიტოვანი კრისტალი; დ — რომბოედრი.

მაგნეზიტი — $MgCO_3$ (MgO — 47,6%, CO_2 — 52,4%): კრისტალები რომბოედრების სახით გვხვდება, მაგრამ იშვიათად. მეტწილად მოიპოვება მარცვლოვანი, ფიჩფიტოვანი, მჭიდრო აგრეგატების სახით. ფერი — თოვლივით თეთრი, მოყვითალო, მონაცრისფრო, ნახევრად გამჭვირვალე. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 4 — 4,5. კუთრი წონა — 2,9 — 3,1. იხსნება მხოლოდ ცხელ HCl -ში. წარმოიშობა მაგნიუმის სილიკატებით მდიდარი ქანების გამოფიტვით ან მეტასომატური გზით. საბადოები: სსკ-ში — ურალზე, აღმოსავლეთ საიანებში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — მანჯურიაში, კანადაში, ავსტრიაში. გამოიყენება მეტალურგიაში ცეცხლგამძლე აგურის დასამზადებლად და მაგნიუმის მისაღებად.

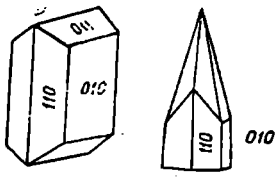
დოლომიტი — $CaMg(CO_3)_2$ (CaO — 30,4%, MgO — 21,7%, CO_2 — 47,9%): გვხვდება რომბოედრული კრისტალების სახით. ხშირია აგრეთვე კრისტალების ურთიერთშეზრდა, რომელსაც უნაგირისებრი ფორმა აქვს. აგრეგატები — მიწისებრი. მარცვლოვანი, მკვრივი მასები, პოროვანია. ფერი — ხშირად თეთრი, მონაცრისფრო, მოყვითალო. მოწყობილობა — მინისებრი. ტექჩადობა — სრული. სიმაგრე — 3,5 — 5. კუთრი წონა — 1,8 — 2,9. კალციტთან შედარებით ძნელად იხსნება მარილმჟავაში. დოლომიტის უმთავრესი საბადოები დანალექი წარმოშობისაა (კირქვების დოლომიტიზაცია). გვხვდება ჰიდროთერმული წარმოშობისა.

საბადოები: სსკ-ში — ურალზე, დონბასში, ვოლგისპირეთში, ციმბირში, შუა აზიაში, საქართველოში (ქუთაისის, ქარელის რაიონები, აფხაზეთი) და სხვ. დოლომიტს იყენებენ მეტალურგიაში, როგორც ფლიუსს, ცეცხლგამძლე მასალად და სხვ.

სიდერიტი — $FeCO_3$ (FeO — 62,1%, CO_2 — 37,9%): კრისტალურ ფორმაში მეტწილად რომბოედრულია. აგრეგატები — მარცვლოვანი, მიწისებრი, სფერული. უქანსკენელ შექთხვევაში სიდერიტს თიხა ურევია და სფეროსიდერიტს უწოდებენ. ფერი — ნაცრისფერი, მოყვითალო, მომწვანო. მურა. ელვარება — მინისებრი. ტექჩადობა — სრული ($10\bar{1}1$)-ის გასწვრივ. სიმაკრე — 3,5 — 4. კუთრი წონა — 3,9, წარმოშობით სიდერიტი ჰიდროთერმულია, დანალექი (აღდგენითი პროცესის მინერალია), ჩნდება აგრეთვე კირქვების და დოლომიტების მეტასომატური ჩანაცვლების გზით. რკინის მნიშვნელოვანი მადანია.

საბადოები: სსრკ-ში — სამხრეთ ურალზე (პიდროთერმული წარმოშობის); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ესპანეთში, ავსტრიაში, გერმანიაში და სხვ

არაგონიტი — CaCO_3 (CaO — 56%, CO_2 — 44%): სინგონია — რომბული. კრისტალები — პრიზმული და ნემსისებრი. აგრეგატები — რადიალური, სხივოსნური, მკვრივი მასები, ზოგჯერ ოლითები, პიზოლითები და ნაყონი ფორმები. ფერი — თეთრი, ნაცრისფერი. ზოგჯერ მოყვითალო, იისფერი და სხვ. ხშირად გამკვეთველია. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 3, 5 — 4. კუთრი წონა — 2, 9 — 3, 00. ადვილად იხსნება HCl -ში. წარმოშობა — პიდროთერმული. გამოიყოფა ვულკანურ ქანთა პორებში, ჩნდება გამოფიტვის ქერქსა და მანდელ საბადოთა ქანების ზონაში. საბადოები: სსრკ-ში — ურალზე, სომხეთში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ესპანეთში, იტალიაში, ჩეხოსლოვაკიაში. გამოიყენება როგორც სანახევრო ქვა.



ნახ. 86. არაგონიტის კრისტალების ფორმა.

მალაქიტი — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ (CuO — 71,9%, CO_2 — 19,9%, H_2O — 8,2%): სინგონია — მონოკლინური. დამახასიათებელია ძლიერ წვრილი ნემსისებრი და პრიზმული კრისტალები. უფრო ხშირია ნაყონი ფორმები — თირკმლისებრი, რადიალურ-ბოჭკოვანი აგებულების, მტევნისებრი და მიწისებრი მასები. ფერი — მწვანე, მომწვანო მ-შავო. ელვარება — მინისებრი, აბრეშუმის. კრისტალებს — ალმასისებრი. ტყეჩვადობა — შესამჩნეველი. სიმაგრე — 3, 5 — 4. კუთრი წონა — 3, 9 — 4, 1. წარმოშობით მალაქიტი მეორადი მინერალია. ჩნდება სპილენძის სულფიდების დაჟანგვის ზონაში.

აზურიტი — $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$ (CuO — 69,2%, CO_2 — 25,6%, H_2O — 5,2%): სინგონია — მონოკლინური. ფერი — მუქი ლურჯი. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 3, 5 — 4. კუთრი წონა — 3, 7 — 3, 9. იგივე პირობებში ჩნდება როგორც მალაქიტი.

საბადოები: მალაქიტი და აზურიტი ხშირად ერთად გვხვდება. მალაქიტის დიდი საბადო სსრკ-ში ურალზეა ცნობილი. საზღვარგარეთ — ავსტრალიაში, საფრანგეთსა და სხვ. მალაქიტს და აზურიტს იყენებენ სპილენძის მისაღებად და სახელო ქვად (მალაქიტი).

ნ ი ტ რ ა ბ ე ბ ი

ნიტრატები აზოტმკვავს პარტილებია. ამ ჯგუფის მინერალების მთავარი წარმომადგენელია ნატრიუმის (ჩილის გვარჯილა) და კალიუმის გვარჯილა. ორივე ეს მინერალი მარილის მსგავსი მასების სახით გვხვდება. ხშირია აგრეთვე ქერქები და სხვ. წყალში ადვილად იხსნება. ნახშირზე გახურების დროს გვარჯილის ფხვნილი ფეთქდება.

ნატრიუმის (ჩილის) გვარჯილა — NaNO_3 (Na_2O — 36,5%, N_2O_5 — 63,5%): სინგონია — ტრიგონული. კრისტალებს რომბოედრული ფორმა ახასიათებთ. ფერი — თეთრი, ელვარება — მინისებრი. ტყეჩვადობა — სრული რომბოედრის გასწვრივი. სიმაგრე — 1 — 2. კუთრი წონა — 2, 24 — 2, 29. წყალში ადვილად იხსნება. გემო — მლაშე. წარმოშობა უმთავრესად მშრალი ჰაერის პირობებში ორგანული ნივთიერების ბიოქიმიური დაშლის გზით. ზოგის აზრით, გვარჯილაში შემაჯავლი აზოტი ვულკანური წარმოშობისა უნდა იყოს. ცნობილია აგრეთვე ქიმიუ-

რი გზით დალექილი. ამ შემთხვევაში მისი თანამგზავრებია ჰალიტი, თაბაშირი, მირაბილიტი და სხვ.

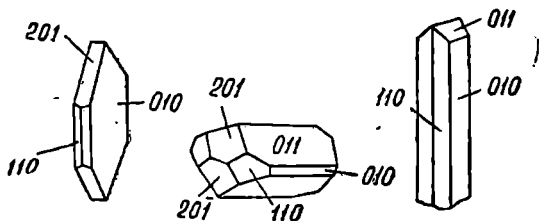
საბადოები: სსრკ-ში — იმერბაიკალეთში, ყაზახეთში, ალტაიზე; საზღვარგარეთ — ჩილიში (უდიდესი საბადოა), კალიფორნიაში, აფრიკაში (საპარა), ეგვიპტესა და სხვ. ნატრიუმის გვარჯილას იყენებენ ნიადაგის სასუქად, მფეთქი ნივთიერების მისაღებად და სხვ.

კალიუმის გვარჯილა — KNO_3 (K_2O — 46,5%; N_2O_5 — 53,5%); სინგონია — რომბული. კრისტალები — ნემსისებრი, ბეწვისებრი, ხშირად სხივოსნურად განწყობილი. აგრეგატები — წვირილმარცვლოვანი, მიწისებრი. ფერი — თეთრი. ელვარება — მინისებრი, აბრეშუქვას. სიმაგრე — 2. კუთრი წონა — 2 — 2,1. გემო — მლაშე. წყალში ადვილად იხსნება, ჰაერზე სინეტეს არ ითვისებს. წარმოიშობა ორგანული ნივთიერების დაშლის ხარჯზე. დიდი საბადოები არაა ცნობილი. სსრკ-ში გვხვდება შუა აზიაში, ყირიშში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ჩილიში, ალჟირში და სხვ. გამოიყენება მფეთქი ნივთიერების მისაღებად, ნიადაგის სასუქად და K-ის მარილების მისაღებად.

ს უ ლ ფ ა ტ ე ბ ი

ქიმიური შედგენილობით სულფატებში უწყლო და წყლიანი ნაერთები გამოიყოფა. უწყლო სულფატებს მიეკუთვნება ბარიტი, ანჰიდრიდი, ცელესტინი და სხვ წყლიანს — თაბაშირი, მირაბილიტი და სხვ.

ბარიტი — $BaSO_4$ (BaO — 65,7%, SO_3 — 34,3%); სინგონია — რომბული. კრისტალების ფორმა — პრიზმული, ფირფიტოვანი (ნახ. 87). აგრეგატები — ნაფოტისებრი, მარცვლოვანი, იშვიათად მიწისებრი. ფერი — უფერო, თეთრი, მოყვითალო, ნაცრისფერი, მოწითალო-მოლურჯო და სხვ. ელვარება — მინისებრი. ტყეჩადობის სიბრტყეზე — სადაფისებრი.



ნახ. 87. ბარიტის კრისტალების ფორმა.

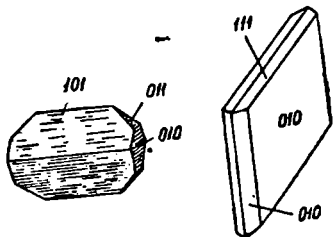
წარმოშობით ბარიტი ტიპური ჰიდროთერმული მინერალია, იშვიათად დანალექი. საბადოები: სსრკ-ში — საქართველოში (ქუთაისის, ბოლნისის რაიონები, რაჭა, სამხრეთ ოსეთი, აფხაზეთი და სხვ.), თურქმენეთში (კოუნდდალი), ურალზე, ალტაიში; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — გერმანიაში (ფრეიბერგი) და სხვ. გამოიყენება თეთრი ფერის მძიმე და მდგრადი საღებავის — ლიტოპონის დასამზადებლად, ქაბურღილების გაყვანისას და სხვ.

ანჰიდრიდი — $CaSO_4$ (CaO — 41,2%, SO_3 — 58,8%); სინგონია — რომბული (ნახ. 88). კრისტალები იშვიათია. უფრო ხშირად მარცვლოვანი, ბოჭკოვანი და მიწისებრი მასების სახით გვხვდება. ფერი — თეთრი, მორჯხო, მოწითალო, მოცისფრო, მოიისფრო. სიმაგრე — 3 — 3,5. კუთრი წონა — 2,9 — 3. დამახასია-

თებელია ტყეწვადობა სამი ურთიერთპერპენდიკულარული მიმართულებით ანჰიდრიდი ზღვევსა და ტბებში გამოიყოფა ქიმიური გზით. იშვიათად ჰიდროთერმულია.

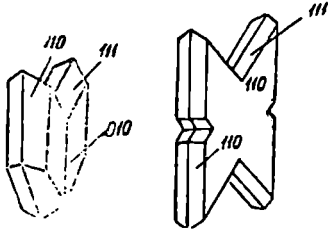
საბადოები: სსრკ-ში — დონბასში (არტემოვსკი); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — გერმანიაში (სტრასფურტი), ინდოეთში (პენჯაბი). გამოიყენება ცემენტის წარმოებაში.

თაბაშირი — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ($\text{CaO} - 32,5\%$, $\text{SO}_3 - 46,6\%$, $\text{H}_2\text{O} - 20,9\%$): სინგონია — მონოკლინური. ახასიათებს მეტ შემთხვევაში დიდი ზომის, კარგად განვითარებული, სქელფირფიტოვანი და პრიზმული კრისტალები (ნახ. 88) = კრისტალები ხშირად ეზრდება ერთმანეთს და წარმოშობს მერცხლის კუდის მსგავს მრჩობლებს (ნახ. 89). აგრეგატები — მარცლოვანი, ბოქვოვანი, ფირფიტოვანი. ფერი — თეთრი, უფერო, რუხი, მოყვითალო, ვარდისფერი. ელვარება — მინისებრი, ტყეწვადობის სიბრტყეზე — სადაფისებრი, ბოქვოვან აგრეგატებს — აბრეშუმისებრი. სიმკვრივე — 1,5 — 2. კუთრი წონა — 2,3. ტყეწვადობა — სრული. თაბაშირი ზღვევსა და ტბებშია წარმოშობილი ქიმიური დალექვით. იშვიათად არის ჰიდროთერმული.



ნახ. 88. ანჰიდრიდის (ა) და თაბაშირის (ბ) კრისტალების ფორმა.

საბადოები: სსრკ-ში — არხანგელსკის ოლქში, ურალის დასავლეთ კალთებზე, ბაშკირეთში, უკრაინაში (დონბასი), შუა აზიაში, საქართველოში (ხულონი, სალომინაო, წყალთბილა და სხვ.). იხსნება მარილწყალში, $120^\circ - 140^\circ$ გახურებით გადადის ნახევრად ჰიდრატში — $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$, რომელიც წყალში ახელისას მალე მყარდება, მოცულობაში ფართოვდება სითბოს განყოფივით, ამ თვისებაზეა აგებული თაბაშირის გამოყენება ცემენტის წარმოებაში, ელექტროტექნიკაში, მედიცინაში. არქიტექტურასა და სხვა დარგებში.



ნახ. 89. თაბაშირის მრჩობლი.

მირაბილიტი — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ($\text{Na}_2\text{O} - 19,3\%$, $\text{SO}_3 - 24,8\%$, $\text{H}_2\text{O} - 55,9\%$): სინგონია — მონოკლინური. კრისტალები — მცირე ზომის, პრიზმული: აგრეგატები — მასიური ან ბრკეების სახით. ფერი — თეთრი ან უფერო, გამჭვირვალე, ნაცრისფერი, მოლურჯო, მოყვითალო. ელვარება — მინისებრი. ტყეწვადობა — სრული. სიმკვრივე — 1,5 — 2. კუთრი წონა — 1,48. წყალში ადვილად იხსნება და წყალსაც ადვილად კარგავს. მირაბილიტის გამოყოფა ხდება ქიმიური გზით, მარილიანი წყლებიდან (ტბებსა და ზღვის უბებში). საბადოები: სსრკ-ში — ყარა-ბოლაზ-გოლში; საზღვარგარეთ — აშშ-ში, არგენტინაში, მექსიკაში, ესპანეთსა და სხვ. გამოიყენება კალუსტიკური სოლის მისაღებად, მინის წარმოებაში, მედიცინაში და სხვ.

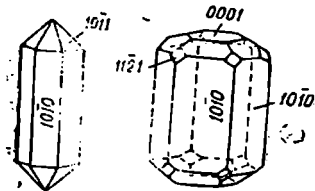
ალუნებიტი — $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$ ($\text{K}_2\text{O} - 11,4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 37,0\%$, $\text{SO}_3 - 38,6\%$, $\text{H}_2\text{O} - 13,0\%$): სინგონია — ტრაგონული. უფრო ხშირად მიწისებრი ან ქვისებრი მასების სახით გვხვდება. ფერა — თეთრი, მოყვითალო, მორუხო, მოწითალო. სიმკვრივე — 3,5 — 4. კუთრი წონა — 2,6 — 2,3 წარმოშობით ჰიდროთერ-

მულია, დაკავშირებული ვულკანურ მოქმედებასთან. საბადოები: სსრკ-ში — ზაგ-ლიკში (აზერბაიჯანი); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ჩინეთში, იტალიაში და სხვა მოიყენება შაბისა და ალუმინის მისაღებ ნედლეულად.

ფ ო ს ფ ა ტ ი ბ ი

ფოსფატებიდან დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს აპატიტს, ფოსფორიტს და ვივიანიტს, როგორც ფოსფოროვანი სასუქების მისაღებ ნედლეულს.

აპატიტი — $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot \text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2 \text{Cl}$ (P_2O_5 — 41,42%); სინგონია — ჰექსაგონური. კრისტალების ფორმა მეტწილად პრიზმულია, ზოგჯერ ნემსისებრი (ნახ. 90). აგრევატები — მკვრივი, მარცვლოვანი, კრისტალურ-მიწისებრი. ფერი —



ნ.ხ. 90. აპატიტის კრისტალების ფორმა.

მოყვითალო, მტრედისფერი, მომწვანო, იშვიათად იისფერი და მურა, ზოგჯერ გამჭვივალე, თითქმის უფერო. ელვარება — მინისებრი, მონატეხზე ცხიმური. ტყეჩადობა — (0001)-ის მიმართ შესამჩნევია. სიმკვრე — 5. კუთრი წონა — 3,16—3,22. წარმოშობა — მაგმური, კონტაქტ-მეტასომატური, ზოგჯერ ჰიდროთერმული.

საბადოები: სსრკ-ში — კოლის ნახევარკუნძულზე (ხიბინი), სამხრეთ ურალზე, ბაიკალის ტბასთან, საქართველოში

(სოფ. ვაკეჯარი — გურია); საზღვარგარეთის ქვეყნებში — შვედეთში, კანადაში, ალჟირში, ტუნისში, მაროკოში და სხვ.

ფოსფორიტი კიმიური შედგენილობით ახლოს დგას აპატიტთან, მაგრამ შერეული აქვს კალციუმის კარბონატი, თიხა და სხვ. P_2O_5 -ის რაოდენობა 15—30%-მდეა. ფოსფორიტი გვხვდება კონკრეციების, მარგულებისა და მიწისებრი აგრევატების სახით. კონკრეციებს რადიალურ-სხივოსნური აღნაგობა ახასიათებთ. ფერი — სხვადასხვა — მუქი ნაცრისფერი, თითქმის შავი და თეთრიც. ფოსფორიტები ზღვიურ ნალექებს უკავშირდება და ბიოკიმიური გზითაა წარმოშობილი. საბადოები: სსრკ-ში ბევრ ადგილასაა ცნობილი — უკრაინაში (კამენეც-პოდოლსკი), კურსკის ოლქში, ყაზახეთსა და სხვ.

ვივიანიტი — $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (P_2O_5 — 28,3%, FeO — 43,0%, H_2O — 28,7%); სინგონია — მონოკლინური. ახასიათებს პრიზმული და ნემსისებრი კრისტალები. აგრევატები — მიწისებრი, სხივოსნური, თიკმლისებრი. ფერი — ლურჯი, მტრედისფერი, საღ მდგომარეობაში უფერო. ელვარება — მინისებრი, სადაფისებრი. ტყეჩადობა — სრული. სიმკვრე — 1,5 — 2. კუთრი წონა — 2,95. წარმოიშობა როგორც მეორადი მინერალი დაჟანგვის ზონაში და აგრეთვე ბიოკიმიური გზით — ტბებსა და ჭაობებში. ფოსფორის წყარო აქაც ორგანული ნაშთებია. საბადოები: სსრკ-ში — ჭერჩის ნახევარკუნძულზე, მოსკოვის ოლქში და სხვ.

ს ი ლ ი კ ა ტ ი ბ ი

ზოგადი შენიშვნები

სილიკატები დიდ როლს ასრულებენ ლითონფეროს აგებულებაში. ისინი რამდენიმე ასეულ მინერალს აერთიანებენ და ერთად აღებულნი მიწის ქერქის მასის 75%-ს შეადგენენ.

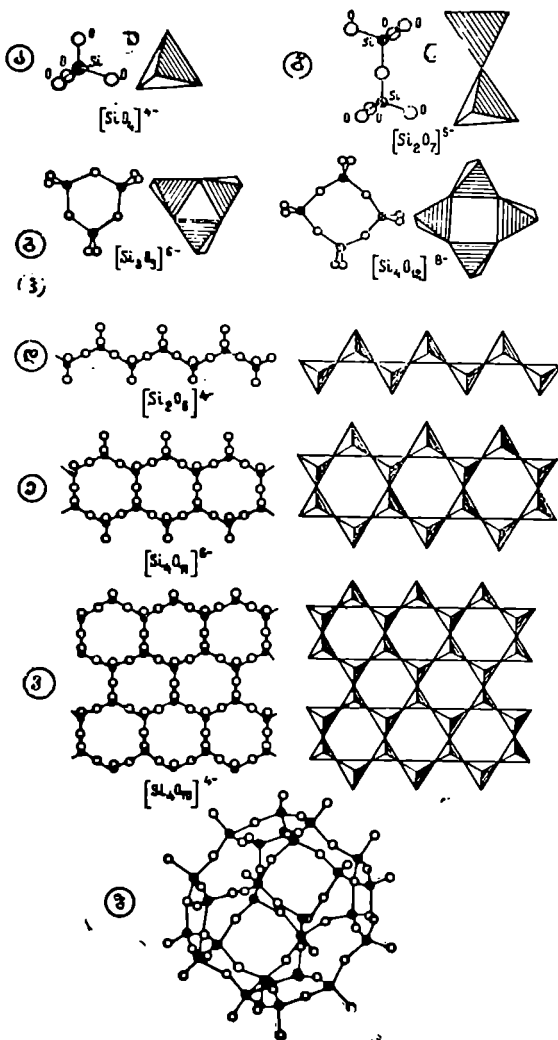
ქიმიურად სილიკატები რთული ნაერთებია, რომელთა აგებულებაში შემდეგი უმთავრესი ელემენტები მონაწილეობს: O, Si, Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺, Ca, Mg, Na, K, Mn, Ti, Li, Be, Zr, F, H (H⁺, [OH]⁻-ის და H₂O სახით). სილიკატების უმრავლესობა უმთავრესი ქანმაშენი მინერალებია, რომელიც დაღ როლს ასრულებენ როგორც მაგპური, ისე მეტაქორფულა და დანალექი ქანების შედგენილობაში. მინერალების ეს ჯგუფი პრაქტიკული თვალსაზრისითაც მნიშვნელოვანია, როგორც ცეცხლგამძლე და კერამიკის ძირითადი მასალა გარდა ამისა, ზოგი მათგანი ძვირფასი სამკაული ქვაა (ტოპაზი, ზურმუხტი და სხვ.). სილიკატებთან არის დაკავშირებული მეტად მნიშვნელოვანი მეტალები: ნიკელი, კობალტი, ბერილიუმი, ლითიუმი და სხვ.

სილიკატების სტრუქტურა და კლასიფიკაცია

მინერალთა კვლევაში რენტგენული სხივების გამოყენებამ ძირეულად შეცვალა ძველი წარმოდგენები სილიკატების აგებულების შესახებ. თუ ადრე ამ ჯგუფის მინერალებს იხილავდნენ როგორც პარალელს ჰიპოთეტური სიმკვავეებისა — H₂SiO₃, H₄SiO₄, H₆Si₂O₇ და ა. შ. და ამის საფუძველზე ახდენდნენ მათ კლასიფიკაციას, დღეს სილიკატურ მინერალთა სისტემატიკას საფუძვლად უდევს მათი სტრუქტურული (კრისტალოქიმიური) თავისებურებანი. ყველა სილიკატის ძირითად სტრუქტურულ ერთეულად მიჩნეულა სილიციუმის მქაფას ანიონი — [SiO₄]⁻⁴ ე. წ. სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრი, სადაც Si⁴⁺ იონი (იონური რადიუსი — 0,39) სიმეტრიულად ვარემოცულია O²⁻-ის ოთხი იონით (იონური რადიუსი — 1,36). ამასთან O²⁻-იონებს ტეტრაედრის წვეროები უკავია, Si⁴⁺-ს კი — ტეტრაედრის ცენტრი. სილიციუმ-ჟანგბადოვან ამ ტეტრაედრში ოთხი თავისუფალი ვალენტური კავშირი არსებობს, რომელთა საშუალებით ხდება შეერთება სხვა ელემენტთა იონებისა. ამგვარად შეაკვრება კრისტალურა მესერა. აა ასეთი ტეტრაედრების ერთიერთშეკავშირების ნაირგვარობა გარკვეულ გამოხატულებას პოულობს არა მარტო მინერალის ფორმულაში, არამედ ფიზიკურ თვისებებსა და კრისტალთა მორფოლოგიაში.

ალუმოსილიკატების კრისტალურ მესერში განსაკუთრებულ როლს ასრულებს ალუმინის იონი (Al³⁺), რომელსაც შეეძლება მნიშვნელოვანი რაოდენობით (50% -მდე) შეცვალოს სილიციუმის იონი. მაგრამ როგორი რაიონობითაც არ უნდა იყოს ჩანაცვლება ოთხვალენტოვანი სილიციუმისა სამვალენტოვანი ალუმინით, მაინც წარმოიქმნება დამატებითი უარყოფითი მუხტი, რომელიც ნეიტრალდება კათიონებით K⁺, Na⁺ და Ca²⁺. ალუმინის იონის მონაწილეობით ანიონებს ასეთნაირი სახე აქვს: [AlSi₃O₈]⁻, [AlSi₂O₆]²⁻ და [AlSiO₄]⁻¹.

რენტგენული ანალიზი გვიჩვენებს, რომ კრისტალურ მესერში სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრები გაწყობილია ან ერთმანეთისაგან განცალკევებით (იზოლირებულად), ან — ჯგუფურად. უკანასკნელ შემთხვევაში ტეტრაედრები ერთმანეთს წვეროებით (საერთო ჟანგბადებით) უკავშირდებიან და წარმოქმნიან იზოლირებულ კუნძულისებრ და უსასრულო ძეწყვისებრ სტრუქტურებს, თავის მხრივ ძეწყვისებრი ფორმების გართულება — შეერთება ბაფთებს წარმოქმნის, ხოლო უკანასკნელი უსასრულო ფენებს იძლევა და ბოლოს ტეტრაედრების ყველა წვეროთი შეერთება სამგანზომილებიან კარკასს წარმოქმნის. ყოველივე ამის საფუძველზე დღეს სილიკატებს შემდეგნაირად ანაწილებენ:



ნახ. 91. სილიციუმ-ვანგზადოვანი ტეტრაედრების შეერთების ტიპები (შავი წერტილები სილიციუმი, თეთრი წრეები — ვანგზადი):
 ა — სილიციუმ-ვანგზადოვანი იზოლორებული ტეტრაედრი; ბ — ორი ტეტრაედრის (გაორკეცებული) ჯგუფი; გ — სამი და ოთხი ტეტრაედრის ჯგუფები რგოლად შეკრული; დ — ტეტრაედრების მწვეკეი; ე — ტეტრაედრების ბაფთა; ვ — ტეტრაედრების ფენი; ზ — ტეტრაედრების კარკასი.

I კუნძულისებრი სილიკატები

- ა) სილიკატები იზოლირებული ტეტრაედრებით $[\text{SiO}_4]^{4-}$
- ბ) სილიკატები იზოლირებული ორფა ტეტრაედრების ჯგუფით — პანტელი $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$
- გ) სილიკატები ტეტრაედრების სამკუთხა რგოლისებრი სტრუქტურით $[\text{Si}_3\text{O}_6]^{6-}$
- დ) სილიკატები ტეტრაედრების ოთხკუთხა რგოლებით $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$
- ე) სილიკატები ტეტრაედრების ექვსკუთხა რგოლებით $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$

II. უსასრულო სილიკატები

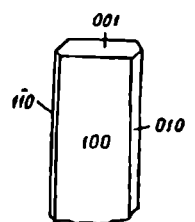
- ა) სილიკატები ტეტრაედრების ძეწვეისებრი სტრუქტურით $n[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}_{n-\infty}$
- ბ) სილიკატები ბაფთისებრი სტრუქტურით $n[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}_{n-\infty}$
- გ) სილიკატები ფენობრივი სტრუქტურით $n[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}_{n-\infty}$
- დ) სილიკატები სამგანზომილებიანი კარკასით $n[\text{Si}_4\text{O}_8]^{4-}_{n-\infty}$

სილიკატები იზოლირებული და ორფა ტეტრაედრებით

ასეთ სილიკატებს მრავალი მინერალი მიეკუთვნება, რომელთაგან ჩვენ მხოლოდ უმთავრესს განვიხილავთ.

დისტენი — ან დალუზიტი — სილიმანიტის ჯგუფი. ამ ჯგუფში ერთი და იმავე შედგენილობის, მაგრამ მორფოლოგიური და ფიზიკური თვისებებით განსხვავებული მინერალები შედის. სახელობრ: დისტენი (კინიტი), ანდალუზიტი, სილიმანიტი.

დისტენი $^1 - \text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$: სინგონია — ტრიკლინური. კრისტალების ფორმა გრძელპრიზმული (ნახ. 92), ხშირი მრჩობლებით. ფერი — ლურჯი, ცისფერი, ზოგჯერ მწვანე, იშვიათად უფერო. ელვარება — მინისებრი. ტკეზადობის სიბრტყეებზე — სადაფისებრი. სიმაგრე — ცუდლენადი, (100)-ის გასწვრივ — 4,5. ამის მართობულად კონ — 6; (010) და (110) წახნაგებზე — 7. ტკეზადობა — სრული. კუთრი წონა — 3,56 — 3,68. წარმოშობით დისტენი ტიპური მეტამორფული მინერალია და ჩნდება თიხამწვით მდიდარი ქანებიდან.



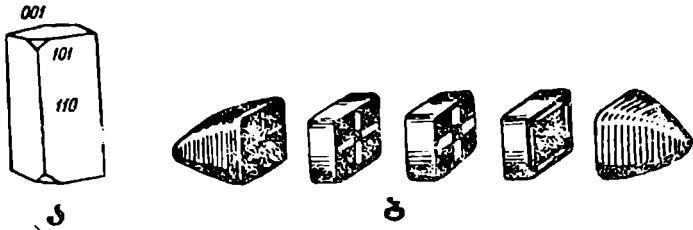
ნახ. 92. დისტენის კრისტალი.

ან დალუზიტი — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$: სინგონია — რომბული. კრისტალების ფორმა — პრიზმული, სვეტისებრი, განივკვეთში კვადრატული მოხაზულობის (ნახ. 93). ფერი — ვარდისფერი, რუხი, ზოგჯერ მოწითალო, იშვიათად იისფერი. ელვარება — სუსტად მინისებრი. სიმაგრე — 7,5. კუთრი წონა — 3,2. ანდალუზიტი ჯაქენთილი გრადებით ან ნახშიროვანი ნივთიერებით ქიასტოლითად იწოდება. უკანასკნელში ნახშირიანი ნივთიერება სიპეტრიულად არის ჩაზრდილი და ამიტომ კრისტალის განივკვეთში შავი ჯვარი

¹ დისტენის, ბერძ., — ორმაგ წინააღმდეგობა. აქ ნაგულისხმეული ამ მინერალის განსხვავებული სიმაგრე სხვადასხვა მიმართულებით.

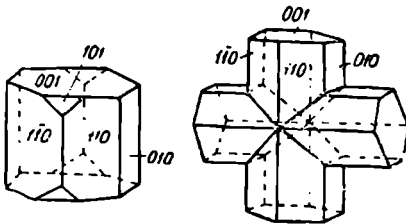
დანიანება (ნახ. 93), წარმოშობით ანდალუზიტი ტიპური მეტამორფული მინერალია.

სილიმანიტი¹ — $Al[AlSiO_5]$, სინგონია — რომბული. კრისტალები — ნემსისებრი, ხშირია რადიალურ-სხვიოსნული მასები, ბოკოვანი აგრეგატები და სხვ.



ნახ. 93. ანდალუზიტის კრისტალის ფორმა (ა). ქლასკოლიტი (ბ) განივკვეთებში.

ფერი — ნაცრისფერი, ღია მურა, მკრთალი მომწვანო. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრივე — 7. კუთრი წონა — 3,23 — 3,25. წარმოშობით უპირატესად კონტაქტ-მეტამორფული მინერალია.



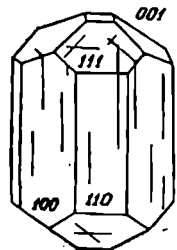
ნახ. 94. სტაუროლიტის კრისტალი და მჩობლა.

ნალური მეტამორფიზმის დროს მაღალ ტემპერატურაზე.

ვეზუვიანი — $Ca_2Al_2[SiO_4]_2 \cdot 2H_2O$ — ფორმულა მიახლოებითაა. სინონიმი — ვილიტი. სინგონია — ტეტრაგონული. კრისტალების ფორმა პრიზმული და პირამიდული (ნახ. 95). აგრეგატები — მასიური, მარცვლოვანი. ფერი — ყვითელი, ხაცრისფერი, მოწითალო, მოვარდისფრო. ქრომის შემცველ ვეზუვიანისათვის ინტენსიური ზურმუხტისებრი მწვანე ფერია დამახასიათებელი. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრივე — 6,5. მსხვილვ. კუთრი წონა — 3,34 — 3,44. წარმოშობით ტიპური კონტაქტურ-მეტამორფული მინერალია.

ეპიდოტის ჯგუფი. ამ ჯგუფში შედის საკუთრივ ეპიდოტი, ცოიზიტი, ორთიტი და სხვ.

ეპიდოტი — $Ca_2(Al, Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$; სინგონია — მონოკლინური. კრისტალები — წაგრძელებული და დაშტრახული ვერტიკალური ღერძის გასწვრივ, ტყეხვადობა — სრული (100); ის პარალელურად. ფერი — მუქი მწვანე-



ნახ. 95. ვეზუვიანის კრისტალი.

¹ სილიმანტის ფაბრილიტსაც უწოდებენ.

ნე, მოყვითალო. სიმაგრე — 6 — 7. კუთრი წონა — 3,37 — 3,5. ეპიდოტი უმთავრესად კონტაქტური მეტამორფიზმის დროს წარმოიშობა. გვხვდება აგრეთვე პიროთერმულ ძარღვებსა და სხვადასხვა მეტამორფულ ფიქლებში. ხშირია როგორც მეორადი მინერალი, ფელდშპატების დაწლით წარმოშობილი.

ცოიზიტის — $\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ — ეპიდოტის ჯგუფის მინერალია, მაგრამ ეპიდოტისაგან განსხვავდება, ჯერ ერთი, სინგონით და მეორეც იმით, რომ რკინას ძალიან ცოტას ან სულ არ შეიცავს. სინგონია — რომბული. კრისტალების ფორმა — პრიზმული. ფერი — მომწვანო, ნაცრისფერი. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 6. კუთრი წონა — 3,2 — 3,3. ძლიერ წმინდმარცვლოვანი ცოიზიტის, ალბიტის და სერიციტის ნარევის სოსიურიტი ეწოდება.

ცოიზიტი მეორადი მინერალია და წარმოიშობა ფელდშპატების (ფუძე პლაგიოკლასების) დაშლის შედეგად. დამახასიათებელი მინერალია აგრეთვე მეტამორფული ფიქლებისათვის.

ეპიდოტის ჯგუფში შედის აგრეთვე მინერალი ორთიტი — $(\text{Ca}, \text{Ce})(\text{Al}, \text{Fe})_2 \cdot [\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O} \cdot (\text{O} \cdot \text{OH})$, გარდა ამისა, შეიცავს ლანტანიუმს, იტრიუმს და თორიუმს.

ეპიდოტის ჯგუფში შედის ვულკანურ ქანებში ფართოდ გავრცელებული მოლურჯო-მომწვანო ფერის ნემსისებრი და ფირფიტოვანი კრისტალებით წარმოდგენილი მინერალი — პუშკელიტი — $\text{Ca}_4\text{Al}_8\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

სფენი — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$: სინონიმი — ტიტანიტი. სინგონია — მონოკლინური. დამახასიათებელია კონვერტისებრი ფორმის ერთეული კრისტალები, რომელთა განივივეთი სოლისებრი ფორმისაა (ნახ. 96).

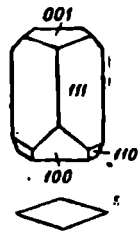
ფერი — ყვითელი, მწვანე, ზოგჯერ შავი და წითელი. ელვარება — ალმისებრი, ცხიმური. სიმაგრე — 5 — 6. კუთრი წონა — 3,29 — 3,56. დამახასიათებელი მინერალია მაგმური და მეტამორფული ქანებისათვის.

მელილიტი — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mg})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$: შედგენილობით წარმოადგენს იზომორფულ ნარევის გულნიტის $\text{CaAl}[\text{SiAlO}_7]$, ოკრომანიტის $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ და ფეროოკრომანიტის $\text{Ca}_2\text{Fe}[\text{Si}_2\text{O}_7]$, შეიცავს აგრეთვე Na, Mn, Zn მინარევს. სინგონია — ტეტრაგონული, დამახასიათებელია მოკლეპრ:ზმული ფირფიტოვანი კრისტალები. არასრული ტექნიკადობა. ფერი — თაფლისფერი-მოყვითალო. სიმაგრე — 5 — 6. კუთრი წ. — 2,94 — 3,23. მელილიტი გვხვდება კონტაქტურ-მეტამორფულ კირქვებსა და ზოგიერთ ვულკანურ ქანებში.

ლავსონიტი — $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$. სინგონია — რომბული. კრისტალები — ფირფიტოვანი, სრული ტექნიკადობით (010) და (100). უფრო ხშირია პერკლოვანი, ფირფიტოვანი და მარცვლოვანი აგრეგატები. სიმაგრე — 6. კუთრი წ — 3,09. მეტამორფული მინერალია წარმოიშობა რეგიონალური მეტამორფიზმის დროს. დამახასიათებელია ჟადეიტ-გლაუფოვანიან ქანებისათვის.

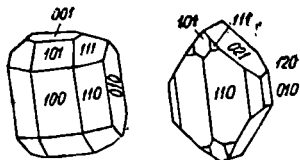
მეკვინიტი — $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$: ტრიკლინური ფორმის ფირფიტოვანი კრისტალებისა და მარცვლოვანი აგრეგატების სახით გვხვდება. დამახასიათებელია პოლისინთეტური მრჩობლები. უფერო მინერალია. სიმაგრე — 6. კუთრი წონა — 3,5. წარმოიქმნება დაბალ წნევაზე და ძლიერ მაღალ ტემპერატურაზე უმეტესად ფუძე ქანების კონტაქტურ ზონებში.

ოლივინი (პერიდოტი) — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ — ქიმიურად ფორსტერიტის — Mg_2SiO_4 — და ფაიალიტის — Fe_2SiO_4 — იზომორფულ ნარევის წარმოად-



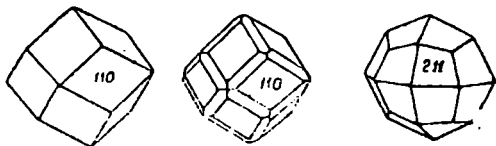
ნახ. 96. სფენის კრისტალის ფორმა.

ჭენს. მცირე რაოდენობით შეიცავს აგრეთვე Ni, Co, Mn. სინგონია — კომბული. კრისტალების ფორმა — პრიზმული და სქელფირფიტოვანი (ნახ. 97), მაგრამ კრისტალები იშვიათია. უფრო ხშირად მქედრონარ ცნელოვანი მასიური აგრეგატების სახით გვხვდება. დამახასიათებელი ფერია ზეთისხილისებრი მწვანე ან გამკვირვალე მომწვანო-მოყვითალო (ხრიზოლითი). ელვარება — მინისებრი და ცხიმური. დნობის ტემპერატურა — 1890°. სიმკვრივე — 6,5 — 7. კუთრი წონა — 3,3 — 3,5. მნიშვნელოვანი ქანმანაწილი მინერალია, განსაკუთრებით დამახასიათებელია ულტრაფუძე ქანებისათვის ე. წ. დუნიტებისა და პერიდოტიტებისათვის. წარმოშობით ტიპური მაგმური მინერალია. ცხელი ხსნარების მოქმედებით ადვილად იშლება და გადადის სერპენტინში. გვხვდება ყველგან. მაგრამ მისი უღრდესი სახადო ურალზეა ცნობილი. ოლციენს იყენებენ მეტალურგიაში ცეცხლგამძლე აგურების დასამზადებლად.



ნახ. 97. ოლივინის კრისტალების ფორმა.

ოლივინის ჭეუფნი შედის მინერალი მონტიჩელიტი — CaMgSiO_4 , რომელიც მალალტემპერატურულ პირობებში ჩნდება კონტაქტ-მეტამორფიზმის დროს. გრანატები — ამ მინერალებზე ზოგადი ფორმულა ასეთია: $\text{R}_1\text{R}_2[\text{SiO}_4]_3$, სადაც R — Ca, Mg, Fe, Mn; R — Al, Fe, Cr. გრანატები კრისტალდება კუბურ სინგონიაში და ქმნის კარგად განვითარებულ იზომეტრულ კრისტალებს



ნახ. 98. გრანატების კრისტალთა ფორმა.

რომბული დოდეკაედრებისა და ტრაპეცოედრების სახით (ნახ. 98). გრანატების აიზოკური თვისებები საკმაოდ ცვალებადია. ფერი ქიმიური შედგენილების მიხედვით იცვლება. სიმკვრივე — 6,5 — 7,5. კუთრი წონა — 3,1 — 4,3.

არჩევენ გრანატების შემდეგ სახესხვაობებს:

Ca-იანი ალუმოგრანატი — გროსულარი — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — ღია მწვანე.

Fe-იანი ალუმოგრანატი — ალმანდინი — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — წითელი.

Mg-იანი ალუმოგრანატი პიროპი — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — მუქი იისფერი.

Mn-იანი ალუმოგრანტი — სპესარტინი — $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ — ყომალი იისფერი.

Ca-იან-რკინის გრანატი — ანდრადიტი — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ — „ —

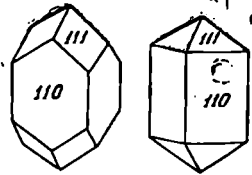
Ca-იან-ქრომიანი გრანატი — უვარვიტი — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ — ზურმუხტოვანი მწვანე

გრანატები წარმოშობით დაკავშირებულია მაგმურ და მეტამორფულ ქანებთან, განსაკუთრებით კი კონტაქტური ტიპის საბადოებთან. მრეწველობაში გრანატებს იყენებენ როგორც აბრაზივებს, გამკვირვალე სახესხვაობებს კი — სამკაულ ქვებად.

ციროკონი — $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ — სუფთა სახით იშვიათად გვხვდება და ჩვეულებრივ შეიცავს მცირე რაოდენობით რკინის ენაგს, თორიუმს და ჰაფნიუმს. კრისტალდება ტეტრაგონულ სინგონიაში. კრისტალებს მეტ შემთხვევაში პრიზმატულ-

დიპირამიდული ფორმა აქვთ (ნახ. 99). ფერი — მურა-მოყვითალო ან მურა-მოწითალო, ზოგჯერ უფერო ან იისფერი. ელვარება — ალმასისებრი. სიმაგრე — 7,5 — 8. კუთრი წონა — 4,7. წარმოშობით ტიპური მავგური ან პეკმატიტების მინერალია, უკავშირდება მჟავა და ტუტე ქანებს.

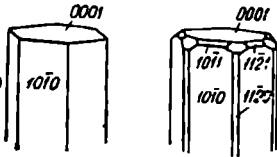
ველიალითი — $(Na, Ca)_2(Zr, Fe, Mn)(O, OH, Cl)[Si_6O_{11}]$. სახელწოდება ველიალითი ლათინურად ადვი: აღ გასახსნელს ნიშნავს. დამახასიათებელი მინერალია ფელდშპატიოდეზიანი სიენიტების: ძვის. სინგონია — ტრიგონული. კრისტალები — რომბოედრული, ფირფიტოვანი. აგრეგატები — ჩანაწინწყლები და მთლიანი მასების სახით. ფერი — ყოლონებრი წითელი, ზოგჯერ ალუბლისფერი წითელი. ელვარება — მნებრივი. ზონტები — ნიჟარისებრი. სიმაგრე — 5 — 5,5. კუთრი წონა — 2,8 — 3. გვხვდება კოლის ნახევარკუნძულზე. კრასნოიარსკის მხარეში, ალდანებში, საიანებში. საზღვარგარეთ — სკანდინავია, აფრიკა, აშშ, ანდა და სხვ. გამოიყენება ცირკონიუმის მისაღებად.



ნახ. 99. ცირკონის კრისტალების ფორმა.

რგოლური სილიკატები

ბერილი (ბერილი) — $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$: უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავს აგრეთვე Na, K, Li და სხვ. სინგონია — ჰექსაგონური, კრისტალების ფორმა — პრიზმული (ნახ. 100) ჩვეულებრივ, ბერილისათვის დამახასიათებელია მომწვანო-

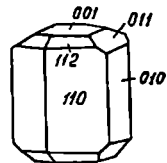


ნახ. 100. ბერილის კრისტალების ფორმა.

მოათეთრო ან მწვანე და ზოგჯერ მოვარდისფრო შეფერვა. გვხვდება აგრეთვე სრულიად უფეროც. ფერის მიხედვით არჩევენ ბერილის შემდეგ სახესხვაობებს: გამკვირვალე მწვანე ფერის ბერილს ზურმუხტი ეწოდება. ზღვის წყლის ფერი-საა აქვამარინი. ვარდისფერი — ვორობიოვტი, მოყვითალო — ქელიოლორი. ყველა ამ სახესხვაობისათვის დამახასიათებელია მინისებრი ელვარება და

არასრული ტექტადობა. სიმაგრე — 7,5 — 8. კუთრი წონა — 2,9. წარმოშობით იგი პნეკმატოლითური მინერალია და უკავშირდება პეკმატიტის ძარღვებს.

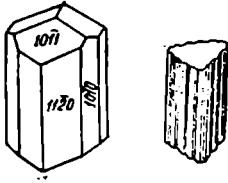
კორდიერიტი (იოლითი) — $(Mg_2Al)_2[Si_4Al_2O_{18}]$: სინგონია — რომბული. კრისტალები — პრიზმული ფსევდო-ჰექსაგონური (ნახ. 101), კრისტალები საერთოდ იშვიათია: უფრო ხშირია მასიური და ჩანაწინწყლი ფორმები. დამახასიათებელი ფერია შოლურჯო-იისფერი, მოყვითალო-თეთრი ან მურა. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 7 — 7,5. კუთრი წონა — 2,6 — 2,66. კორდიერიტი მეტამორფული ქანების ტიპური მინერალია. ზოგჯერ ვულკანურ ქანებშიც გვხვდება. ამგვარი წარმოშობის კორდიერიტი საქართველოში ყელის ზეგნის დაციტებში აღინიშნება.



ნახ. 101. კორდიერიტის კრისტალი.

ტურმალინი — $(Na, Ca)(Li, Mg, Al)(Al, Fe, Mn)(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH)_4$: სინგონია — ტრიგონული. კრისტალები — წაგრძელებული L_3 ღერძის გასწვრივ და

დაშტრიხული ანვე მიმართულებით (ნახ. 102). აგრეგატები — რადიკულარ-სხივოსნური (ტურმალინის მზე). ფერი — შავი, მურა, ვარდისფერი, მწვანე და ზოგჯერ უფეროც კი. ელვარება — მინისებრი. მსხვერვალია. სიმაგრე — 7,5 — 8. კუთრი წონა — 2,9 — 3,2.



ნახ. 102. ტურმალინის კრისტალები.

სახესკვალები: შავი ფერის რკინიან და რკინა-მაგნეზიურ ტურმალინს შერლი ეწოდება; მურა ფერის მაგნეზიურს — დრაკიტი; ვარდისფერს — მანგანუმ-ლითიუმიანს — რუბელიტი, ხოლო უფეროს — ტუტე ტურმალინს — აქროტი. ტურმალინი პეგმატიტების მინერალია. გვხვდება აგრეთვე გრეიზენებში (პნევმატოლითური წარმოშობის), მადნეულ ძარღვებში (ჰიდროთერმული) და ზოგჯერ მეტამორფულ ქანებშიც (კონტაქტურ-მეტამორფული). კრისტალები ცნობილია შუა აზიაში, ურალზე, კარელიაში. აღმოსავლეთ ციმბირში, ამიერკავკასიაში და სხვ.

ფულ ქანებშიც (კონტაქტურ-მეტამორფული). კრისტალები ცნობილია შუა აზიაში, ურალზე, კარელიაში. აღმოსავლეთ ციმბირში, ამიერკავკასიაში და სხვ.

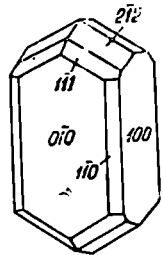
ძეწკვისებრი სილიკატები

ძეწკვი.ებრი სილიკატების მთავარი წარმომადგენლებია პიროქსენები. კრისტალური აგებულების მიხედვით არჩევენ რომბულს (ფსედრორომბულს) და მონოკლიურ პიროქსენებს. რომბულ პიროქსენებს ეკუთვნის ენსტატიტი და ჰიპერსტენი, მონოკლიურს — დიოპსიდი, ავგიტი და ვეგინი. აქვე არის განხილული ე. წ. ტრიკლინური პიროქსენები — ვოლასტონიტი და როდონიტი, რომელნიც ჩვეულებრივ პიროქსენებისაგან სტრუქტურულად განსხვავდებიან, რის გამოც ისინი პიროქსენობდებად იწოდებიან.

რომბული პიროქსენები

ენსტატიტი — $Mg_2[Si_2O_6]$ — 5%-მდე რკინას შეიცავს, ხოლო ისეთი სახესხვაობა. რომელშიც რკინა 5 — 15% მდეა, ბრონზიტად იწოდება. სინგონია — რომბული. კრისტალების ფორმა — პრიზმული და ფირფიტოვანი (ნახ. 103). ფერი — უფერო, რუხი, მოყვითალო-მომწვანო, ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 5,5. კუთრი წონა — 3,1 — 3,3. ტიპური მაგმური მინერალია.

ჰიპერსტენი — $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$: სინგონია — რომბული. შეიცავს მეტ რკინას (15 — 25%). ვიდრე ენსტატიტი და ამის გამო უფრო ინტენსიურად არის შეფერილი. დამახასიათებელი ფერია მუქი მწვანე. ელვარება მინისებრი. სიმაგრე — 5,5. კუთრი წონა — რამდენადმე მაღალი, ვიდრე ენსტატიტს, სახელდობრ — 3,3 — 3,5. ტიპური მაგმური მინერალია და რკინით მდიდარ ქანებში გვხვდება.



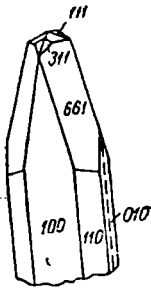
ნახ. 103. ენსტატიტის კრისტალი.

ამ ჯგუფის კიდურ წევრს წარმოადგენს თიაქმის სუფთა რკინიანი სახესხვაობა — ფეროსილიტი $Fe_2[Si_2O_6]$, რომელიც ნაკლებგრადობას იჩენს. როგორც ჰიპერსტენი, ისე ფეროსილიტი ტიპური მაგმური მინერალია და რკინით მდიდარ ქანებში გვხვდება.

ველი, სუსტად იისფერი, ეგირინი. ავეგირინი — ტუტე პიროქსენებში გარდამავალი, მდლიარი Na_2O -თი. წარმოშობით ავეგირინი მაგმური მინერალია, არის აგრეთვე კონტაქტურ-მეტასომატურიც.

ამვე ჯგუფში შედის პიეოკონიტი (Mg, Fe, Ca) $_2$ $[\text{Si}_2\text{O}_6]$, რომელიც მინარეგების სახით შეიკავს $\text{Al, Fe}^{+3}, \text{Ti, Mn}$. წარმოადგენს საშუალო წვერს ავეგირსა და კლინოენსტატიტს შორის. წარმოიშობა სწრაფი კრისტალიზაციის დროს ტოლუიტურ ლავებსა და გაბროებში.

ეგირინი — $\text{NaFe} \cdot \cdot [\text{Si}_2\text{O}_6]$: სინგონია — მონოკლინური. კრისტალების ფორმა — გრძელპრიზმული, ნემსისებრი. აგრეგატები — სხივოსნური (ნახ. 106). ფერი — მუქა მწვანე, თითქმის შავი. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრივე — 6,5. კუთრი წონა — 3,5. ტიპური მაგმური მინერალია, დამახასიათებელი ტუტე ქანებისათვის, იშვიათად — კონტაქტურ-მეტასომატურიც.



ნახ. 106. ეგირინის კრისტალი.

ქადეიტი — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$: უფრო ხშირად მარცვლოვანი აგრეგატების სახით გვხვდება. მიკროსკოპში არეულ თმისებრივ აგებულებას ამჟღავნებს. კრისტალებს იშვიათად მრჩობლებიც ახასიათებს. ტექნადობა ნათელი (110)-ის გასწვრივ. ვაშლისებრ მწვანე ფერისაა. შეიცავს Mn, Ni, Cr, Fe . ელვარება — ტექნადობის სიბრტყეებზე მქრქალი მინებრივი. არის ნაკლებად გამჭვრავალე ან კიდევებში გამჭვირვალე. მონატები — არასწორი, ხიჭვოვანი. სიმკვრივე — 6,5 — 7. კუთრა წონა — 3,33. ქადეიტი გარეგნულად ძალიან ჰგავს ნეფრიტს, მაგრამ ამ უკანასკნელისაგან ოპტიკურად განსხვავდება. ტიპური მეტამორფული მინერალია. წარმოიქმნება მაღალი წნევის პირობებში 550 — 650°-ზე (საინანებში, ბალხაშისპირეთში), ზოგან ტემპერატურული პირობები უფრო მაღალია (650 — 800°, პოლარული ურალი). საზღვარგარეთულ ქვეყნებში გვხვდება — ბირმაში, იაპონიაში, კალიფორნიაში და სხვ. განსაკუთრებულ ინტერესს იწახებრებს მისი აღმოჩენა რაისის მეტეორულ კრატერში (გურ). ნაუარუდეია, რომ აქ იგი დიდი დარტყმით არის წარმოქმნილი პლაგიაოკლასების შეკლის ხარჯზე.

სპოდუმენი $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$: მინარეგების სახით შეიცავს Na, Fe, Mn . ახასიათებს ბრტყელი ფიზფიტისებრი კრისტალები, რომლებზეც კარგად ჩანს დაშტრიბულობა. აგრეგატები — ფირფიტოვან-სხივოსნური ანდა სქიდრო ფარული კრისტალური მარები. ფერი — თეთრი, მოყვითალო-მომწვანო ანდა მქრქალად მოვარდისფრო, რაც მანგანუმის მინარეგით არის გაპირობებული. ელვარება — მინებრივიდან სადფისებრამდე. ტექნადობა საშუალო (110)-ის გასწვრივ. სიმკვრივე — 6,5 — 7. კუთრი წ. — 3,2. გრანიტული პეგმატიტების ტიპური მინერალია.

პიროქსენოიდები — ვოლასტონიტი, როდონიტი

ვოლასტენიტი — $\text{Ca}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — ზოგჯერ მკარე რაოდენობით რკინისაც შეიცავს. სინგონია — ტრიკლინური. კრისტალების ფორმა ფირფიტოვანი (001)-ის განვითარების გამო (ნახ. 107) აგრეგატები — ფურცლისებრი, რადიალურ-სხივოსნური და თმისებრი. ფერი — თეთრი, მოწითალო, იშვიათად ხორცისფერი წითელი. ზოგჯერ სრულიად უფერო. ელვარება — მინისებრი, ტექნადობის სიბრტყეებზე — სადაფისებრი. ტექნადობა — სრული (100)-ის გასწვრივ. სიმკვრივე — 4,5 — 5.

კუთრი წონა — 2,78 — 2,9. ტიპური კონტაქტური მინერალია. წარმოიშობა კრ-ქებზე ზედა მადამის მოქმედებით.

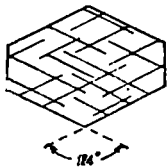
როდონიტი — $(Mn SiO_3)_2 \cdot MnO$ — 54%); ს-ნგონია — ტრიკლი-ნური. კრისტალები — ცუდად განვითარებული. აგრეგატები — მსიურ-ზარცვლო-ვანი. ფერი — მოვარდისფრო, მორუხო ან ვარ-დისფერი. შავი ფერის ძარღვები და ლაქები, შარვანეის ჰიდროქსიდის მონაწილეობის გამო. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 5 — 5,5 კუთ-რი წონა — 3,4 — 3,75. წარმოშობით კონტაქ-ტურ-მეტასმატური მინერალია ჩნდება აგრე-თვე რეგიონული ზეტაორფიზმის დროს შარ-ვანეის წყებში. კარგი საბადო ურალზეა ცნობილი.



ნახ. 107. ვოლასტონიტის კრისტალი.

ბაფთური აგებულების სილიკატები

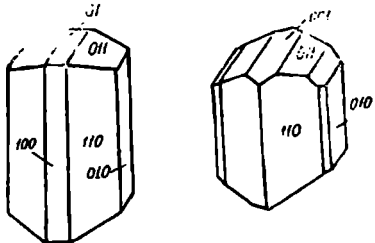
ბაფთურ სილიკატებს ქანში მინერალების დიდი წილი ავსებენ — ამფიბოლები მიეკუთვნება. პიროქსენებისაგან განსხვავებით ამფიბოლები ჰიდროქსილურ წყალს, ზოგჯერ F და Cl შეიცავენ. დამახასიათებელია გრძელი პრიზმული ფორმა. ნემ-სისებრი და ბოქვოვანი კრისტალები, მსხვილი კრისტალები განივევებენ რომისებრი ან ექსკლუზივანი ფორმისა (ნახ. 108). მკაფიოდ გამოხატული ტყეზადობაა.



ნახ. 108. ამფიბო-ლების კვეთი ვე-რტიკალური ღერძის მართობულად.

აქტინოლიტი — $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$ (სხი-ვოსნური ქვა); სინგონია — მონოკლინური, კრისტალები — გრძელი პრიზმული, ხშირად ნემსისებრი და მასთან სხივოს-ნურად განლაგებული. ფერი — ბოთლისებრი მწვანე. ელვა-რება — მინისებრი, საკმაოდ ფიციხა. სიმაგრე — 5 — 6. კუთრი წონა — 3,1 — 3,3. აქტინოლიტის სახესხვაობებიდან აღსანიშნავია ნეფრიტი — ფარულკრისტალური. შეფერი-ლი სხვადასხვა ინტენსივობის მწვანე, ამიანტი — ამფი-ბოლური აზურისტი, პარალელურ-ბოქვოვანი აგებულების. მეტამორფული ფიქლებ-ის დამახასიათებელი მინერალია. გვხვდება კონტაქტურ საბადოებშიც.

რქატყუარა — $(Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+}))[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$; სინგო-ნია — მონოკლინური. კრისტალების ფორმა — პრიზმული სვეტისებრი. ზოგჯერ იზომეტრული (ნახ. 109). ფერი — მწვანე ან მურა. ელვარება — მინი-სებრი. ტყეზადობა — საშუალო ორი ნიშნის. უღებობით (110)-ის გასწვრივ. ტყეზადობის ბზარების ურთიერთ. გადაკვეთა 124° კუთხეს ქმნის. არ-ჩევენ რქატყუარას შემდეგ სახე-სხვაობებს: ჩვეულებრივი რქა-ტყუარა — მწვანე ფერის, ბა-ზალტური რქატყუარა — შავი ფერის, რკინით მდიდარი, და ურა-ლიტური რქატყუარა — ბოქ-ვოვანი აგებულების, წარმოშობით პიროქსენის შეცვლით. რქატყუარა უმთავრე-სად მაგმური და მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელი მინერალია.



ნახ. 109. რქატყუარას კრისტალების ფორმა.

ტუტე-ნატრიუმთან ამფიბოლებს შივეკუთუნება გლაუკოფანი, რიბეკიტი, არფ-ველსონიტი.

გლ ა უ კ ო ფ ა ნ ი — $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\text{OH}_2$: შედგენილობა ცვალებადობს. შეიცავს აგრეთვე Fe_2O_3 -ს, CaO -ს და სხვ. სინგონია — მონოკლინური. გვხვდება უფრო ხშირად სვეტიცხბური, სხრეოსნური, ბოქკოვანი აგრეგატების სახით. ფერი — ლურჯი ან მოცისფრო შავი. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრივე — 6 — 6,5. კუთრი წონა — 3,1 — 3,2. მეტამორფული ქანებისათვის (კრისტალური ფიქლებისათვის) დამახასიათებელი მინერალია.

რიბეკიტი — $\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}][\text{OH}, \text{F}]_2$ — ზოგჯერ შეიცავს CaO , MgO და Li_2O -ს: სინგონია — მონოკლინური. საკმაოდ მსხვილი და ნემსისებრი კრისტალების სახით გვხვდება. დამახასიათებელია ბოქკოვანი აგებულება. ფერი — მუქი ლურჯი. შავი. ელვარება — მინისებრი. სიმკვრივე — 5 — 6. კუთრი წონა — 3,44. რიბეკიტის ბოქკოვან სახესხვაობას ლურჯ აზბესტს ან კიდევ კროკიდოლიტს უწოდებენ.

რიბეკიტი მაგმური წარმოშობის მინერალია. კროკიდოლიტი კი მეტამორფულ წყებებს უკავშირდება.

არფველსონიტი — $\text{Na}_3\text{Fe}_4\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$: სინგონია — მონოკლინური. კრისტალები — სვეტიცხბური. აგრეგატები — მარცვლოვანი, ოდნავ გამკვირვალე. შავი ფერის მინერალია. სიმკვრივე — 5,5 — 6. კუთრი წონა — 3,44 — 3,46. წარმოშობით მაგმურია მინერალია. უკავშირდება ტუტე ქანებს.

ფენობრივი სილიკატები

ფენობრივი სილიკატებს ეკუთვნის შემდეგი უმთავრესი ქანმანაწილი მინერალები: ქარსები, ტალკი, სერპენტინი, კალინიტი, ქლორიტები, გლაუკონიტი და სხვ.

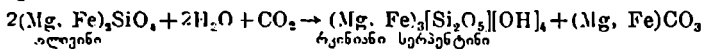
ქარსების ჯგუფის მინერალებისათვის დამახასიათებელია თხელფურცლოვანი, ფირფიტოვანი აგებულება, იდეალური ტყეჩვადობა (001)-ის გასწვრივ და დაბალ სინგონიაში — მონოკლინურში დაკრისტალება. ქარსების წარმოშობის გზები სხვადასხვაა მნიშვნელოვანი ნაწილი უშუალოდ მაგმიდან არის გამოკრისტალებული, ნაწილი კი მეტამორფულ ქანებს და პეგმატიტებს უკავშირდება. ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ქარსები ტუტე პეტალების — K , Na , Li -ის და ჰიდროქსილის შემცველ ალუმოსილიკატებია.

ქარსებია უმთავრესი წარმომადგენლებია მუსკოვიტი, ბიოტიტი და ფლოგოპიტი.

მუსკოვიტი — $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$: სხვათაგან კიდევ კალიუმთან ქარსად იწოდება, რომელშიც K_2O -ს რაოდენობა 11,8%-მდეა. დამახასიათებელი ფირფიტოვანი კრისტალების გარდა, იგი გვხვდება ქერცლოვანი და ფურცლოვანი აგრეგატების სახით. იესკოვანი მინისებრი ან თეთრი ან მოვარდისფრო, მოყვითალო მინერალია, მინისებრი და სადაფისებრი ელვარებით. სიმკვრივე — 2 — 3 კუთრი წონა — 2,7 — 3,0. ქრომით მდიდარ მუსკოვიტს ფუქსიტი ეწოდება, ხოლო ძლიერი აბრეშუმის ელვარების მქონე წვრილქერცლოვან სახესხვაობას — სერიციტი.

წარმოშობით მაგმურია. პნევმატოლითური და ჰიდროთერმულია. დამახასიათებელი მინერალია შუავე ინტრუზიული ქანებისა და პეგმატიტებისათვის. საბადოები: სსრკ-ში — ირკუტსკის ოლქში, კარელიაში, ურალზე, საქართველოში (ძირულის მასივი) და სხვ.; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — ინდოეთში, ბრაზილიაში, მუსკოვიტს დიდი გამოყენება აქვს ელექტროტექნიკაში.

ოფიტის — ამორფული მკერივი აგრეგატების სახით, ნახევრად გამჭვირვალე. სერპენტინი მეორადი მინერალია და ჩნდება მაგნეზიური სილიკატების — უმთავრესად ოლივიტის ჰიდროთერმული შეცვლით. ეს პროცესი სერპენტინიზაციის სახელწოდებითაა ცნობილი;



სერპენტინის საბადოები საქართველოში ძირაღის მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გვხვდება.

კაოლინიტი — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ შედის თიხების შედგენილობაში. მინარეების სახით ხშირად შეიცავს — Fe_2O_3 -ს, MgO -ს, CaO -ს, Na_2O -ს, K_2O -ს და ორგანულ ნივთიერებას. კრისტალდება მონოკლინურ სინგონიაში. კრისტალები იშვიათია და მასთან მცირე ზომის. აგრეგატები — ფხვიერი, ქერცლოვანი და წმინდამარტლოვანი. ფერი — თოვლივით თეთრი, მაგრამ მინარეების გამო მოყვითალო. მოწითალო, მურა და მტრედისფერი. ელვარება — მქრქალი და საღაფისებრი. სიმკვრე — 1. კუთრი წონა — 2,58. წარმოშობით მეორადი მინერალია და ჩნდება ალუმოსილიკატების გამოფიტვის ხარჯზე.

თიხის მინერალებიდან კაოლინიტის გარდა ფართო გავრცელება აქვს ჰალოჯენიტი — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, მონტმორილინიტი — $m[\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot p(\text{Al, Fe})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. მონტმორილინიტი და მისი ანალოგი მინერალები შეადგენენ პეტრონიტურ თიხებს, რომელთაც დიდი აღსორბუციის უნარი აქვთ და ნაფხის პროდუქტების გასაწმენდად იყენებენ. საქართველოში ასეთი თიხების საბადოებია ს.ფ. გუმბარში (ქუთაისის ახლოს) და მახარაძის რაიონის სოფ. ასკანაში.

ქლორიტები საკმაოდ რთული შედგენილობის მინერალებია. ისინი ქიმიურად წარმოდგენენ Mg-ის, Fe-ის და Al-ის, ნაწილობრივ Ni-ის, Fe-ის, Cr-ის ალუმოსილიკატებს. შედგენილობის მიხედვით მათ ყოველ მაგნიუმით მდიდარ სახესვამობად და მათთან ქლორიტებად და რკინით მდიდარ სახესვამობად — ლექტოქლორიტებად. ორთოქლორიტებს განილავენ როგორც ანტიგორიტის — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ და ამფიბოლის — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ იომორფულ ნარევეს. ლექტოქლორიტებს ბევრად უფრო რთული ქიმიური შედგენილობა აქვს. ქლორიტები მონოკლინურ სინგონიაში კრისტალდება. კრისტალების ფორმა ფირფიტისებრია. ტექნოლოგია — სრული (001)-ის გასწვრივ. აგრეგატები ფურცლოვანი და მარცვლოვანი მსებების სახით. ქლორიტებს ჩვეულებრივ ახასიათებს მკვანვე ფერი, მაგრამ ზოგი საცხესხაობა მოთეთრო-მურა და შავი ფერისაა. სიმკვრე — 1,5 — 3. კუთრი წონა — 2,6 — 3,0.

ორთოქლორიტების ტიპური წარმომადგენლებია კლინოქლორი და პენინი, ლექტოქლორიტებისა კი — რკინით მდიდარი შამიზიტი და ტიურიინგიტი. ქლორიტები ძალზე გავრცელებული მინერალებია და უმთავრესად ჩნდება რკინა-მაგნეზიური სილიკატების დაშლის ხარჯზე. ისინი დიდი რაოდენობით შედიან აგრეთვე მეტამორფულ (ქლორიტიანი ფიქლები, ფილიტები და სხვ.) და დანალექ ქანებში.

ჰიდროქარსები. ჰიდროქარსები საკმაოდ გავრცელებული მინერალებია. მათი წარმოშობა დაკავშირებულია დაბალ ტემპერატურულ ჰიდროთერმულ პროცესებთან, უფრო კი მაგმური ქანების გამოფიტვასთან. ზოგიერთი მათგანი ზღვიური ნალექების დაშლით წარმოიშობა. ყველა შემთხვევაში ამ ჯგუფის მინერალების წარმოქმნისათვის წყლით მდიდარი გარემოა საჭირო. ჰიდროქარსების ქიმიური შედგენილობა რთული და ცვალებადია, დამახასიათებელია აღსორბირებული წყლის მოლეკულები, რომელნიც მინერალს ადვილად სცილდებიან გახურების დროს.

ჰიდრომუსკოვიტი — $K_{-1} Al_2(Si, Al)_4 O_{10} [OH]_2 \cdot nH_2O$. ფორმულა მიახლოებულია. სინონიმებია ილიტი, მონოთერმიტი. კრისტალური სტრუქტურა მუსკოვიტის მსგავსი აქვს. დამახასიათებელია წმინდაქერცლოვანი და თხელფირფიტოვანი აგებულება; თეთრი ფერისაა, შეხებისას ცხიმოვანი. ნაკლებ დრეკადია, ვიდრე მუსკოვიტი. გვხვდება თიხებთან ერთად. წარმოშობილია ქარსიანი ფიქლების, გნეისებისა და კვარც-სერიციტიანი ქანების და ფელდშპატების გამოფიტვის შედეგად. გვხვდება აგრეთვე თიხის მინერალებთან ნიადაგში.

ვერმიკულითი — $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3 [Si, Al]_4 O_{10} (OH)_2 \cdot 4H_2O$ სახელწოდება ლათინურია და „პიაყელს“ ნიშნავს. ასე იმიტომ უწოდებენ, რომ გახურების დროს მინერალი ჰიდატაციით იცვლება, ფუფუნება და მოცულობაში 15—25-ჯერ მატულობს. სინგონია — მონოკლინური. კრისტალები — ფირფიტოვანი. ფერი — მურა, ბრინჯაოსებრ ყვითელი. სიმაგრე — 1—1,5. კუთრი წონა — 2,4—2,7. ვერმიკულიტი ბიოტიტის შეცვლით წარმოიქმნება. ცნობილია აგრეთვე ჰიდროაერმული და მეტასომატური წარმოშობის. წყალწართმული ვერმიკულიტი გამოიყენება როგორც სააზოლაციო მასალა.

გლაუკონიტი კალიუმის, მაგნიუმის და რკინის რთული წვლიანი სილიკატი, რომლის მიახლოებითი ფორმულაა — $K_{-1} (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Mg)_2 [Si_2 (Si, Al) O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$. (K_2O -ს რაოდენობა 4—9,5%-მდე). გლაუკონიტი მობრგვალ მარცვლების სახით გვხვდება ზღვიურ ნალექებში. დამახასიათებელი ფერი — მუქი მწვანე. სიმაგრე — 2—3. კუთრი წონა — 2,2—2,8. იხსნება კონცენტრულ HCl -ში. გლაუკონიტი დანალექი წარმოშობისაა და გვხვდება ქვიშაქვებში, კირქვებსა და მერგელებში, ზოგჯერ ანაცვლებს კალციტს და ზღვის ხოლვების ჩონჩხს. გამოფიტვით გადადის რკინის ჰიდროქსაგში. გლაუკონიტს უკანასკნელ დროს იყენებენ ნიადაგის გასანოყიერებლად და საღებავების დასამზადებლად.

საქართველოში გლაუკონიტი ბეერ ადგილას გვხვდება, განსაკუთრებით ხშირია ქუთაისის, წყალტუბოსა და ამბროლაურის რაიონებში.

კარკასული სილიკატები

კარკასული სილიკატები წარმოდგენილია ფელდშპატებით, ფელდშპატიოდებით, ცეოლითებით და სხვა ალუმოსილიკატებით. კარკასული მესერი ახსიათებს აგრეთვე კვარცს, რომელიც თავისი ქიმიური და ფიზიკური თვისებებით სილიკატებთან უფრო ახლოს დგას, ვიდრე ჟანგეულებთან.

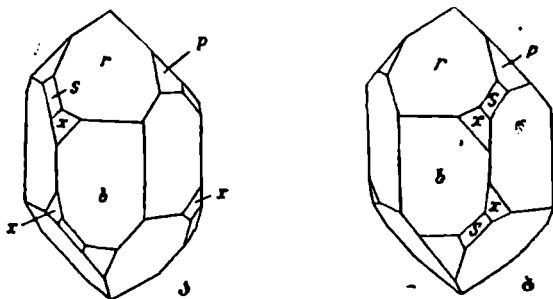
კვარცი — SiO_2

კაემიწა პოლიმორფული ნივთიერებაა. ბუნებაში მისი რამდენიმე მოდიფიკაცია არის ცნობილი. მათგან ყველაზე სტაბილურია ე. წ. α ანუ დაბალტემპერატურაანი (575° -ზე დაბალი) მოდიფიკაცია, რომელსაც ჩვეულებრივ კვარცს უწოდებენ. ადრე კვარცს ჟანგეული მინერალების ჯგუფთან ერთად იხილავდნენ, მაგრამ შემდგომმა კვლევამ გაარკვია, რომ მას კარკასული ტიპის სტრუქტურა ახასიათებს. კერძოდ, ამჟამად სტრუქტურაში Si^{4+} -ის იონს ტეტრაედრის ცენტრი უკავია, წვერობზე კი (O^{2-}) -ის იონებია მოთავსებული ისე, რომ სილიციუმ-ჟანგბადოვან ტეტრაედრში სილიციუმის იონის გარშემო ჟანგბადის ოთხი იონია განლაგებული, დაახლოებით თანაბარ მანძილზე. ამავე დროს ჟანგბადის ყოველი იონი ერთდროულად Si^{4+} -ის ორ იონს აკავშირებს, ე. ი. ტეტრაედრის ერთი წვერი მე-

რე ტეტრაედრის წვერსაც ეკუთვნის ამ გზით წარმოიქმნება საკმაოდ მყარი კარკასული სტრუქტურა.

მაგრამ კვარცის გარდა ამ ჯგუფში კაემიწის სხვა წინწარალებიც შედის. სახელდობრ ტრიდიმიტი, ქრისტობალიტი, კოესიტი, სტიშოვიტი, კიტიტი და ბოჰკოვანი კაემიწა.

ტრიდიმიტს და ქრისტობალიტს შედარებით ფართო გავრცელება ვლკანურ ქანებში აქვთ. ამათგან პირველის დაბალტემპერატურული სახესხვაობა რომბულში კრისტალდება, მაღალი კი — ჰექსაგონურში. ქრისტობალიტის დაბალტემპერატურული მოდიფიკაცია ტეტრაგონულია, ხოლო მაღალი — კუბური. კოესიტი მაღალი წნევის ირობებშია წარმოშობილი და მონოკლინური სინგონიის კრისტალებს გვაძლევს. სტიშოვიტი კაემიწის მინერალებს შორის პირველი მინერალია, რომელშიც Si ოქტაედრულ კოორდინაციაში იმყოფება ენგაბდთან. ეს მინერალი ხელოვნურად მიიღეს 1962 წელს 1200 — 1400° და 160 კბარ. პირობებში. კოესიტთან ერთად იგი ნაპოვნია არიზონაში მეტეორის კრატერში. კიტიტი ხელოვნურად არის მიღებული. იგი მდგრადობას იჩენს 380 — 585° ტემპერატურაზე.



ნახ. 110. კვარცის მარცხენა (ა) და მარჯვენა (ბ) კრისტალი; ბ — ჰექსაგონური პრიზმა; რ — დადებითი რომბოედრი; პ — უარყოფითი რომბოედრი; ს — ტრიგონული დიპირამიდა; x — ტრიგონული ტრაპეცოედრი.

საკუთრივ კვარცი ტრიგონული სინგონიის მინერალია, რომელსაც ხშირად იდეალურად განვითარებული კრისტალები ახასიათებს. ნარტივი ფორმებიდან დამახასიათებელია პრიზმები, რომბოედრები და ტრაპეცოედრები. უკანასკნელთა მდებარეობის მიხედვით არჩევენ კვარცის მარჯვენა და მარცხენა კრისტალებს (ნახ. 110) ფერი — უფრო ხშირად თეთრი ან უფერო, გამჭვირვალე. ელვარება — მიწისებრი, მონატეხზე ცხიმური. სიმკვრივე — 7. კუთრი წონა — 2,65.

არჩევენ ნათლადკრისტალური კვარცის შემდეგ სახესხვაობებს: მთის ბროლი — უფერო, გამჭვირვალე; რაუხტოპაზი ანუ კვამლის კვარცი — ნახევრად გამჭვირვალე კვამლისებრი; ციტრინი — გამჭვირვალე ღია ყვითელი ფერის; ამეთეისტო — გამჭვირვალე იისფერი; მორიონი — გაუმჭვირვალე შავი ფერის; ჩვეულებრივი კვარცი — გაუმჭვირვალე თეთრი ფერის.

კვარცის ფარულკრისტალურ სახესხვაობას მიეკუთვნება ქალცედონი, რომელიც ჩვეულებრივ ნადნის აგრეგატია და სხვადასხვა ფერით ხასიათდება. ფერის მიხედვით არჩევენ: საკუთრივ ქალცედონს — თეთრი, ნაცრისფერი ან მტრედისფერი; აქატს — ნაცრისფერ, თუ ამ უკანასკნელს რაიმე ჭარბი აქვს.

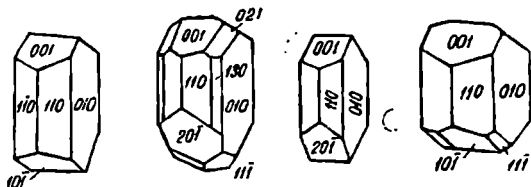
ზოლებრივ ქალცედონს უწოდებენ; მინარეგებით მდიდარ, მჭიდრო აგებულების, კრელ და მასთან ფარულკრისტალურ კვარცს — იასპისი ანუ ეშმა ჰქვია

კვარცის ფარულკრისტალურ სახესხვაობებს მიეკუთვნება აგრეთვე: რძის კვარცი — გაუმჭვირვალე რძესავით თეთრი. ავანტიურინი — მოციმციმე ქარსის ან ჰემატიტის ქერკლების ჩანართებით. ონიქსი (აქატის სახესხვაობა) — თეთრი და შავი ზოლების მორიგეობით. სარდინი — წითელი ან თეთრი ზოლების მორიგეობით. კარნეოლი — კაშკაშა წითელი. ქრიზოპრანი — მწვანე ვაშლის ფერი. პრაზემი — ნახევრად გამჭვირვალე, სხივოსნური ქალცედონი. ამის ანალოგიურია პლაზმა. ვეფხის თვალი — პარალელურ-ბოჭკოვანი, მიხაკისფერიდან — ლურჯამდე. კატის თვალი — მომწვანო კვარცი, აზბესტის ჩანართებით და ამის გამო აბრეშუმის ელვარების მქონეა და სხვ.

კვარცი მრავალი გზით წარმოიშობა. რიგ შემთხვევაში იგი უშუალოდ მაგმიდან არის გამოკრისტალებული; ჰიდროთერმული პროცესის შედეგადაც ხშირად ჩნდება. ცნობილია აგრეთვე მეტამორფული და დანალექი კვარცი. საბადოები: სსრკ-ში მთის ბროლის კარგი საბადოები ცნობილია ურალზე. უკრაინაში (ვოლინი), პამირზე, ალტაიზე, იმიერბაიკალეთში. შუა აზიაში, საქართველოში (მდ. ხდეს სათავეებში, რაჭაში — მთა შოდაზე) და სხვ. ქალცედონის მოპოვება წარმოებს ქუთაისის რაიონში — აფამეთის ქედზე. აქატია საბადოები კი ახალციხის რაიონშია ცნობილი. მთის ბროლი რადიოტექნიკასა და ოპტიკაში გამოიყენება, მისი ფერადი სახესხვაობები კი — სამკაულებისა და მხატვრული ნაკეთობებისათვის. სუფთა კვარცს ფართოდ იყენებენ ფაფურ-ქაშანურის და მინის წარმოებაში. აქატისაგან ზუსტი ხელსაწყოების ნაწილები მზადდება.

ფელდშპატები (მინდვრის შპატები)

ფელდშპატები ყველაზე გავრცელებული ქანმაშენი მინერალებია. ქიმიურად ამ ჯგუფში შემავალი მინერალები K, Na, Ca-ის და იშვიათად Ba-ის ალუმოსილიკატებია, დაკრისტალებული მონოკლინურ და ტრიკლინურ სინგონიებში.

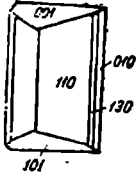


ნახ. 111. კალუმინარი ფელდშპატების კრისტალთა ფორმა.

K-ისა და Na — K-ის ფელდშპატები, დაკრისტალებული მონოკლინურ სინგონიაში, ერთოკლაზად და ნატროერთოკლაზად იწოდება; ტრიკლინურ სინგონიაში კი — მიკროკლინად და ანორთოკლაზად. Na და Ca ფელდშპატები, რომელთაც ერთად აღებული პლაგიოკლაზები ეწოდებათ, ტრიკლინურ სინგონიაში კრისტალდებიან.

ერთოკლაზი $K[AlSi_3O_8]$ სრულ ტყეჩეადობას იჩენს მესამე და მეორე პინაკოიდის გასწვრივ; კუთხე ტყეჩეადობის ბზარებს შორის 90° -ს უდრის და სახელწოდება ერთოკლაზი, რაც ბერძნულად სწორკუთხეზე გაპობას ნიშნავს, აქედან წარმოსდგება. ერთოკლაზი ღია ფერის ან უფერო გამჭვირვალე მინერა-

ლა. გარდა ამისა, იგი უფრო ხშირად მოვარდისფრო, ხოცისებრ მოწითალო-ძისაცრინჯრო ან თეთრი ფერისაა. ელვარება — საღაფისებრი ან მინისებრი. სიმკვარე — 6. კუთრი წონა — 2,6. ხშირია მრჩობლები სხვადასხვა კანონით (ნახ. 113). არჩევენ ორთოკლაზის შემდეგ სახესხვაობებს: უფრო გამჭვირვალე — ადულარი და სანიდინი (ნახ. 112). პირველი შედარებით დაბალტემპერატურაში მინერალაა, პირობითი წარმოშობის, მეორე — მაღალტემპერატურაში და ვულკანურ ქანებს უკავშირდება. წარმოშობით ორთოკლაზი მაგმური ქანების მინერალაა. გვხვდება პეგმატურ ძარღვებშიც.

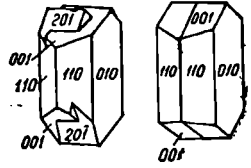


ნახ. 112. ადულარის კრისტალი.

მიკროკლინი — $K[AlSi_3O_8]$ — ისე როგორც ორთოკლაზი, სრულ ტექურადონს იჩენს მესამე და მეორე პინაკოიდის გასწვრივ, მაგრამ ტექურადონის ბზარები ერთმანეთს ოდნავ ირიბად, სწორი კუთხიდან 20 — 30 მინუტის განსხვავებით ჰკვეთენ. ფერი მიკროკლინს ისეთივე აქვს როგორც ორთოკლაზს, გარდა ერთი სახესხვაობისა, რომელსაც მწვანე ფერი ახასიათებს და ამაზონიტი ეწოდება. ელვარება — მინისებრი და საღაფისებრი. სიმკვარე — 6 — 6,5. კუთრი წონა — 2,54 — 2,57. წარმოშობით მიკროკლინი ტიპური მაგმური მინერალაა და ჩნდება შედარებით უფრო დაბალ ტემპერატურაზე, ვიდრე ორთოკლაზი.

ანორთოკლაზი — $(Na, K)[AlSi_3O_8]$: სინგონია — ტრიკლინური. ფიზიკური თვისებებით მიკროკლინს ჰგავს, უკანასკნელიდან მხოლოდ ოპტიკური თვისებებით განსხვავდება. გაზურებით მონოკლინურ მოდიფიკაციაში გადადის. დაკავშირებულია ნატრიუმით მდიდარ ქანებთან.

ნატრიუმ-კალციუმიანი ფელდშპატები — პლაგიოკლაზები. ცალკე Na-იან ფელდშპატს ალბიტი (Ab) — $Na[AlSi_3O_8]$ ეწოდება, Ca-იანს კი — ანორთიტი (An) — $Ca[Al_2Si_2O_8]$. ალბიტი და ანორთიტი იზომორფულ ნარევის იძევა და ერთად პლაგიოკლაზს წარმოქმნის. პლაგიოკლაზების რიცხვი უკიდურესი წევრების ჩათვლით 100-ით განისაზღვრება. მაგრამ პრაქტიკული მოსაზრებით ეს უწყვეტი რიგი შემდეგ ექვს ჯგუფად არის დაყოფილი:



ნახ. 113. კალიუმანი ფელდშპატების მრჩობლები.

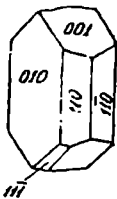
1. ალბიტი — 1 — 10% An
2. ოლიგოკლაზი -- 10 — 30% An
3. ანდეზინი — 30 — 50% An
4. ლაბრადორი — 50 — 70% An
5. ბიტონიტი — 70 — 90% An
6. ანორთიტი — 90 — 100% An

მიღებულია აგრეთვე პლაგიოკლაზის ნომრით აღნიშვნა, ნომერი ანორთიტის %-ულ რაოდენობას გამოხატავს. მაგ., პლაგიოკლაზი № 25 შეიცავს 25%-ს ანორთიტს და 75%-ს ალბიტს.

პლაგიოკლაზებს ანაწილებენ აგრეთვე სიძვეიანობის მიხედვით. სიძვეიანობა კი SiO_2 -ის რაოდენობით განისაზღვრება. პირველ ორ წევრს, ე. ი. ალბიტსა და ოლიგოკლაზს მთავე პლაგიოკლაზები ეწოდება, მესამე წევრს, ანდეზინს — სა-

შუალოდ შეყვე, ხლო დანარჩენი წვერები — ლაბრადორი, ბიტონიტი და ანორთიტი, ფუძე პლაგიოკლაზებია.

ყველა პლაგიოკლაზი ტრიკლინურ სინგონიაში კრისტალდება. ახასიათებს სრული ტექნადობა ორი მიმართულებით, და მასთან, ტექნადობის ბზარებს შორის კუთხე რამდენადმე ირიბია და უარის $86^{\circ}24'$. სიტყვა პლაგიოკლაზი ბერძნულად ირიბად ბლენას ნიშნავს. პლაგიოკლაზის ფერი — თეთრი, მორუხოთეთრი და მოშაოც კი, ზოგჯერ მომწვანო და მოლურჯო ციმციმით (ლაბრადორი). ელვარება — მინისებრი. სიმკვრე — 6 — 6,5. კუთრი წონა — 2,6 — 2,7. დამახსიათებელია სხვადასხვა კანონით დამჩრობლვა, უფრო ხშირად კი მეორე პინაკოლით ერთმანეთს შეზრდილი ინდივიდები ე. წ. ალბიტური კანონით. პლაგიოკლაზები უქთავრესად მაგმიდან კრისტალდება. იშვიათად ჩნდება ჰიდროთერმული და მეტასომატური გზით. განვიხილოთ პლაგიოკლაზების კიდური წვერები:



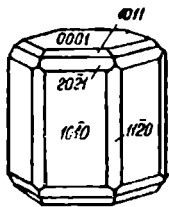
ნახ. 114. ალბიტის კრისტალი.

ალბიტი — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Na_2O — 11,8%, Al_2O_3 — 19,4%, SiO_2 — 68,8%): კრისტალების ფორმა — უმთავრესად ფირფიტოვანი (ნახ. 114). სრული ტექნადობა. ფერი — თეთრი, მორუხო, მოწითალო, აგრეთვე უფერი. ელვარება — მინისებრი. ტექნადობის სიბრტყეზე — სადაფისებრი. დამახსიათებელია შეყვე მაგმური ქანებისათვის, გვხვდება აგრეთვე პნევმატოლითური, ჰიდროთერმული, კონტაქტური და დანალექი წარმოშობისა.

ანორთიტი — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; (CaO — 20,1%, Al_2O_3 — 36,7%, SiO_2 — 43,2%): კრისტალები — მოკლესვეტიანი. აგრეგატები — მასიურ-მარცვლოვანი. ფერი — თეთრი, ნაცრისფერი, მოწითალო. ელვარება — მინისებრი, გამოფიტულ ზედაპირზე მქრქალი. დამახსიათებელი მინერალია ფუძე მაგმური ქანებისათვის.

ფელდშპატოიდები

ამ ჯგუფში შემავალი მინერალები კავშირით გაუჯერებელ ტუტე ალუმოსილიკატებს წარმოადგენს. ტუტეებით ზღადარ და SiO_2 -ით ლარიბ ქანებში ფელდშპატოიდები ფელდშპატების ადგილს იკავებს. ფელდშპატოიდებიდან ყველაზე გავრცელებული მინერალებია ნეფელინი, ლეიციტი, ანალიციმი (ანალიცინს ცეოლითებშიაც იხილავენ), სოდალითი, ნოზენი, კანკრინიტი და სხვ.



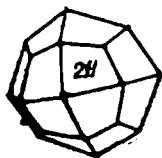
ნახ. 115. ნეფელინის კრისტალი.

ნეფელინი (ელეოლითი) — $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$; ყოველთვის ურევია K_2O . სინგონია — ჰექსაკონური. კრისტალები — წვრილი, პრიზმული ჰაბიტუსის (ნახ. 115). უფრო ხშირია არათანაბარმარცვლოვანი მჭიდრო მასები და ჩანარებები ფერი — თეთრი, მოყვითალო-ნაცრისფერი, მოყავისფრო, მოწითალო და მომწვანო, ელვარება — ცხიმური. სიმკვრე — 5 — 6. კუთრი წონა — 2,5 — 2,6. ტექნადობა — არასრული. იხსნება შეყვაში და ღრუბლისებრ მასას გვაძლევს. წარმოშობით ტიპური მაგმური მინერალია. ხშირად აპატიტთან ერთად გვხვდება. დამახსიათებელია ტუტე ქანებისათვის. უდიდესი საბალო ცნობილია კოლის ნახევარკუნძულსა და ურალზე. გამოიყენება ალუმინის ნედლეულად.

ნეფელინთან სტრუქტურულად ახლოს არის მინერალი კალსილიტი $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$, რომელიც 20%-მდე შეიცავს $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. ეს არის თეთრი ფერის მი-

ნერალა. არასრული ტექნავალიტი — (1010) და (C001)-ის გასწვრივ, სიმაგრე — 6. ხვ. წონა — 2,6. გვხვდება კალიუმით მდიდარ ვულკანურ ქანებში.

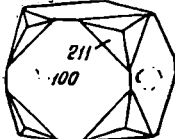
ლ ე ი ც ი ტ ი — $K[AlSi_2O_6]$ — დიმორფული მინერალია. მაღალ ტემპერატურაზე — 620° ზევიტქუბურ სინგონიაში კრისტალდება, უფრო დაბალ ტემპერატურაზე კი — ტეტრაგონულში (ნახ. 116). ამ მინერალი-



ნახ. 116. ლეიციტის კრისტალი.

სათვის ძლიერ დამახასიათებელია იზომეტრული კრისტალეზი — ტრაპეცოედრების სახით. ფერი — თეთრი, უფერო, ნაცრისფერი. ელვარება — მინისებრი და ციმბური. სიმაგრე — 5 — 6. კუთრი წონა — 2,45 — 2,50. ტუტე მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელი მინერალია. გამოიყენება კალიუმის მარილების მისაღებად და ნიადაგის სასუქად.

ან ა ლ ც ი მ ი — $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$: ისეთი სახეობაც გვხვდება, სადაც K_2O მონაწილეობს (5,5%-მდე). კრისტალდება კუბურ სინგონიაში. კრისტალები — კარგად განვითარებული, იზომეტრული ფორმის. (ნახ. 117). აგრეგატები — მარცვლოვანი, ხშირად სიცარიელეში დრუხებს ქმნის. ფერი — თეთრი, უფერო, მონაცრისფრო, მოწითალო. ელვარება — 2-ნიხსებრი. სიმაგრე — 5 — 5,5. ადვილად იხსნება მარილმკვანი და წარმოშობს შლამისებრ კაქვიწას წარმოშობა — მავმური, პიდროთერმული და დანალექი. უმთავრესად უკავშირდება ტუტეებით მდიდარ ფუძე ქანებს. საქართველოში ფართოდ არის გავრცელებული როგორც მავმური, ისე დანალექი ანალციმი.



ნახ. 117. ანალციმის კრისტალი.

ს ა ლ ა ლ ი ტ ი — $Na_6[AlSi_4]_6Cl_2$: სინგონია — კუბური, კრისტალების ფორმა — რომბოლოედრული. აგრეგატები — მარცვლოვანი მასები. ფერი — მონაცრისფრო, მოყვითალო, მოლურჯო ან უფერო. ელვარება — მინისებრი, მონატეხზე ციმბური. სიმაგრე — 5,5 — 6. კუთრი წონა — 2,13 — 2,29. გვხვდება SiO_2 -ით ლარიბ და ტუტეებით მდიდარ მავმურ ქანებში.

ნ ო ზ ე ა ნ ი — $Na_6[AlSi_4]_6SO_4$: სინგონია — კუბური. ბევრი თვისებით სოდალიტის მსგავსია. ფერი — მოყვითალო, მოწვანო, ნაცრისფერი, იშვიათად თეთრი, ხშირად შეიცავს ჩანართებს. სიმაგრე — 5,5. კუთრი წონა — 2,48 — 2,40. გვხვდება მხოლოდ ტუტე ქანებში, უმთავრესად ეფუზივებში.

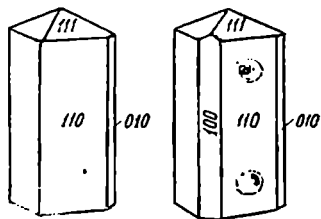
კ ა ნ კ რ ი ნ ი ტ ი — $Na_6Ca[AlSi_4]_6[CO_3 \cdot SO_4] \cdot nH_2O$: სინგონია — ჰექსაგონური. კრისტალების ფორმა — პრიზმული, ჰაგრამ იწვიით. აგრეგატები — მასიურ-მარცვლოვანი. ფერი — თეთრი, ლურჯი, ნაცრისფერი. ზოგჯერ მოწითალო, ვარდისფერი. ელვარება — ტექნავალიტის სტრუქტურაზე ინიხებრ-სადაფისებრი. მონატეხზე ციმბური. სიმაგრე — 5 — 5,5. კუთრი წონა — 2,42 — 2,48. HCl-ში შიშინით იშლება. გენეტურად ნეფელინიან ქანებს უკავშირდება. ხშირად ნეფელინის შეცვლის პროდუქტს წარმოადგენს.

ც ე ო ლ ი თ ე ბ ი

ცეოლითები Ca, Na-ის, იშვიათად K, Ba-ის და სხვა ელემენტების წყლიანი ალუმოსილიკატებია. ამ მინერალებსათვის დამახასიათებელია ე. წ. ცეოლითური წყლის შემცველობა, რომელიც თანდათან გახურებით მინერალს სტოვებს ისე, რომ მისი სტრუქტურა დაუზღველი რჩება. დადგენილია, რომ ამგვარი წყალი მინერალში არსებულ „სიცარიელებსა“ და „არხებშია“ მთავსებული, რომლის გა-

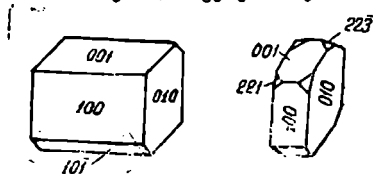
მოყოფა არსებით ცვლილებებს არ იწვევს. საყურადღებოა, რომ გარკვეულ პირობებში ცეოლითურ მინერალს კვლავ შეუძლია წყლის შთანთქმა და ამ უკანასკნელით გაჯერება. ასევე წყლის მაგიერ შეიძლება შთანთქმულ იქნეს სხვა ნავთიერებანი — სპირტი, გოგირდწყალბადი და სხვ. მეორე თვისება, რაც ცეოლითებისათვისაა დამახასიათებელი, კათიონების გაცვლის უნარია. სწორედ ამ თვისების გამოა, რომ ხელოვნურ ცეოლითებს—პერმუტიტებს ფართოდ იყენებენ ხისტი წყლის დასარბილებლად, საფეიქრო მრეწველობაში და სხვ. არხებს და სიკარილეებს სხვადასხვა ცეოლითებში სხვადასხვა ზომები აქვს, რის გამოც მათ აქვთ უნარი განაძალკევონ (გასტრან) ერთმანეთისაგან რთული ნახშირწყალბადეი. ამ თვისების გამო მათ მოლექულარული საცრები ეწოდათ. ცეოლითების საშუალებით შესაძლო გახდა მონომერების მიღება. მოლექულარული საცრები — ცეოლითები — დიდ ქიმიკში გამოიყენება, რისთვისაც მათ დიდი რაოდენობით ამზადებენ.

ცეოლითები დაბალი სინგონიის მინერალებია. ბევრი მათგანისათვის დამახასიათებელია რადიალურ-სხივოსნური აგებულება, წვრილი, მაგრამ კარგად განვითარებული კრისტალები. უწყლო ალუმოსილიკატებთან შედარებით, ცეოლითებს ნაკლები სიმკვრივე და კუთრი წონა ახასიათებთ, ადვილად იშლებიან სიმკვარევეში. გახურებით ფუფუნებიან (დღღდებიან) და მათი სახელწოდებაც სწორედ აქედან წარმოსდგება — „ცეა“ ბერძნულად დღღღს ნიშნავს. წარმოშობის პირობების მიხედვით ცეოლითები უმთავრესად პოსტტექუ-კანური მინერალებია. განსაკუთრებით უკავშირდებიან ვულკანურ ქანებს. ჩნდებიან აგრეთვე ჰიდროთერმული პროცესის შედეგად. ზოგი მათგანი დანალექი ქანებისა და ნიადაგის შედგენილობაში მონაწილეობს. ცეოლითების ჯგუფს მინერალების დიდი რიცხვი ეკუთვნის, მათგან ჩვენ მხოლოდ რამდენიმეს განვიხილავთ.



ნახ. 118. ნატროლითის კრისტალთა ფორმა.

ნატროლითი — $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; სინგონია — რომბული. დამახასიათებელია სვეტისებრი კრისტალები (ნახ. 118). აგრეგატები — რადიალურ-სხივოსნური, ზოგჯერ ბოჭკოვანი. ფერი — თეთრი, მოყვითალო ან უფერო, ელვარება — მინისებრი, ბოჭკოვან მასებს — აბრეშუმისებრი. სიმკვრე — 5 — 5,5. კუთრია



ნახ. 119. პეილანდიტის კრისტალები.

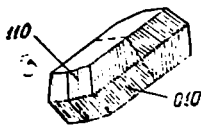
წონა — 2,2 — 2,5. ადვილად ღვებება. 300°-ზე წყალს მთლიანად კარგავს. HCl-ში იხსნება.

სკოლეციტი — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; სინგონია — მონოკლინური. კრისტალების ფორმა — სვეტისებრი. აგრეგატები — რადიალურ-სხივოსნური, სფერული მასები. ფერი — თეთრი ან უფერო. ელვარება — მინისებრი, აბრეშუმისებრი.

სიმკვრე — 5 — 5,5. კუთრია წონა — 2 — 2,4. ღვებება და ადვილად იხსნება HCl-ში. პეილანდიტი — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — ჩვეულებრივ შეიცავს Na_2O -ს, ზშირად SrO -ს, K_2O -ს და BaO -ს; სინგონია — მონოკლინური, კრისტალების ფორმა იზომეტრული ან ფირფიტისებრი (ნახ. 119). აგრეგატები — ფურცლოვანი და

სეკრეციული ფორმის. ფერი — თეთრი. მოყვითალო, აგურისფერი წითელი. სიმაგრე — 3,5 — 4. კუთრი წონა — 2,18 — 2,22. HCl-ში ადვილად იხსნება.

ფილიპსიტის — $(K_2, Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4 \cdot 5H_2O$; სინგონია — მონოკლინური კრისტალები — სვეტისებრი (ნახ. 120), მაგრამ იშვიათი. ხშირია მრჩობლები ოთხეულების სახით. ფერი — თეთრი, მორუბო, ზოგჯერ უფერო. ელვარება — მინისებრი. სიმაგრე — 4 — 4,5. მსხვერველადი. კუთრი წონა — 2,2.



ნახ. 120. ფილიპსიტის მრჩობლი.

ლომონტიტი — $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 3,5 - 4H_2O$; სინგონია — მონოკლინური, კრისტალები — პრიზმული, ძლიერ წვრილი, ნემსისებრი. ფერი — თეთრი, მოწითალო, მოყვითალო, უფერო. ელვარება — მინისებრი. აბრეშუმისებრი. სიმაგრე — 3 — 3,5. კუთრი წონა — 2,2 — 2,5.

მორდენიტი — $(Na_2, K_2, Ca)[Al_2Si_10O_{24}] \cdot 7H_2O$; სინგონია — რომბული. კრისტალები — ნემსისებრი. თეთრი ფერის მინერალია, სიმაგრე — 3 — 4. კუთრი წონა — 2,12 — 2,5.

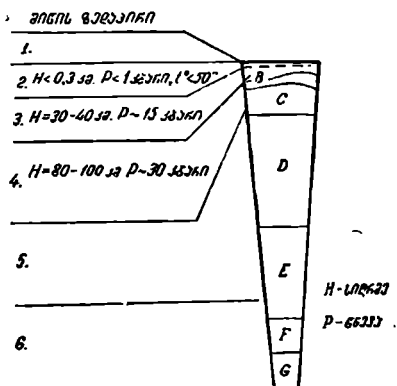
ცეოლითები ფართოდ არიან გავრცელებული საქართველოში — განსაკუთრებით აღსანიშნავია წყალტუბოს, ქუთაისის, ტყიბულის, ზესტაფონის, ჭიათურის, ახალციხის, მცხეთა-კასპის და თბილისის რაიონები, სადაც ამ მინერალების მეტად საინტერესო ასოციაცია არის წარმოდგენილი.

მიწის ქერქსა და მის ღრმა ზონებში მინერალთა გავრცელების ზოგიერთი კანონზომიერება

მიწის ქერქის ზედაპირულ ნაწილს მინერალთა დამახასიათებელი ასოციაცია უკავშირდება; ამ გზებდებიან ნაკლებმდგრადი დაბალი მოცულობითი წილის მქონე წყალშემცველი მინერალები, რომელთაგან უმთავრესი არიან: თიხების და ცეოლითების მინერალები, წყლიანი ქანგები — ჰიბსიტი, ლიმონიტი, ოპალი და აგრეთვე კარბონატები, ქრისტობალიტი და სხვ.

ნახ. 121. მიწის ზედაპირის და ღრმა ზონების მინერალური შედგენილობა (ე. პეტროვის მიხედვით).

1. წყლით მდიდარი ზედაპირული მინერალები: თიხებისა და ცეოლითების მინერალები, წყლიანი ქანგები — ჰიბსიტი, ლიმონიტი, ოპალი და აგრეთვე კარბონატები, კამბრის სახესხვაობა — ქრისტობალიტი.
2. ქანში მინერალები: მინდვრის შპატები, ქარსები, კვარცი და სხვ.
3. პიროქსენ-გრანატთან ასოციაციის — ედიტი, გრანატი, კიანიტი, შეილება იყოს კვარცი, ამფიბოლი, ქარსი, კალიუმის შპატი და სხვ.
4. ოლივინი — პიროქსენ-გრანატი, ზედა ნაწილში შეიძლება იყოს ამფიბოლი და ქარსი. შუა ნაწილში კოხნიტის ცვლის სტიშოვიტი. პიროქსენი აღარ არის. ქვეით მკვეთრად იზრდება შინელის ტიპის შენაერთები.



5. გაბატონებულ მინერალური ტიპის შენაერთები, თავისუფალი ქანგები. 6. ჭარბობს თავისუფალი მეტალები და გამეტალებული შენაერთები.

რამდენადმე უფრო ღრმად წყლის როლი მცირდება, წნევა და ტემპერატურა კი გაზრდილია. მინერალებიდან აქ გაბატონებულია მინდვრის შპატები, ამფიბოლები, კვარცი და სხე. უფრო ღრმად, როცა წნევა 25 კბარს მიაღწევს, მინდვრის შპატის მთავარი მასა აღარ არის, კვარცი კვლავ რჩება. ზონის დამახასიათებელი მინერალებია: პიროქსენი და გრანატი, რომელსაც პიროქსენ-ფაღეიტურ (ეკლოგიტურ) ასოციაციას უწოდებენ. მაგრამ აქ შეიძლება არსებობდნენ ამფიბოლები, ქარსები, კალიშპატი და სხვა. კიდევ უფრო ღრმად, სადაც წნევა 30 კბარ. მეტია, ისპობა კვარცი, ქარსი, ამფიბოლი, სამაგიეროდ ბატონდება ოლივინი, პირო სენი, გრანატი. ვარაუდობენ, რომ 40 კბარ. პირობებში უნდა ჩნდებოდეს ე. წ. კიმბერლიტებისთვის დამახასიათებელი მინერალური ასოციაცია — ალმასი, მუასსანიტი (SiC), პიროპი ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) და სხე.

მომდევნო ქვევით მდებარე ზონაში გაზრდილი წნევის პირობებში, გრანატ-ოლივინ - პიროქსენიანი ასოციაცია შპინელური ასოციაციით იცვლება. შესაძლებლად თვლიან ამ ზონაში თავისუფალი კაემჩის არსებობას—სტიშოვიტის სახით.

ღრმა ზონებში (200 – 250 კბარ. პირობებში), ე. ი. მიწის ცენტრალურ ბირთვში ნავარაუდევია მაღალი სიმჭიდროვის მქონე თავისუფალი ჟანგების, ხოლო ცენტრალურ ბირთვში თავისუფალი მეტალების და გამეტალბული შენაერთების არსებობა.

ქ ა ნ ე ბ ი ს მ თ ა ვ ა რ ი გ ა ნ ე ბ უ რ ი ჯ გ უ შ ი ბ ი

ზოგადი ცნობები

წარმოშობის პირობების მიხედვით ქანები იყოფა სამ მთავარ ჯგუფად: 1. მაგმური, 2. დანალექი და 3. მეტამორფული.

პირველი ჯგუფის ქანები ბუნებრივი სილიკატური მდნარის — მაგმის გაცივებისა და გაჟუპარების შედეგად წარმოიქმნება მიწის ქერქში ან მის ზედაპირზე.

ქანების მეორე ჯგუფი მაგმური და საერთოდ ადრე არსებული ყოველგვარი ქანის დაშლის და ნაშალი მასალის დალექვის პროდუქტია; ამა ემატება აგრეთვე წყალში არსებული ხსნადი მარილების ქიმიური გზით გამოლექვა და ორგანიზმების ცხოველმყოფელური მოქმედება, რის შედეგადაც თავისებური შედგენილობის დანალექი ქანები გროვდება.

მესამე ჯგუფი მაგმური და დანალექი ქანების გარდაქმნის (უმთავრესად გადაკრისტალებას) შედეგად წარმოიქმნება. წარმოშობის ამ სპეციფიკურ პირობების გამო ზოგი მკვლევარი (ფ. ლევისონ-ლესინგი, გ. ტირელი, ნ. კუზნეცოვი და სხვ.) მაგმურ ქანებს პირველად ქანებს უწოდებს, ორ დანარჩენს კი — მეორად ქანებს.

მაგმური ქანების წარმოშობა

პირველ ყოვლისა საჭიროა გიცოდეთ, თუ რა არის მაგმა და სად იმყოფება იგი. მაგმა¹ ეწოდება რთული შედგენილობის სილიკატურ მდნარს, რომელიც მიწის ქერქში ან მის ქვეშ უნდა ჩნდებოდეს. მაგმის ბუნებაზე გარკვეულ წარმოდგენას გვაძლევს ამჟამად მოქმედი ვულკანების მიერ ამოღნილი გამდნარი სილიკატური მასა, რომელსაც ლავა² ეწოდება. ლავა შესაძრწნევად თხევადია და ზოგჯერ იმდენად, რომ აღვივლად მიედინება მიწის ზედაპირზე ნაკადების სახით.

მაგრამ ასე არ არის ეს მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში (თუნდაც რამდენიმე ათეული კილომეტრის სიღრმეზე). სადაც ტემპერატურა იმდენად მაღალია, რომ ყოველგვარა ნივთიერება მხოლოდ გამლვალ მდგომარეობაში უნდა არსებობდეს. მიუხედავად ამისა, ნივთიერება აქ მაინც მყარ მდგომარეობაშია. ამის მიზეზად ასახელებენ იქ არსებულ წნევას, რომელიც ნივთიერების გაღლობა-გაფართოებას წინ ეღობება. ამიტომაც იყო, რომ ადრევე ზოგი პეტროლოგი (ე. რიერი, რ. დელი, ლ. ფერმორი, ა. ჰოლმსი და სხვ.) მაგმის პოტენციურ თხევად მდგომარეობაზე

¹ მაგმა ბერძ. — ცომისებრ მდგომარეობას ნიშნავს.

² ლავა. იტ. — ღვარი.

მიუთითებდა, რაც იმას გულჯანსობს, რომ წონასწორობის დარღვევის შემთხვევაში — წნევის შემცირებისთანავე მყარი ნივთიერება თხევადში უნდა გადავიდეს. თუმცა ასეც არ იყოს. ანალოგიურ მოვლენას მ. შინაც ექნება ადგილი, როცა გარკვეულ სიღრმეზე სხვა რაღაც მიზეზით (თუნდაც რადიოაქტიური სითბო) ტემპერატურა ნორმაზე მაღალი გახდება. იმ აქედან გამომდინარე ვარაუდობენ, რომ ამ ფაქტორებით არის გაპირობებული ნივთიერების გათხვევლება თუ შერბილება ზედა მანტიაში. კერძოდ, ასთენოსფერო (ასთენოლითის) ფარგლებში, საიდანაც მაგმა მოისწრავთის ტექტონიკურად აშლილ, დაბალწნევიან არეებში და შეიქრება მიწის ქერქის ამა თუ იმ ნაწილში ანდა უზუალოდ ზედაპირზე ამოვლინება ლავის სახით. ლავის ამოფრქვევა კი ვულკანიზმის ერთ-ერთი დამახასიათებელი მოვლენაა და მიწის ზედაპირზე, წნევისაგან თითქმის თავისუფალ არეში ამოფრქვეული. შედარებით სწრაფად და ხშირად აფეთქებითაც კი თავისუფლდება მასში შემავალ გაზებისგან (H_2O , H_2S , CO_2 , SO_2 , H_2 , Cl , F და სხვ.). მაგმიდან კი იმავე წნევის გავლენით. მისი ეს შემადგენელი კომპონენტები ვერ გამოიყოფიან, მასშიც რჩებიან და დიდ როლს ასრულებენ მისი დაკრისტალების პროცესში. ამ ასეთ სილიკატურ მასას, რომელიც ლავისაგან განსხვავებით შედარებით მდიდარია აქროლადი კომპონენტებით (მათ რაოდენობის 12%-მდე ვარაუდობენ). მაგმა ეწოდება. როგორც ვხედავთ. ლავაა და მაგმას შორის შესაძრწნევა განსხვავებაა, ჭერ ერთი, შემადგენლობით, და მეორეც, გეოლოგიური პირობებით. ამიტომ ჩვენ შეგვიძლია ვილაპარაკოთ ცალკე ვულკანიზმზე ანუ ეფუზიურ¹ მაგმატიზმზე და პლუტონიზმზე² — ინტრუზიულ მაგმატიზმზე.

ერთობ დიდია ეფუზიური მაგმატიზმის როლი მიწის ქერქის ფორმირებაში, თანაც ეს მოვლენა ხასიათდება არა მხოლოდ გაზობრივი და თხევადი მასების (ლავის) მიწის ზედაპირზე ამოფრქვევით, არამედ მყარი ე. წ. პიროკლასტური³ მასალის (ვულკანური ლონარის, ყუმბარების, ლაპილების, ქვიშის, ფერფლის და სხვ.) ამოფრქვევით. მაგრამ ისე არაა, რომ სამივე სახის ამ მასალის ამოფრქვევა ყველა ვულკანისთვის იქონი დამახასიათებელია; ზოგი ვულკანი მხოლოდ გაზებს აფრქვევს ან კიდევ თხევად მასალას — ლავას (ლავეური ვულკანი), ზოგი კი მყარ მასალას ამოტყორცნის (ყუმბარების, წიღების და ფერფლის სახით), ანდა მორიგეობით — მყარს და თხევადს (სტრატოკონუსი). ამასთან, როგორც ხასიათისაც არ უნდა იყოს ამოფრქვევის ეს პროდუქტები, ისინი მიწის ზედაპირზე ნაპრალების ან არხების გავლით აღწევენ. პირველ შემთხვევაში ნაპრალური ამოფრქვევა ექნება, მეორეში კი — ცენტრალური. აღსანიშნავია, რომ რაოდენობრივად ნაპრალური ამოფრქვევები უფრო მეტ პროდუქტებს იძლევიან, ვიდრე ცენტრალური. მეორე მხრივ, არჩევენ ჩამქრალს და მოქმედ ვულკანებს. პირველი გეოლოგიურ წარსულში, მეორეში ისტორიულ პერიოდში და დღესაც მოქმედებენ. მაგრამ ვულკანების დანაწილება — კლასიფიკაცია სხვა ნიშნებითაც ხდება. კერძოდ, პირველ რიგში ითვალისწინებენ ლავაში ნებნეველ კაემიწის (SiO_2) და გაზების რაოდენობას. ამისა და სხვა ნიშნების გათვალისწინებით ვულკანთა შემდეგი ტიპებია გამოყოფილი: 1. ჰავის, 2. სტრომბოლის, 3. ეტნა-ვეზუვის, 4. პელეს, 5. კრაკატაუს (და სხვ. ვულკანთა ამ ტიპებში რიგის მიხედვით იზრდება მათ ლავებში შემავალი კაემიწის რაოდენობა. შესატყვისად ლავის სიბლანტე და აფეთქების სიძლიერე და ა. შ. რაც უფრო მცირეა კაემიწის რაოდენობა, მით

¹ ეფუზიონ ლათ.—ამოფრქვევას ნიშნავს.

² პლუტო ბერძ.—ღმერთის მიწისქვეშა სამეფოს ნიშნავს.

³ პიროკლასტური ფიზიკურ-მეცნიერებულ ვულკანურ ქანებს ეწოდება.

დენადია ლავა. ამიტომ პირველი ტიპის ვულკანები დაბალ და განიერ კონუსებს იძლევიან (ფარასებრი ვულკანები), ხოლო მომდევნო ტიპები რელიეფში გამოკვეთილ მაღალ ვულკანურ აპარატებს ან კიდევ გუმბათ-ობელისკურ ფორმებს და ა. შ. ეს ფორმები ნაჩვენებია 142-ე ნახ.-ზე.

ახლა მაგმის შედგენილობის შესახებ. მაგმის, როგორც დიდ სიღრმეში არსებული ნივთიერების უშუალო შესწავლა ჩვენთვის მიუწვდომელია, მაგრამ მის შედგენილობაზე ძირითად წარმოდგენებს გვაძლევენ ჩვენს თვალწინ მიმდინარე ვულკანური პროცესები, კერძოდ, ვულკანთა მიერ ამოფრქვეული მასალის, პირველ რიგში ლავეები და მათთან დაკავშირებული ზემონახსენები აქროლადი კომპონენტები. ცხადია, მაგმაზე გარკვეულ წარმოდგენებს იძლევიან აგრეთვე ექსპერიმენტული კვლევებ-ც. აი ამ გზებით მიღებული ინფორმაციებით ჩვენ შეგვიძლია ვთქვათ, რომ მაგმა შედგენილობით ძლიერ ახლოს დგას პირველად ქანებთან. პრაქტიკულად მასში ცნობილი ელემენტების უმეტესობის არსებობაა ნაგულისხმევი, მაგრამ მათგან უმთავრესი მაინც შემდეგი ელემენტებია: ქანგბადი, სილიციუმი, ალუმინი, რკინა, კალციუმი, მაგნიუმი, ნატრიუმი, კალიუმი და წყალბადი; ბევრად უფრო ცოტაა ტიტანი, ნახშირბადი, ფოსფორი, ქლორი და სხვ. განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს ქანგბადსა და სილიციუმს, რომლებიც სხვადასხვა ელემენტებთან შეერთებით მაგმის შემადგენელ უმთავრეს სილიკატურ მინერალებს წარმოქმნიან; კერძოდ, ფელდშპატებს, ფელდშპათოიდებს, კვარცს, პიროქსენებს, ამფიბოლებს, ქარსებს, ოლივინს და სხვ.

მართალია, მაგმის შედგენილობაში ყველა ზემოხსენებული ელემენტის მონაწილეობა არის ნაგულისხმევი, მაგრამ მაგმიდან წარმოშობილი ქანები რაღაც ერთნაირი შედგენილობის: ზოგი ქანი ძირითადად აგებულია რკინა-მაგნიუმის და კალციუმის სილიკატებით, ზოგში კი მათ ნაცვლად სილიციუმით და ალუმინიუმით მდიდარი სილიკატებია გაბატონებული. ეს გარემოება იმათივე აყენებდა საკითხს: ერთი არის მაგმ., ორი, თუ რამდენიმე? თ-ვდაპირველად ორი მაგმის — გრანიტულის (ანუ მყავე, მდიდარი SiO_2 და ლარიბი FeO , MgO , CaO) და ბაზალტურის (ანუ ფუქე — ლარიბი SiO_2 და, პირიქით, მდიდარი FeO , MgO და CaO) არსებობას უშვებდნენ (რ. ბუნზები 1951, ე. დიუროშე 1858), რომელთა შერყვას უნდა მიეცა სხვადასხვა მაგმები და შესატყვისად — ქანები. ამ შეხედულებას იჭარბებდა ბევრი პეტროგრაფი და მათ შორის ფ. ლევისონ-ლესნიგი (1936).

ჩეროე მხრივ, ამტკიცებდნენ (ბ. კოტი 1958, ვ. გრინი 1887, რ. დელი 1914, ნ. ბოლუნი 1915, ტ. ბარტი 1927 ა. ზაფარიცკი 1940), რომ საწყისი მაგმა მხოლოდ ერთია, რომლის დიფერენციაციის შედეგად მოეცა სულ სხვადასხვა შედგენილობის ქანები. ამასთან ვარაუდობენ, რომ დიფერენციაცია შეიძლება ხდებოდეს იხვეად მაგმაში ტემპერატურის შეცვლის შედეგად — იონებისა და მოლეკულების მიგრაციით, ან მაგმა შეიძლება დანაწილდეს მძიმე და მსუბუქ შემურველ სითბევაად (ლიკვაცია), რომელთა გაცივება და დაკრისტალება შედგენილობით განსხვავებულ ქანებს მოგვცემს.

უფრო მეტ მნიშვნელობას მიაწერენ კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას. უკანასკნელის არსი იმაში მდგომარეობს, რომ მაგმის გაცივების პროცესში პირველად გამოკრისტალდება მძიმე — რკინა-მაგნეზიური მინერალები, რომელთაც ლილიუმის ტემპერატურა უფრო მაღალი აქვთ. სიმძიმის გამო ეს მინერალები დაძირვას იწყებენ (გრავიტაციული დიფერენციაცია). თუ პროცესი ხანგრძლივად მიმდინარეობს, მასში მაგმის ზედაფენს თანდათან ლარიბდება რკინა-მაგნეზიური მინერალებით, ღრმა ნაწილები კი ამ უკანასკნელთ მდიდრდება. ცხადია, ასეთი პროცესის შემდეგ განსხვავებული შედგენილობის მაგმებს და შესატყვის ქა-

ნებს მივიღებთ ვარაუ.ობენ. რომ ამგვარი დიფერენციაციის დროს მოხდება ისეც, რომ კრისტალიზაციის პირველ ფაზაში გამოყოფილი მინერალები კი არ დაიძირებიან, არამედ ატივტივებულ მდგომარეობაში დარჩებიან. ასეთ მინერალებზე მაგმა გარკვეულ რეაგირებას ახდენს, როგორც მაღალტემპერატურიანი მდნარი, და მათ შეცვლას გამოიწვევს. ამგვარ პარცესს მიაწერენ, მაგალითად, ოლივინის კრისტალის გარშემო პიროქსენის რეაქციული გარსის წარმოშობას და სხვ. შემდეგში ტ. ბარტმა ზემოაღნიშნულ სქემაში ზოგი განმარტება შეიტანა კერძოდ, მისი აზრით, პირველსაწყის ბაზალტური მაგმიდან კრისტალიზაციის დასაწყისში, პირველ რიგში ოლივინი. ფუძე პლაგიოკლასი და მცირე რაოდენობით სხვა მინერალებიც გამოყოფა. ამიტომ ნარჩენი ხსნარი ბაზალტური ლარ იქნება და შედგენილობით დიორიტულს მიუახლოვდება. შემდეგში ეს ნარჩენი ანუ დიორიტული მაგმა განაგრძობს იმგვარსავე დიფერენციაციას, როგორსაც წინა ბაზალტური მაგმა და დიორიტულიდან განსხვავებულ ახალ მაგმას მოგვეყვამს. ბაზალტურიდან გრანიტული მაგმა (და სხვა ხსნარები) შეიძლება ასე წარმოიშვას. ამ გზით გაჩენილი გრანიტული მაგმა პირველადი ანუ იუვენური იქნება¹. ასეთნაირ მრავალგზის განმეორებით დიფერენციაციის პროცესს ფართო გაგებით ფრაქციონულ კრისტალიზაციას უწოდებენ და, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, იგი ბევრმა გაიზიარა.

მაგმის ევოლუციაზე გარკვეულ გავლენას ახდენს ასიმილაციის პროცესი, რაც იმაში გამოიხატება. რომ მაგმა ვეგრიდით ქანების ჩაღობას — შთანთქმავს — ასიმილაციას ახდენს, რის გამოც შედგენილობას იცვლის, და როგორც იტყვიან ხოლმე, კონტამინირებული (სხვა ქანებით გაქუცყიანებული) ხდება. მაგრამ, როდესაც მაგმას არ ჰყოფნის სათანადო სითბური ენერჯია, იგი შეშველ ქანებს მხოლოდ ნაწილობრივ თუ გადააღობს, ე. ი. მასში ჭერი კიდევ რჩება შეშველი ქანების გადაუმუღალი ნატეხები — ქსენოლითები. სხვანაირად ეს იქნება ქსენოლითშემცველი მაგმა. ამგვარი პროცესი კიბრიდიზმის სახელწოდებით არის ცნობილი, ხოლო ამ პროცესას შედეგად ჩამოყალიბებული ქანი კიბრიდული იქნება.

გამოთქმულია მოსაზრება აგრეთვე კიბრიდული მაგმის სხვა გზით წარმოშობის შესახებ. ზოგი მკვლევარი (ა. რიტმანი) ვარაუდობს, რომ კიბრიდული მაგმა სხვადასხვა მაგმის — კერძოდ, პირველადი და მეორადი მაგმის ერთმანეთში შერევით შეიძლება წარმოიშვას. მიაჩნიათ, რომ ამგვარი პროცესი ტექტონიკურად მოძრავი მხარეებისათვის არის დამახასიათებელი.

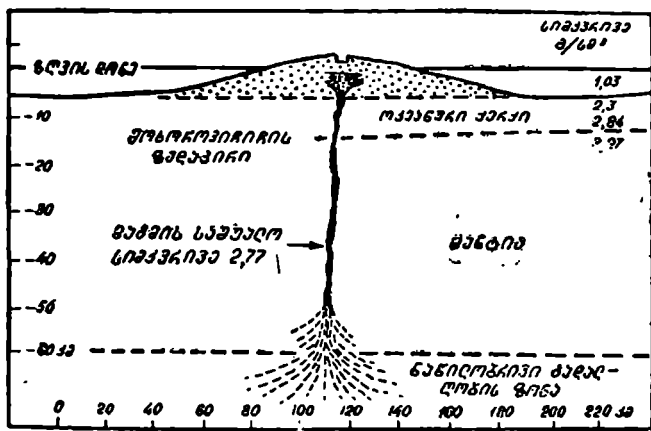
ამრიგად, როგორც ზემოთქვეყნიდან ჩანს, მაგმა შეიძლება ერთი იყოს და ერთზე მეტიც. და აი ბოლო დროს გაბატონებული შეხედულებით მაგმის ოამდენიმე სახესხვაობა არსებობს. ერთი ეს არის პირველსაწყისი. ფუძე და ულტრა-ფუძე შედგენილობის მაგმა, რომელიც მიწის ქერქშია ქვეშედებარე ნაწილში იმყოფება. სხვანაირად მას ქერქის ქვეშა არაღი ფერენცირებულ მაგმას უწოდებენ. მეორე სახეობის (ტიპის) მაგმა მეყვე ხასიათისაა (გრანიტულია)². იგი უმთავრესად კონტინენტურ ქერქში ღრმად ჩაწოლილ (არანაკლებ 15 კმ სიღრმეზე) მეტამორფული ქანების სელექციური ანუ შერჩევითი ჩაღობით არის წარმოქმნილი, მას ანატექტიტურ ან პალინგენეტურ (ზოგი მეორად მაგმას) ან კიდევ ქერქის შიდა მაგმას უწოდებენ. არის კიდევ ე. წ. შუალედური — სინტექსისტური ანუ ასიმილაციური მაგმა, რომელიც სიღრმიდან მომდინარე მაგმის და ქერქის

¹ ეს საკითხი ქვეითაც იქნება განხილული.

² იხილეთ თავი — გრანიტის წარმოშობა.

ქანების ურთიერთ რეაქციით (მაგმის ელემენტების შეტანით ქერქის ქანებში და, პირიქით) ჩნდება. ამგვარი მაგმის ნიშნების პატარებელი არიან საშუალო სიმკვრივანობის ქანები — ანდეზიტები და მათი სიღრმული ანალოგები. ამის შემდეგ უთუოდ დაისმის საკითხი იმის შესახებ, თუ სად და რა პირობებში ფორმირდება პირფლასაწყისი ფუქე მაგმა. მეცნიერება დღეს ამაზე ერთ მნიშვნელოვან პასუხს იძლევა: პირველადი მაგმა მანტიაში, უფრო სწორად მანტიის იმ ნაწილში ფორმირდება (გამოლდება), რომელსაც ასთენოსფერო ეწოდება (ზოგი მას პიროლითს უწოდებს), აქ კი ნივთიერების ფიზიკური მდგომარეობა ლობობის ტემპერატურის ახლოსაა და ამიტომ მომიჯნე მანტიის მასებთან შედარებით ნაკლებ სიმტკიცეს იჩენს. რაც შეეხება საკუთრივ მანტიის თუ ასთენოსფეროს ნივთიერ შედგენილობას, ამაზე არაპირდაპირ ინფორმაციას საგანგებოდ ჩატარებული ექსპერიმენტები და გეოფიზიკური მონაცემები გვაწვდიან. მაგრამ დასმულ საკითხზე უფრო დამაჯერებელ უშუალო პასუხს გვაძლევს მიწის ქერქის ზედა ნაწილში შემთხვევით მოხვედრილი ე. წ. უცხო სხეულები — ქსენოლითები (ნოდულები), კიმბერლიტურ არხებში აღმასის პარაგენეტული მინერალები და აგრეთვე ტექტონიკურად ამოზიდული ალპინოტიპური სხეულები — პროტრუზივები, რომლებიც აგებული არიან ისეთი მინერალებით, რომელთა წარმოშობა დიდ სიღრმეზე, მაღალი წნევის პირობებშია მხოლოდ შესაძლებელი.

პეტროგრაფიული მონაცემებით ქსენოლითები და პროტრუზივები ოლივინი-სა და პიროქსენისაგან ანდა პიროქსენისა და გრანატისაგან შედგებიან. პირველ შემთხვევაში პერიოდოტიტული ქანი გვექნება, მეორეში კი — ეკლოგიტური.



ნახ. 122. ჰავაის ვულკანის სემატური კრილი. ნახაზზე ნაჩვენებია სიღრმე, სადაც მანტიის ნივთიერებიდან მაგმის გამოღობა ხდება, და აგრეთვე მაგმური კამერის მდებარეობის ღონე (ნახაზი აღებულია ქერქის და უელსების წყვილიდან).

ქსენოლითების შესწავლა საინტერესო ცნობებს გვაწვდის იმის შესახებ, რომ მანტიის ის ზედა ნაწილი, რომელიც კონტინენტური ქერქის ქვეშ იმყოფება, ძირითადად ეკლოგიტურია, მაშინ როცა ოკეანური ქერქის ქვეშ მანტიის ეს ნაწილი პერიოდოტიტულია. აი, ამგვარი შედგენილობის მანტიიდან არის დღეს ნაგარაუდელი

ფუძე მაგმური მასების წარმოქმნა. ამ თვალსაზრისით ერთობ საინტერესო ცნობები მოჰყავთ ჰეტჩს და უელსებს (93), რომელიც ეტყობა იაპონელი მეცნიერების ი. იტონის და კ. მურატის ზუსტ დაკვირვებებს ჰავის ვულკანების სისიმურ აქტივობაზე. მათ მიერ მაგმის პირველი მოძრაობა 80 კმ სიღრმეზე იქნა ვულკანის ქვეშ დადგენილი, საიდანაც მაგმის მალა ამოწევა — გადმოადგილება რამდენიმე თვეს გავრძელდა და ბოლოს მისი ზედაპირზე ამოფრქვევით დამთავრდა.

ამ მოვლენაში საყურადღებო ის არის, რომ მიწის ზედაპირიდან რამდენიმე კილომეტრის სიმაღლეზე მაგმური მასები (ციხე ინტრუზივებად ანუ მაგმურ კამერებად დანაწილების ტენდენციას იჩენს. ანგარი კერები ჩვეულებრივ ვულკანის კონუსის წვეროდან 2—3 კმ სიღრმეში მდებარეობენ და ევლკანური ნაგებობის მოცულობაში გაზრდას — გაბერვას იწყებენ. თანაც ეს პროცესი გრძელდება მანამდე, სანამ ვულკანიდან ლავის ამოფრქვევა არ მოხდება. ამის შემდეგ კი ვულკანური ნაგებობა თანდათან პირველსაწყის ფორმას უბრუნდება. ასე რომ, ეს მოვლენა ინტრუზიულ და სუბევლკანური სხეულების ჩამოყალიბების თვალსაზრისით დიდ ინტერესს იმსახურებს (ნახ. 122).

აქ მოტანილი ეს სქემა არ არის საყოველთაო ანუ სტანდარტული. ჯერ ერთი, ასთენოსფერო ოკეანური და კონტინენტური ქერქის ქვეშ სხვადასხვა სიღრმეზე მდებარეობს და მეორეც, ამ სტრუქტურებში მას ერთი და იგივე დონე არ უკავია. ამიტომ მაგმის გამოდნობის პირობები ყველგან ისეთი როდი იქნება, როგორც ეს ჰავის უძმულების ფარგლებშია. ზოგი, მაგალითად, ფუძე მაგმის გენერაციას (გამოღობას) ასი კილომეტრიდან დაწყებული 400 კმ სიღრმემდე ვარაუდობს (პ. კუნო), რაც შეეხება მყავე-გრანიტულ მაგმას (იგულისხმება პალინგენეტური მაგმა), მისი გენერაცია 20—30 კმ სიღრმეზეა (10 კბარის პირობებში) ნაეარაუდვეი. საშუალო სიმაჟის მაგმის გამოღობის კერას კი რამდენიმე ასეული კილომეტრის სიღრმის ფარგლებში უშვებენ (იხ. გვ 198).

ბოლო დროს ცნობილი გახდა აგრეთვე არასილიკატური ე. წ. კარბონატული მაგმა, შემდგარი კალციტისაგან. ასეთი შედგენილობის ლავა ცნობილია ცენტრალურ აფრიკაში და შუაოკეანურ ქედებშიც. ვარაუდობენ, რომ კარბონატული მაგმა, რომელიც გაიყების შემდეგ ე. წ. კარბონატიტებს იძლევა, ბაზალტური მაგმის ლიკვაციური დიფერენციაციის შედეგი უნდა იყოს.

მაგმის კრისტალიზაციის პირობები

მაგმის კრისტალიზაცია საკმაოდ რთული პროცესია, რადგანაც თავად მაგმა, როგორც ეს უკვე ვთქვით, არ არის მარტივი შედგენილობის. მაგრამ როგორც არ უნდა იყოს ეს პირობები, მაგმის (იგივე მდნარი) კრისტალიზაცია მაშინ დაიწყება, როცა კმის ადგილსამყოფელ გარემოში ტემპერატურა და შესატყვისად წნევა შემცირდება. ეს კი მოხდება მაშინ, როცა მაგმა გადაადგილებას დაიწყებს მაღალ წნევიან (და ტემპერატურიან) გარემოდან დაბალ წნევიან გარემოში. ე. ი. მიწის ღრმა ზონიდან ზედაპირისაკენ. ამასთან კრისტალიზაციის ხარისხზე და პროცესის დასრულებაზე დიდი გავლენა ექნება მაგმური მასების გადაადგილების ტემპსაც. თუ პროცესი ნელია და თანაც უწყვეტი, მაგმა მასში ჯერ კიდევ არსებულ მინერალიზატორების მონაწილეობით თანდათან კრისტალდება და ამ გზით წარმოქმნის თანაბარმარცვლოვან — მსხვილკრისტალურ ქანებს. ხოლო თუ პროცესი შედარებით ჩქარია, ასეთ შემთხვევაში მაგმურ მდნარში უხვად ჩნდება კრისტალიზაციის ცენტრები, რომლებიც დასაბამს აძლევენ წერილკრისტალურ, მაგრამ თანაბარმარცვლოვან ქანების წარმოშობას. ესე იქნება ეს ოთქი მაგმა უშუალოდ

მიწის ზედაპირზე არ ამოვიდა ზედაპირზე კი შესაძლებელია არაკრისტალური — მინერაოი ქანები წარმოიშეს ისეთ ცემენტებში, როცა გაციელება არაბანარად მიმდინარეობს — ვთქვათ, დასაწყისში ნელია, შემდეგ აჩქარებთ წარმოიშობა არა-თანაბარ-სტრუქტურის ქანები. ასეთ ქანებში მაკმის გაციელების პირველი ფაზის (ე. ი. ნელი პროცესის დროს) ჩამოყალიბებული მსხვილი კრისტალები, მეორე ფაზის წერილ-სტრუქტურის მასებში არიან განლაგებული, მაგრამ აქ სხვა გარემოებაც არის. კერძოდ, რთული შედგენილობის მდნარში შემაჯავალ კომპონენტების ურთიერთგავლენამ შესაძლებელია მნიშვნელოვნად დააბალოს კრისტალიზაციის ტემპერატურა. ვარდა ამისა, კრისტალიზაციის თანამიმდევრობაზე მნიშვნელობა ექნება მდნარში შემაჯავალ კომპონენტების რაოდენობას; სანამ ხსნარი რომელიმე კომპონენტით არ გაჯერდება, მანამდე მისი გამოკრისტალდება არ დაიწყება.

კვლევის ამ მიმართულებით ჩატარებულმა ექსპერიმენტებმა შესაძლებელი გახადა სილიკატური მდნარების კრისტალიზაციის რამდენიმე ტიპი გავჩინოთ, რომელთაგან პეტროლოგიისათვის უფრო მეტი მნიშვნელობა აქვს ე. წ. კრისტალიზაციის ევტექტიკით და კრისტალიზაციის იზომორფულ ნარევათა (მყარი ხსნარების) წარმოშობით.

კრისტალიზაცია ევტექტიკის კანონით. ადრევე შემჩნეულ იქნა, რომ თუ ერთ რომელიმე ლითონს მეორე ლითონს დაემატებთ, ამით ამ ლითონების ნარევის ლობის ტემპერატურა დაიწვევა. სხვანაირად რომ ვთქვათ, ლითონთა ნარევის ლობის ტემპერატურა უფრო დაბალი იქნება, ვიდრე ნარევი შემაჯავალი ცალკეული კომპონენტების (ლითონის). გასაგებია, რომ ამ პროცესში მნიშვნელობა ექნება კომპონენტთა რაოდენობაზე შეფარდებას.

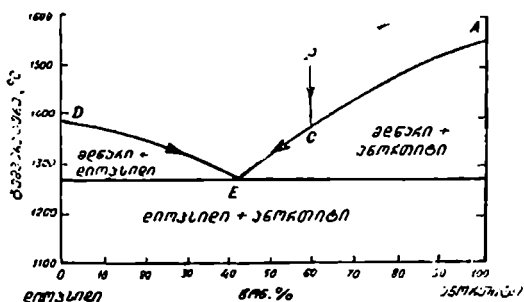
ანალოგიური მოვლენები სილიკატურ მდნარებში იქნა შესწავლილი და ამით ცნობილი გახდა სილიკატური მდნარების კრისტალიზაციის ე. წ. ევტექტიკური კანონი¹. ამ კანონის თანახმად, იური ან რამდენიმე კომპონენტის ნარევი, რომელიც უმდაბლეს ტემპერატურაზე კრისტალდება, ევტექტიკური ნარევი ეწოდება, ხოლო მათი ერთდროულად დაკრისტალების ტემპერატურა, ევტექტიკური ტემპერატურა იქნება. აღსანიშნავია, რომ კომპონენტები, რომლებიც ევტექტიკის კანონით კრისტალდებიან, იზომორფულ ნარევის (მყარი ხსნარისა) და ქიმიურ შენაერთებს არ იძლევიან. უნდა გავიმეოროთ, რომ ევტექტიკური ნარევის ლობის ტემპერატურა ამ შემთხვევაშიც დაბალია ცალკე აღებული თითოეული კომპონენტის ტემპერატურაზე.

ევტექტიკური ტიპის კრისტალიზაცია საკმაოდ ფარავად არის გავრცელებული და ქანთა წარმოშობაში მას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება.

ქვემოთ ამ ტიპის კრისტალიზაცია განხილულია ორკომპონენტიან სისტემებზე — ანორთიტის ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), დიოპსიდის ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), მიკროკლინის (KAISi_3O_6) და კვარცის (SiO_2) მაგალითზე. 123-ე ნახ.ზე ჩანს, რომ სუფთა ანორთიტის ლობის ტემპერატურა 1550° C ფარგლებშია (წერტილი A), დიოპსიდისა კი — 1391° (D წერტილი), თუ ანორთიტს დაემატებთ დიოპსიდს, მაშინ კრისტალიზაციის საწყისი ტემპერატურა კლებისაკენ წავა და პროცესი ლიკვიდუსის (თხევადი ფაზის) AE და DE შრულს დაჰყვება (იმის მიხედვით, თუ ხსნარში რომელი კომპონენტია გაბატონებული). საწყისი ხსნარის P წერტილი კრისტალებს არ შეიცავს. იგი მოლოდ თხევადია; ხოლო მაშინ, როცა ტემპერატურა 1425° დაიწვეს (C წერტილი). დაიწყება სუფთა ანორთიტის კრისტალების გარეყოფა.

¹ ევტექტიკა ბერძნ.—კარგად, ადვილად გაღობას ნიშნავს.

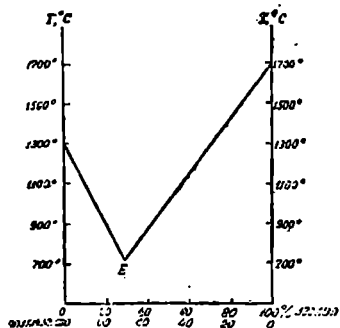
ეს რეაქცია საწყისი მდნარის შედგენილობის შეცვლას აპირობებს AE მრუდზე. კერძოდ ხსნარიდან კრისტალუბად გამოყოფილი ანორთიტი დიოპსიდის რაოდენობის პროპორციულად გაზრდას გამოიწვევს, იმ მომენტში, როცა მდნარის



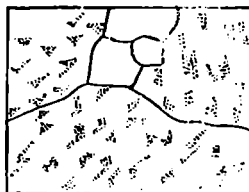
ნახ. 123. ევტექტიკური კანონით კრისტალიზაციის დიაგრამა ანორთიტი-დიოპსიდის სისტემაში. დიაგრამაზე ოთხი ერთმანეთსა და გამოყოფილი არეა: ზედა — თხევადი, მის ქვეშ მარცხნივ სამკუთხედის ფორმის თხევადი და მყარი (დიოპსიდი), მარჯვნივ თხევადი და მყარი (ანიორთიტი), სულ ქვედა სწორკუთხედის ფორმის, აგებული მსხვილი მყარი ფაზით. ეს არე ზევიდან ევტექტიკური ტემპერატურით ($1270^{\circ}C$) ფარგლებდა.

შედგენილობა E წერტილის შესატყვისი იქნება (დიოპსიდი 58% და ანორთიტი 42%), 1270° ტემპერატურაზე ანორთიტი და დიოპსიდი დაიწყებენ ერთდროულ კრისტალიზაციას ევტექტიკით, რის შემდეგ მყარი, დაშოკიდებული ფაზა ჩამოყალიბდება, შემდგარი ანორთიტის და დიოპსიდის კრისტალებისაგან.

მეორე მაგალითი მიკროკლინისა და კვარცის ნარევის შეეხება. სუფთა მიკროკლინის ლლობის ტემპერატურა



ნახ. 124. მიკროკლინისა და კვარცის ევტექტიკა.



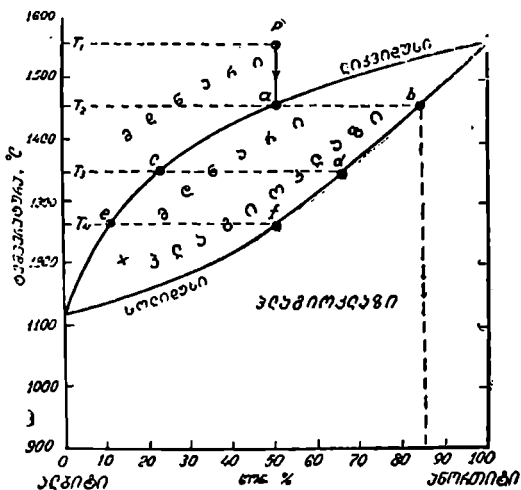
ნახ. 125. მიკროკლინისა და კვარცის კანონზომიერი შენაზარდო (გრაფიკული სტრუქტურა).

$1300^{\circ}C$ უდრის, კვარცისა კი — $1710^{\circ}C$. დიაგრამიდან ჩანს, რომ მიკროკლინის 73% და 27% კვარცისა $700^{\circ}C$ იწყებს კრისტალიზაციას, მაშასადამე, ასეთი შედგენილობის არის ევტექტიკური ნარევი, რომელშიც ერთდროულად არიან გამოკრისტალებული კვარცი და მიკროკლინი.

ამგვარი კრისტალიზაციის შედეგად არის წარმოშობილი ე. წ. წერილი გრანიტი (ებრაელთა ევა), რომელშიც კვარცისა და მიკროკლინის შენაზარდები პეგმატიტურ ანუ გრაფიკულ სტრუქტურას წარმოქმნიან (ნახ. 125).

კრისტალიზაცია იზომორფული ნარევების წარმოშობით. ამ ტიპის კრისტალიზაციის დიდი მნიშვნელობა აქვს, რადგანაც თითქმის ყველა მავჭური მინერალი ორი ან რამდენიმე კომპონენტის ნარევეს ანუ მყარი ხსნარების უწყვეტ რიგს შეადგენენ (როცა ორი ან რამდენიმე თხევადი კომპონენტი ერთმანეთში უოველგვარი პროპორციით იხსნება და გაცივების შემდეგ მყარდება, ერთდროულად მიიღება მყარი, სსეული და ხსნარიც, ასეთ სხეულებს მყარ ხსნარებს უწოდებენ).

აღსანიშნავია, რომ იზომორფულ ნარევებში ვეტექტიკური წერტილები არ არსებობენ, ამიტომ აქ სხვა კანონზომიერებანი ჩანს. კერძოდ: 1. კრისტალიზაციის პროცესში მდნარსა და გამოყოფილ კრისტალებს შორის უწყვეტი რეაქცია ჰიმდნარეობს, რის გამოც უწყვეტივ იცვლება როგორც მყარი ფაზის, ასევე მდნარის შედგენილობა. 2. მდნარიდან გამოყოფილი პირველი კრისტალები ყოველთვის გამდიდრებული არიან ძნელად ლლობადი კომპონენტებით, ვიდრე ეს საწყის მდნარშია, ანაშთან ბოლოს გამოყოფილი კრისტალები შედგენილობით საწ-



ნახ. 126. იზომორფული ნარევების — პლაგიოკლასტების, ალბიტის და ანორთიტის კრისტალიზაციის დიაგრამა (ნ. ბოუენის მიხედვით).

ყის ხსნარს უპასუხებენ. 3. კრისტალიზაციის საწყის და ბოლო სტადიებზე გამოყოფილი კრისტალების შედგენილობა და კრისტალიზაციის პროცესის ტემპერატურული ინტერვალი მხოლოდ და მხოლოდ საწყისი ხსნარის შედგენილობაზე დამოკიდებულია.

განვიხილოთ პლაგიოკლასტების კრისტალიზაციის მსვლელობა. ე. ი. მდნარსა, რომელიც ორი კომპონენტისაგან — ალბიტისა ($NaAlSi_3O_8$) და ანორთიტისაგან ($CaAl_2Si_2O_8$) შედგება. 126-ე ნახ.-ზე ჩანს, რომ პლაგიოკლასტების კრისტალი-

ზაციის მსვლელობის დიაგრამის ორი მრუდა აქვს. ზედა, რომელიც კრისტალიზაციის საწყის წერტილებს განიხატავს და ამავე დროს საზღვარია მდნარსა და კრისტალებთან მდნარს შორის. ამ მრუდს ლიკვიდუსის¹ მრუდი ეწოდება. ქვედა მრუდი საზღვარს წარმოადგენს კრისტალებთან მდნარსა და მყარ მდგომარეობას შორის. ეს მრუდი კრისტალიზაციის პროცესის დასასრულს გამოხატავს და მას სოლიდუსი² ეწოდება. ამასთან დიაგრამის ვერტიკალურ ღერძზე ტემპერატურის მაჩვენებელია აღნიშნული, ჰორიზონტულ ღერძზე კი — ალბიტის და ანორთიტის წონითი პროცენტები.

თუ გვაქვს ისეთი მდნარი, რომლის შედგენილობაში 50% ალბიტია და 50% ანორთიტი და რომლის ტემპერატურა P წერტილში T_1 ტოლია, მყარი ფაზა მასში მანამდე არ წარმოიშობა, სანამ იგი a წერტილამდე არ გაცივდება. a წერტილის შესატყვის T_2 ტემპერატურაზე (1450°C) მდნარიდან მცირე რაოდენობით გამოყოფას დაიწყებს მყარი ფაზა კრისტალების სახით, რომლებიც საწყის მდნართან შედარებით ანორთიტით კამბიღრებული და ალბიტით გაღარიბებული არიან. თუ a წერტილიდან ჰორიზონტალურ ხაზს გავატარებთ, სოლიდუსის მრუდის გადაკვეთამდე b წერტილში და ამ უკანასკნელიდან ვერტიკალს ჩამოვუშვებთ დიაგრამის ფუძის (ალბიტ-ანორთიტი) ხაზზე. ავღილავ განვსაზღვრავთ კრისტალში შემავალ ანორთიტის და ალბიტის პროცენტულ შემცველობას. ჩვენს შემთხვევაში იგი 85% ანორთიტს შეიცავს, დანარჩენს — 15% ალბიტს. ამრიგად, T_2 ტემპერატურაზე მყარი ფაზა s წონისწილობაში იმყოფება a შედგენილობის მდნართან.

ტემპერატურის შემდეგი დაწვეით თხევადი ფაზის შედგენილობა ლიკვიდუსის მრუდის შესატყვისად იცვლება. ასევე იცვლება მყარი ფაზაც. T_3 შესაბამის c წერტილში მდნარი a წერტილთან შედარებით უფრო გამდიდრებულია ალბიტით, რადგანაც მდნარიდან გამოყოფილმა კრისტალებმა ანორთიტის ნაწილი აითვისეს. c წერტილში მდნარი 70% ალბიტს შეიცავს, 30% კი — ანორთიტს, ხოლო d წერტილში გამოყოფილ კრისტალებში, წინა წერტილთან შედარებით, ანორთიტის შემცველობა ნაკლები იქნება (ანორთიტი 70%, ალბიტი 30%).

ტემპერატურის შემდგომი დაწვევის დროს მდნარსა და კრისტალებს შორის რეაქცია განუწყვეტლივ გრძელდება. ადგილი აქვს ალბიტით უფრო და უფრო გამდიდრებული კრისტალების გამოყოფას. T_4 ტემპერატურაზე e წერტილში ლიკვიდუსის მრუდზე მდნარის შედგენილობა 90% ალბიტს უპასუხებს, 10%-ია ანორთიტი, ხოლო სოლიდუსის მრუდზე f წერტილში მყარი ფაზის, ე. ი. კრისტალების შედგენილობაში თანაბარი რაოდენობით შედის ანორთიტი (50%) და ალბიტი (50%). ამრიგად, f წერტილის მყარი ფაზის შედგენილობა ისეთივე ვახდა, როგორც ეს პირველად მდნარში (P წერტილი) იყო. მაშასადამე, თხევადი ფაზა ახლა აღარ გვექნება და კრისტალიზაციის პროცესიც დამთავრებული იქნება.

როგორც დიაგრამიდან ჩანს, ლიკვიდუსის მრუდზე ზევით მდებარე ყველა ნებისმიერ წერტილში მხოლოდ თხევადი ფაზა გვექნება. ლიკვიდუსისა და სოლიდუსის მრუდს შორის წონისწილობაშია თხევადი და მყარი ფაზა. სხვანაირად, აქ ერთად არის მდნარი და კრისტალები, ხოლო სოლიდუსის ქვეშ მხოლოდ კრისტალურია, ე. ი. მყარი ფაზა ჩამოყალიბებული. მაშინ როცა ზემოაღნიშნული პროცესი ნელა მიმდინარეობს, რეაქციულობის ბოლომდე დაყვანით ერთგვაროვანი მსხვილი კრისტალები წარმოიშობა, რომლებიც შედგენილობით საწყის ხსნარს პა-

¹ ლიკვიდუსი ლათ. — სითხურები.

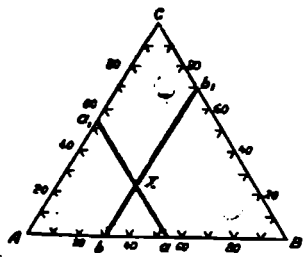
² სოლიდუს მყარ მდგომარეობას გამოხატავს.

სულბენ, მაგრამ თუ წინასწორება დაირღვა ტემპერატურის სწრაფი შეცვლით ანდა ახალი ნეოიერების შემოტანით და სხვა მიზეზით, მაშინ გამოყოფილი კრისტალები ვერ ასწრებენ მდნობის რეაქციას, რაც ე. წ. ზონური კრისტალების წარმოშობას აპირებებს

ზონური კრისტალების შედგენილობა ზონიდან ზონამდე იცვლება. ეს კი მინერალურა ფაზების თანმიმდევრობით გამოყოფის მარეგულირება. კრისტალიზაციის მსვლელობის ნორმულ პირი ბებში ზონური კრისტალის ცენტრული ნაწილი მხელად ლლობადი პლაგიოკლაზით — ანორთიტით არის გაჭერებული, ხოლო პერიფერიები ადვილად ლლობადი ალბიტით, მაგრამ გვხვდება სხვაანაირი ე. წ. შებრუნებული ზონალობა, როცა შიდა ნაწილი ალბიტითაა წარმოდგენილი. გარე კი — ანორთიტით ანუ შიდა ნაწილი მჟავაა, გარე კი — გაჭერებული. საერთოდ ზონური აგებულების კრისტალები ხშირად გვხვდებიან ვულკანურ ქანებში, ამასთან ასეთი აგებულება ახასიათებთ არა მარტო პლაგიოკლაზებს, არამედ უმეტეს ნაწილს ქიზამენი მინერალებისას

სამკომპონენტო სისტემების კრისტალიზაცია

ამჟვრ სისტემებს პეტროგრაფიკი დიდ მნიშვნელობას აქლევს, რადკან ეღბა ხშირად ქანების შედგენილობა სწორედ ასეთი სამკომპონენტო სისტემების შედგენილობას პასუხობს. სამკომპონენტო სისტემების ტიპები შეიძლება საკმაოდ რთული იყოს, და შედარებით მარტივად ჩვენ აქ ზოგადად განვიხილავთ ნბოლიდ დანახასიათებელს და მსთან ხშირ შემთხვევას — ალბატ (Al) — ანორთიტო (An) და დიოპსიდს (Di). სამკომპონენტო სისტემების გამოსახვისათვის ჩვეულებრივ იყენებენ თანასწორფერ დონ სასკუთხედს. ეს არის 60° კუთხით ურთიერთად გადაკვეთი სამი კოორდინატის სისტემა, სადაც წვეროებში მდებარე წერტილები A, B და C შეესაბამებიან კომპონენტების 100% შემცველობას. სამკუთხედის თითოეულ გვერდს ოც ნაწილად პყოფენ და მასზე აზომავენ სამივე კომპონენტის შეფარდებით პროცენტულ რაოდენობას. ნათქვამი უფრო გასაგები იქნება, თუ მჯალის მოვიტანთ. დავუშვათ, რომ ნარევი, რომლის პროექცია სამკუთხედის შიგით თავსდება, შეიცავს A — 45%, B — 30% და C — 25%. AB გვერდზე B წერტილიდან A წერტილის მძარბოვლებით გადავზონავთ A-ს შესატყვის 45% რაოდენობას და აღვნიშნავთ a წერტილით. ამ წერტილიდან BC პარალელურად გავატარებთ aa' ხაზს AC

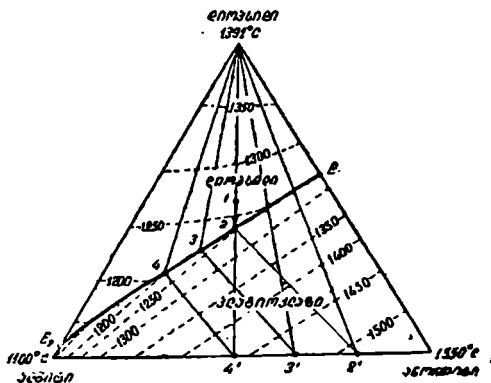


ნახ. 127. სამკომპონენტო სისტემის პროექციული სამკუთხედი.

გადაკვეთამდე. A წერტილიდან B-ს მიმართულებით გადავტოვი 30%-ს და აღვნიშნავთ b წერტილად, საიდანაც გავყავს AC პარალელურად bb' ხაზი. რაც შეეხება C კომპონენტს, მისი რაოდენობა შეესაბამება ab ნორაკვეთის სიღრმით (25%-ს), ხოლო A.B.C შედგენილობის საძიებელი წერტილის პროექცია მიიღება aa' და bb' ხაზის გადაკვეთასთან, ეს იქნება წერტილი x (ნახ. 127).

ახლა საკუთრივ სამკომპონენტო სისტემის, ე. ი. ალბიტ-ანორთიტ-დიოპსიდის სისტემის შესახებ. აქვე მოტანილ დიაგრამაზე (ნახ. 128) სხვადასხვა შედგენილობის ნარევის კრისტალიზაციის დასაწყისის ტემპერატურა იზოთერმების სახითაა ნარე-

ნები, რომლებიც საკუთხედზე უნქტირით არიან გატარებული. ცალკეული სუფთა კომპონენტების კრისტალოზაციის წერტილები სამკუთხედის წვეროებშია ნაჩვენები — ალბიტი (1100°C), ანორთიტი (1550°C), დიოპსიდი (1391°C). აღნიშნულ კომპონენტებთან ალბიტა და ანორთიტი იზომორფულ ნარევეს ქმნიან, ხოლო 1290°C ტემპერატურაზე (წერტილი E_1) ანორთიტი და დიოპსიდი ევტექტიკას იძლევიან (შედგენილობით 42% ანორთიტი და 58% დიოპსიდი). დიოპსიდი ალბიტთანაც ქმნის ევტექტიკას $10\pm 5^{\circ}\text{C}$ -ზე (წერტილი E_2) შედგენილობით — დიოპსიდი 3% , ალბიტი კი 97% . ალბიტსა და ანორთიტს შორის პლაგიოკლაზების შუალედი წვერებიც ქმნიან ევტექტიკას დიოპსიდთან, მაგრამ არა ცალკეულ წერტილებში, არამედ წერტილების მწკრივზე ანუ ხაზზე, რომელსაც კოტექტიკური ხაზი ეწოდება. როგორც დიაგრამიდან ჩანს, ეს ხაზი აერთებს E_1 და E_2 ევტექტიკურ წერტილებს და მასთან სამკუთხედს ირ არედ ჰყოფს. ერთ ასეთ არეში თხევადი ფაზის შედგენილობა მდებარეობს, რომელიც წონასწორობაში შეიძლება იყოს დიოპსიდის კრისტალებთან. ამ შემთხვევაში ეს დიოპსიდური არეა. მეორე არეში თხევადი ფაზა პლაგიოკლაზების კრისტალებთანაა წონასწორობაში, ე. ი. ეს პლაგიოკლაზის არეა. იმის შესატყვისად, თუ როგორია საწყისი მდნარი, კრისტალოზაცია დაიწევა დიოპსიდის ან პლაგიოკლაზის გამოყოფით. მაგალითად: თუ მდნარის შედგენილობა 1 წერტილითაა წარმოდგენილი (სადაც 50% ალბიტია, 50% ანორთიტი და 50% დიოპსიდი), მდნარი დაკრისტალდება დაიწყებს 1275°C -ზე დიოპსიდის გამოყოფით. მაგრამ ამ უკანასკნელი მიწერალის გამოყოფა მდნარის შედგენილობის შეცვლას იწვევს და ამიტომ მისი შედგენილობის გამომხატველი კრისტალი, დიოპსიდის წვეროდან ქვევით პირდაპირი ხაზით გადაადგილდება კოტექტიკური ხაზის გადაკვეთაზე — მე-2 წერტილში. ამასთან, როცა მე-2 წერტილში ტემპერატურა 1235°C -მდე დაიწევეს, მდნარიდან დიოპსიდთან ერთად პლაგიოკლაზი იწყებს გამოკრისტალებას. გამოყოფილი პლაგიოკლაზის შედგენილობა 2¹ წერტილით განისაზღვრება. კერძოდ — ალბიტი 20% , ანორთიტი კი — 80% . ე. ი. ეს პლაგიოკლაზები უფრო მდიდარი არიან ანორთიტით, ვიდრე ის პლაგიოკლაზები, რომლებიც საწყის მდნარშია. ტემპერატურის მომდევნო დაწევის დროს მდნარის შედგენილობა იცვლება და კოტექტიკურ ხაზს გაუყვება E_2 -ის მიმართულებით. გამოყოფილი პლაგიოკლაზები თანდათან მდიდრდებიან ალბიტის კომპონენტებით. ასე მაგალითად, 1219°C -ზე, როცა მდნარს აქვს წერტილის 3 ის შესატყვისი შედგენილობა, მასთან წონასწორობაში მყოფი პლაგიოკლაზის კრისტალების შედგენილობა 3¹ წერტილის შესატყვისი (ალბიტი 33% , ანორთიტი — 67%) იქნება. მდნარის ფიგურული წერტილები და მათთან წონასწორობაში მყოფი დიოპსიდი და პლაგიოკლაზი წარმოქმნიან ე. წ. ფაზურ სამკუთხედს, რომელიც კრისტალი-



ნახ. 128. საკომპონენტური სისტემის — ალბიტ-ანორთიტ-დიოპსიდის თერმული დიაგრამა (ნახაზი და მისი განმარტება ა. ლომინოვას წიგნიდანაა აღებული).

ნახ. 128. საკომპონენტური სისტემის — ალბიტ-ანორთიტ-დიოპსიდის თერმული დიაგრამა (ნახაზი და მისი განმარტება ა. ლომინოვას წიგნიდანაა აღებული).

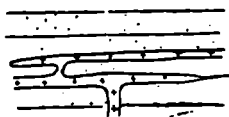
ნაც იმგვარად, რომ მათი ერთდროული კრისტალიზაცია გარკვეული ტიპის ქანს წარმოშობს. ანუ, მაგალითად, ოლიგინის და ანორთიტის ერთდროული დაკრისტალდება ვაბროს ჭგუფის ქანს — ალივალიტს წარმოქმნის, ან მონოკლინური პიროქსენის და ლაბრადორის ერთდროული კრისტალიზაცია ნორმულ ვაბროსს იძლევა. ასევე, ანდუზინისა და რკატუარას შეერთება დიორიტს იძლევა და ა. შ. (ნახ. 128).

მაგმური ქანების წოდების ფორმა და აგებულება

მაგმა რაც უფრო ღრმად იმყოფება მიწის ქერქში, მით უფრო დიდ წნევას განიცდის — გამოწვეულს ქერქის სიმძიმით, ამიტომ იგი ცდილობს ნაკლებწნევიან არეებში შეიჭრას, წნევა კი, როგორც ცნობილია, მიწის ზედაპირის მიმართულეობით მცირდება და მაგმაც სწორედ აქეთვე მიისწრაფვის. იპოვის რა აშოსავალ გზას — ნაპრაღის ან სხვა რამ სახით, უშუალოდ მიწის ზედაპირზე ამოვლინება და ზედაპირულ ან ვულკანურ (ეფუზიური)¹ ქანებს წარმოშობს. მაგრამ მაგმა ყოველთვის როდი ახერხებს ამას. ხშირად ის ქერქში შეიჭრება და იქ გაცივებისა და დაკრისტალების შედეგად სიღრმის ანუ ინტრუზიული² ქანებს წარმოშობს.

როგორც არ უნდა იყოს მაკმური მასების რაოდენობა, ისინი მიწის ქერქში თუ ზედაპირზე გარკვეულ სივრცეებს იკავებენ და ამ სივრცეების შესატყვის ფორმას იღებენ, ხოლო ზედაპირზე ამოვლილი ლაუების წოდის ფორმას განსაზღვრავს მათი დენადობის უნარი და რელიეფის ფორმა.

სიღრმის ქანების წოდის ფორმა, პირველ რიგში, მიწის ქერქის გეოლოგიური სტრუქტურით ანუ მისი ტექტონიკით განისაზღვრება. ამ მხრივ მიწის ქერქში ერთმანეთისაგან მკაფაოდ განსხვავებული მხარეები გამოიყოფა: დაუნაოკებელი და დანაოკებული. პირველის ფარგლებში განვითარებული დანალექი წყებები სუსტად დანაოკებული ან საერთოდ დაუნაოკებელია, მეორეში კი ძლიერ აშლილი — დანაოკებული. როგორც პირველის, ისე მეორის ფარგლებში ჩაგვა ბრებრივ ქანებში შეიძლება იმგვარად შეიჭრას, რამ გააკვეთოს ისინი, ან შრებრივობის სიბრტყეს გაჰყვეს. ე. ი. თანხმობით განლაგდეს შრეა შრის. პირველ შემთხვევაში გამკვეთი ანუ უთანხმო (დისკორდანტული) ინტრუზივი გვექნება, მეორეში — თანხმობითი (კონკორდანტული). უქანასენელნი სხვადასხვა ფორმებს ქმნიან, რომელთა შორის ხშირია: შრეძარღვი ანუ სილი. ლაკოლითი, ლოპოლითი, ფაკოლითი და სხვ. უთანხმო ინტრუზივებია: ძარღვი, დაიკი, ნეკი, შტოკი, ბათოლითი და სხვ.



ნახ. 129. შრეძარღვი-იდეალური კრილი.

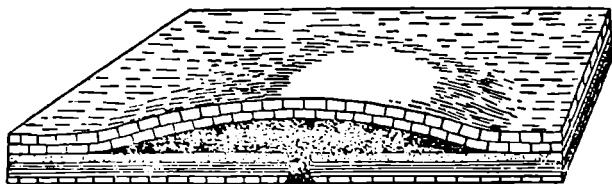
შრეძარღვი იმ შემთხვევაში წარმოიშობა, როცა მაგმა შრეთაშორის სიბრტყეების გასწვრივ არის შეჭრილი (ნახ. 129). ამასთან შრეები თითქმის პორიზონტალურია ან მცირე კუთხითაა დაქანებული. შრეძარღვების სიმძლავრე ერთეული და ზოგჯერ ასეული მეტრებით იზომება. წოდის ასეთი ფორმა დამახასიათებელია ფუძე ქანებისათვის — დიაბაზების, ტუშენიტების, ბაზალტებისათვის და სხვ. ლაკოლითი³ დაახლოებით სოკოსებრი ფორმისაა. აქვს ფსკერი და ამოწყვანი არხი (ნახ. 130). ამ შემთხვევაში შრეთაშორის შემოჭრილ მაგმას იძენენ

¹ ეფუზიო, ლათ. — გადმოვლინება.

² ინტრუდი, ლათ. — შეჩხირვა, შეჭრა.

³ ლაკოლითი, ბერძ. — ორმოს ქვას ნიშნავს.

ენერგია ჰქონია, რომ შრეები ერთმანეთისაგან დაუცილებია — აულუნავს, ზოგან ვალუნვით წარმოშობილ ნაპრალებშიც კი შეჭრილა და აპოფიზები¹ წარმოუშვია (ნახ. 131).



ნახ. 130. დაკოლითის იდეალური ქრილი.

ლოპოლითის² წარმოშობის მექანიზმი დაახლოებით ისეთივეა, როგორც ლაკოლითის, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ აქ შრეების აღონქევას კი არა, ჩაულუნვას აქვს ავგილი. ამიტომ ლოპოლითი ჩაზნექილ ლინზისებრი ფორმის არის (ნახ. 132).



ნახ. 131. ლაკოლითი აპოფიზებით.

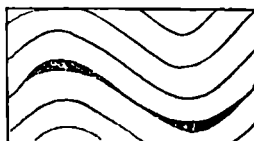
შეკუმშულ არეებში დაბუღებულა. ფაკოლითის ფორმა, რომელიც აღრე არსებული ნაოჭების ფორმებზეა დამოკიდებული, ძირითადად ლინზისებრია (ნახ. 133).

ძარღვები უთანხმო ინტრუზიული სხეულების ტიპურ ფორმას წარმოადგენს. ასეთი სხეულები აღრე არსებულ ქანებს ჰკვეთს სხვადასხვა კუთხით, ან, უფრო სწორად, ამ ქანებში არსებულ ნაპრალებს³ ავსებს⁴ და ფორმაც სხვადასხვა

ფაკოლითი³ და ნაოჭებული მხარეებისათვის არის დამახასიათებელი. აქაც მაგმა შრეთშორის არის შეჭრილი, მაგრამ შრეები კი არ გაუწევეია, არამედ ნაოჭების ნაკლებად



ნახ. 132. ლოპოლითის იდეალური ქრილი.



ნახ. 133. ფაკოლითების ვერტიკალური ქრილი.

აქვს (ნახ. 134). ისეთ ვერტიკალურ ან ციკაბო, ვიწრო, კედლისებრ ძარღვს, რომელსაც კიდეები (კონტაქტები) თითქმის პარალელური აქვს, და იკი⁴ ეწოდება (ნახ. 136).

დაიკები შეიძლება ჯგუფურად შეგვხვდეს ან კიდევ მაგმური კერიდან რადიალურად გავრცელებულა. ცნობილია აგრეთვე რგოლური დაიკები და კო-

¹ აპოფიზი, ბერძ. — მინაზარდი.

² ლოპას, ბერძ. — თეფში.

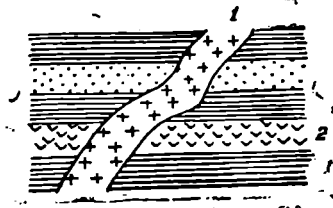
³ ფაკოს, ბერძ. — ოსბი.

⁴ დაიკ, შატლანდიურად — კედელი.

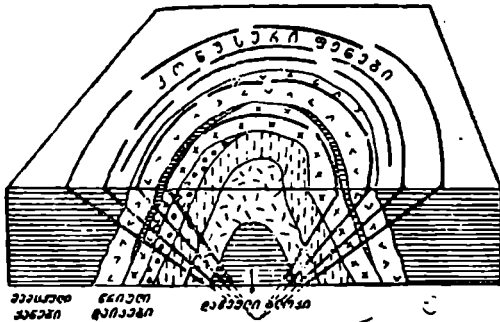
ნუსური ფენები (ნახ. 135), რომელთა ფორმა შემცველი ქანების ნაპრალიანობის ხასიათით განისაზღვრება.

მარტივ ვულკანურ ფორმას წარმოადგენს აფეთქების მილი ანუ დიატრემა, რომელსაც გეგმაში ოვალური ფორმა აქვს და ვულკანური გაზების ერთჯერადი ამოფრქვევით არის წარმოშობილი.

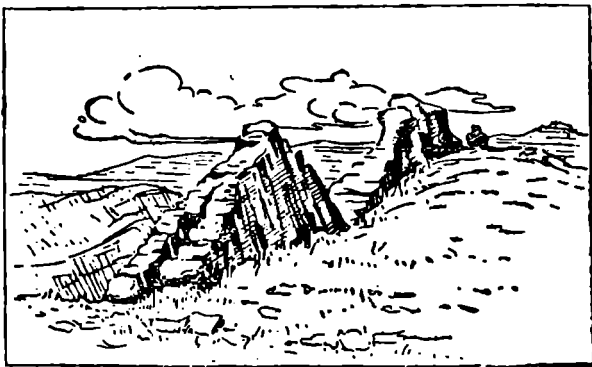
სვეტისებრა ფორმის ძარღვს, რომელიც მაგმის აწომევან არხს წარმოადგენს, ნეკი¹ ეწოდება. ნეკი გარდგარდმო კრილში იზომეტრულია. არის უფრო მსხვილი ფორმა, რომელიც თითქმის იზომეტრულია, ე. ი. ორი ურთიერთმართობი მიმართულებით ერთნაირი ზომის მქონეა; ასეთ ფორმას შტოკი² ჰქვია.



ნახ. 134. გამკვეთი (1) და თანხმობითი (2) ძარღვები.



ნახ. 135. სქემატური პლასტოპედი, რომელზეც ჩაქვენება რელიეფის დაეხი და კონუსური ფენები.

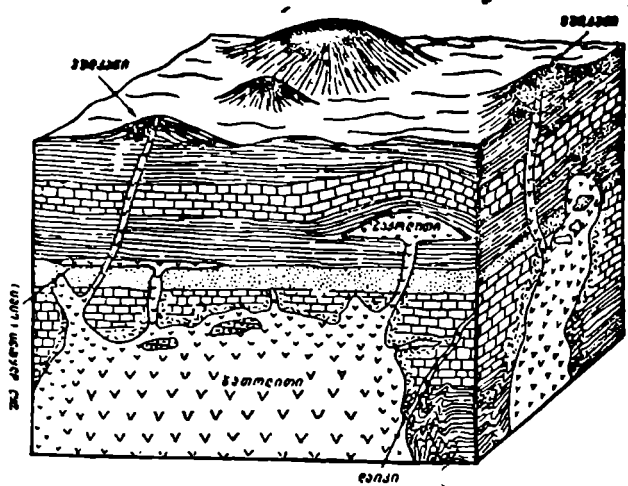


ნახ. 136. დაიქი დაღებებითი რელიეფით.

¹ ნეკი, ინგლ. — ყულო.

² შტოკი, ბერძ. — კუნძი.

ბათოლითი¹, ისე როგორც შტოკი, უთანხმო ინტრუზივს წარმოადგენს, რომელსაც უზარმაზარი სივრცე უჭირავს და, როგორც წესი, მთაგარეისილების გულში გვხვდება. ზედა ნაწილში ბათოლითი შევიწროებულია, ქვევით კი თანდა-



ნახ. 137. ბათოლითი და ზოგი სხვა წოლის ფორმა.

თან ფარაოვდება ისე, რომ მაგმის ამომყვანი არხი მას არ გააჩნია (ნახ. 137). ფიქრობენ, რომ მაგმას ამ შემთხვევაში ქერქის ქანები კი არ გადაუადგილებია, არამედ ჩაუნაცვლებია.

მიწის ზედაპირზე ამოდენილი მაგმის მასა ანუ ლავა დენადია, მაგრამ არა-ერთნაირად. როცა ლავა კაემიწით არის გაჯერებული, მაშინ იგი ნაკლებ მოძრავი ანუ როგორც იტყვიან ბლანტია. პირიქით, კაემიწის უცმარისობის შემთხვევაში ლავა ადვილ დენადობას იჩენს და ამოდინების ცენტრიდან საკმაოდ შორ მანძილზე მიედინება. ცხადია, ამ შემთხვევაში მნიშვნელობა აქვს რელიეფურ პირობებსაც. დაქანებული რელიეფი ხელს უწყობს ლავის მოძრაობას.



ნახ. 138. ფერფლის კონუსში ჩამქდარი ლავური გუმბათი.

ბლანტი ლავეები ამოდინების ცენტრთანვე იზვინებიან და წარმოქმნიან გუმბათისებრ და კონუსურ ფორმებს (ნახ. 138, 139).

თუკი არაბლანტი, ე. ი. ადვილად დენადი ლავა საკმაო რაოდენობით ამოდინდება, მაშინ იგი დაფარაობზე გაიშლება და განფენს (ზეწარს) წარმოშობს (ნახ. 140). განფენის ფუძე ანუ ქვედაპირი ლავამდელ რელიეფზეა მორგებული და ხშირად უსწორმასწოროა, ზედაპირი კი სწორი აქვს. განფენები ზოგჯერ უზარმაზარ (1000 კმ²) ფართობს ფარავს. ვარაუდობენ, რომ ასეთ შემთხვევაში ლავის ამომყვანი არხები რაიმე დიდ ნაპრალთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

¹ ბათოლითი, ბერძ. — სიღრმის ქანი.

ხშირად აღვიდაც დენადი ლავა, თუნდაც რომ მცირე რაოდენობით იყოს, რელიეფის უარყოფით ფორმებში გავრცელებდა, ზოგჯერ ხეობების გასწვრივ, და წარმოშობს თავისებურ წაგრძელებულ ფორმას, რომელსაც ნაკადი კქვია (ნახ. 141). ნაკადისათვის დამახასიათებელი ის არის, რომ მისი სიგრძე რამდენჯერმე, ხშირად ასჯირ და მეტადაც, აღემარება სიგანეს.



ნახ. 137. ლავერი კონსი (ექსტრუზივი) ქაჯახ თს ზეგანზე.

დამახასიათებელ ზედაპირულ ვულკანურ ფორმებს წარჰოადგენენ კონუსები, რომელთა ფორმა, როგორც უკვე ზევით აღვნიშნეთ, ლავის სიბლანტიანობით და აგრეთვე ამოფრქვეული ნამსხვრევი მასალის ხასიათით განისაზღვრება. 142-ე ნახ.-ზე



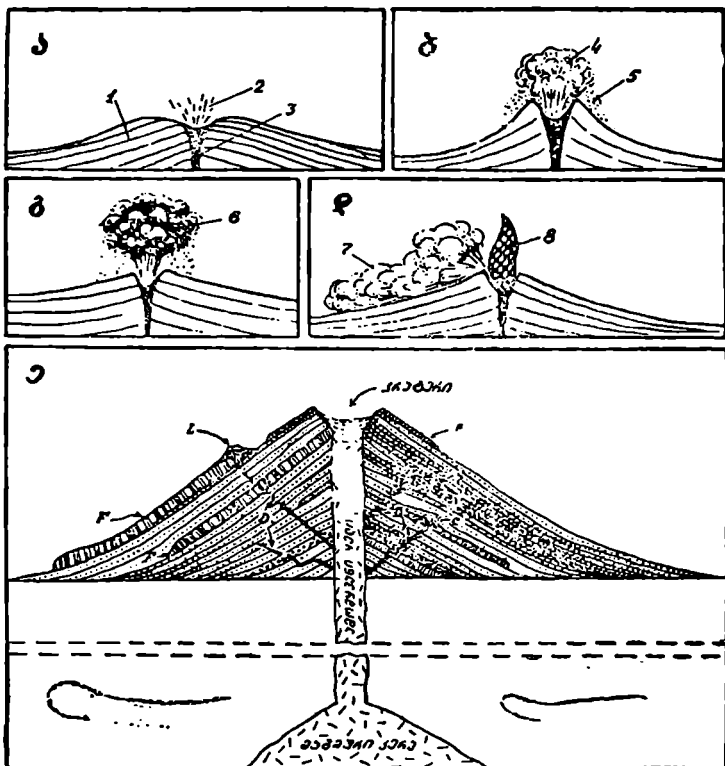
ნახ. 140. ლავერი განდენი (ისლანდია).

ნაჩვენებია რთული, ტიპური ვულკანის აგებულების სქემა და აგრეთვე ვულკანთა ამოფრქვევის ტიპები ვულკანურ აპარატთა ჩვენებითა.



ნახ. 141. საქართველოს სამხედრო გზის ჭერის უღელტეხილის რაიონი. ვულკანური კონუსები — საკოხე (მარჯვნივ), საძელე (მარცხნივ) და მათ წინ გავრცელებული ვულკან-მლეთის ლავერი ნაკადის სათაის ნაწილი (ნახატა შესრულებულია ალ. ოტრეშკოს მიერ).

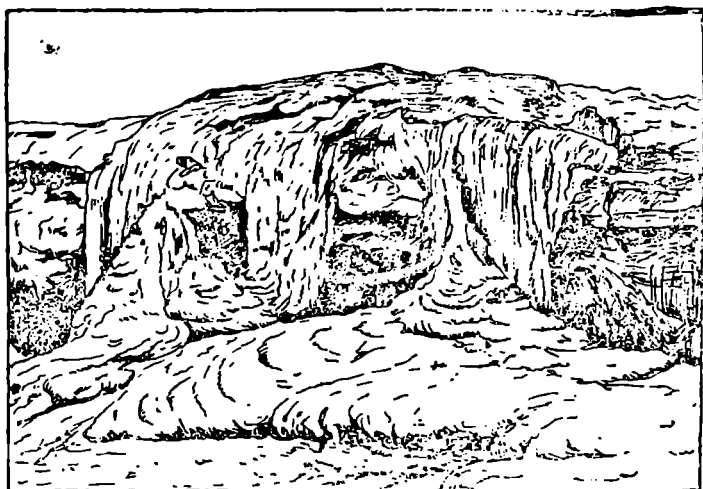
საქართველოში იშვიათი როდია ლავის განფენები და ნაკადები. ქაჯახეთის ზეგნის იდეალურად სწორი ზედაპირი ბაზალტური ლავეების განფენებითაა შექმნილი. ამგვარივე წარმოშობისაა დმანისისა და გომარეთის პლატო. მრავალი ლავერი ნაკადი არის სამსარის ქედზე, ვულკან ყაზბეგის გარშემო და ყელის ვულკანურ ზეგანზე.



ნახ. 142. ა. ჰეიას, ბ. სტრომბოლის, გ. ეტნა-ვეზუვის, დ. პელეს ტიპის ვულკანთა ფორმა და ამოფრქვევის ხასიათი. 1. გაცილებული ლავა; 2. გაშლული ლავის ფანტანი; 3. ვულკანის ყელი (არხი); 4. ვულკანური გაზებია და ფერფლის ღრუბლები; 5. ვულკანური ყუმბარები და ფერფლი; 6. ფერფლის შავი ღრუბლები; 7. გაფარვარებული ღრუბლები; 8. ბლანტი ლავის საცობი (ობელისკი, ნახაზი აღებულია მ. ბრედშოუს წიგნიდან), ე. ტიპური რთული ვულკანის აგებულების სქემა (გ. მაკდონალდის მიხედვით). ნაჩვენებია კონუსი, კოატერი, ცენტრალური ამომყვანი არხი, მავმური კერა, დაიკები (D), გვერდითი კონუსის მიკვებავი ამომყვანი არხი (L), ლავის ნაკადები (F), დამარბული გვერდითი კონუსი (C) და შრეთაშორის ინტრუზია (S). წერტილებით აღნიშნულია უეფის შრე, ბრეჭილები მცირე სამკუთხედებით, ხოლო ლავის ნაკადები ვერტიკალური შტრიხით.



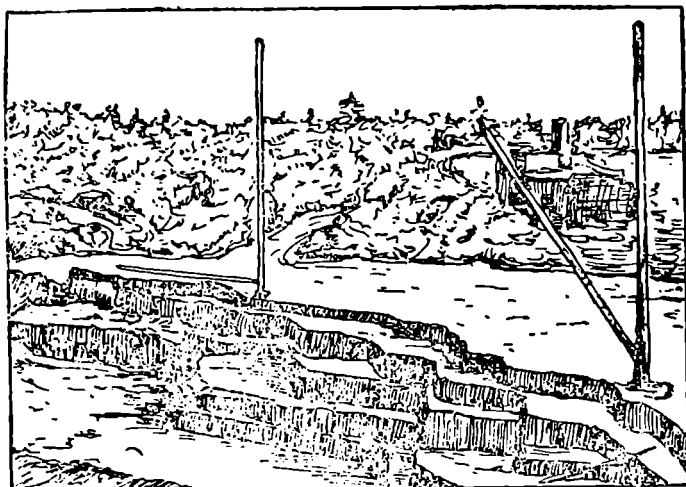
ნ.ბ. 143 ლავის ნაქალი. კაზხეთა.



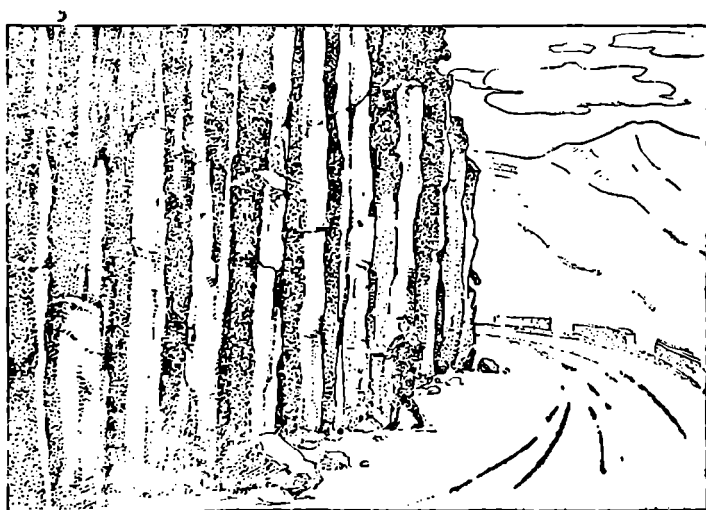
ნ.ბ. 144. ლავის ჩანჩქერი.

მაგმური ქანების ნაპრალიანობა და განწვევება

მაგმური მასების არათანაბრად გაცივება მათ მოცულობაში შემცირებას და ბოლოს დანაპრალებას იწვევს. შემჩნეულია, რომ გაყვივების ნაპრალები კანონზომიერადაა განლაგებული მაგმურ სხეულში, რომელთა ვასწვრივ ქანები გარკვეული



ნახ. 145. ფილაქნისებრი განწვევება გრანიტებში.



ნახ. 146. სვეტისებრ განწვევებული ანდეზიტ-ბაზალტი საე. სამხედრო გზაზე. სოფ. მლეთი.

ფორმის ბლოკებად იყოფა. მაგმური ქანების ამ თვისებას განწვევება ეწოდება.

არჩევენ განწვევების შედეგ მთავარ სახეებს: ფენობრივს ანუ ფლაქნისებრ, სვეტისებრ ანუ პროზმულს და სფერულს. ფლაქნისებრი განწვევება უმთავრესად ინტრუზიულ ქანებს (გრანიტებს) ახასიათებთ. იგი მასივის კორიზონტალური ზედაპირის პარალელურად ვითარდება (ნახ. 145).



ნახ. 147. სფერული განწვევება ღიაბაზებში. სპხ. ურალ.

სვეტისებრი განწვევება დამახასიათებელია ვულკანური (ეფუზიური) ქანებისათვის. სვეტები განივკვეთში სამი, ხუთი და ექვსკუთხედი მოხაზულობისაა (ნახ. 146).

სფერული განწვევება უფრო ხშირად წყალქვეშა ეფუზივებს (ბაზალტებს და სხვ.) ახასიათებთ. ამგვარი განწვევება ვითარდება ლავის გაციების მონენტში წარმოშობილი კონცენტრული ბზარების შედეგად (ნახ. 147).

მაგმური ქანების სტრუქტურა და ტექსტურა

სტრუქტურაში იგულისხმება ქანის აგებულების თავისებურება, დამოკიდებული კრისტალიზაციის ხარისხზე, მინერალთა ფორმასა და ურთიერთკავშირზე; ტექსტურა კი შემადგენელი ნაწილების სივრცობრივ განლაგებას გამოხატავს.

მაგმური მღნარი, შემოჭრილი მიწის ქერქში, თუ უწულოდ ზედაპირზე ამოსული, გაციების შედეგად მყარდება და კრისტალდება, მაგრამ კრისტალიზაციის პროცესი სიღრმულ პირობებსა და ზედაპირზე სხვადასხვაა. სიღრმეში მაგმის გაცივება ნელა მიმდინარეობს, და მასთან მინერალიზაციების მონაწილეობით. ამის გამო მაგმის შემადგენელი ყველა კომპონენტი გამოკრისტალდება ასწრებს და საბოლოო ჯამში სრულკრისტალურ ქანს წარმოშობს. იმ შემთხვევაში კი, როცა მაგმური მღნარი ზედაპირზე ამოდის, სადაც წვევა და ტემპერატურა გაცილებით დაბალია, მღნარი მთლიანად დაკრისტალდება ვერ ასწრებს, გამყარდება კი, მაგრამ კრისტალურის ნაცვლად მრეზბრივი იქნება. ცხადია, კრისტალი-

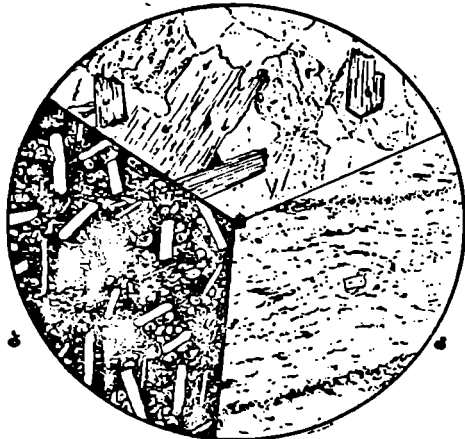
ზაციის ხარისხით განსხვავებული იქნება ისეთი მავნური ქანი, რომელიც არც ძალიან დიდ სიღრმეზე და არც უშუალოდ ზედაპირზე წარმოიქმნება. ამგვარად, მარტო დაკრისტალების ხარისხის მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ ს რ უ ლ კ რ ის ტ ა ლ უ რ ი მარცვლოვანი ანუ პოლოკრისტალური¹, ნახევრადკრისტალური მარცვლოვანი ანუ ჰაიპოკრისტალური² და არაკრისტალური ანუ მინებრივი (პოლიპი:ლინური)³ სტრუქტურის ქანები (ნახ. 148). სრულკრისტალურ-მარცვლოვანი ქანების დანაწილება ნაბ. ცვლ.ს (იშხოს მიხედვითაც წარმოებს. ამ ნიშნით გამოიყოფა მსხვილი-ცვლოვანი (მარცვლ.სა ზომა > 5 მმ), საშუალო-მარცვლოვანი (7 — 5 მმ) და წვრილი-ცვლოვანი (i ს) სტრუქტურა. არის კიდევ კრიპტოკრისტალური⁴ სტრუქტურა, რომელიც მხოლოდ მიკროსკოპში და-

რნაება. ასეთი ქანში თვალთ კრისტალური არაფერი ჩანს, ამიტომ მის შესახებ იტყვიან, რომ აფანიტურია⁵.

გარკვეული მნიშვნელობა აქვს მინერალთა ფორმებს. ამ მხრივ არჩევენ ილიომორფულ⁶, ჰიპიდომორფულ⁷ და ქსენომორფულ⁸ მარცვლებს. პირველ შემთხვევაში მინერალს კარგად განვითარებული კრისტალური ფორმები აქვს, მეორეში — ნაწილობრივ, მესამეში კი მარცვლები კრისტალურ ფორმასა მოკლებული (ნახ. 149).

არსებითი მნიშვნელობა აქვს მარცვალთა შეფარდებით ზომას. ამ ნიშნით შეიძლება გაირჩეს თ ა ნ ა ბ ა რ ძ ა რ ც ვ ლოვანი და არათანა-

ბარმარცვლოვანი სტრუქტურები. პირველ შემთხვევაში კრისტალების ზომა თანაბარია, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ მაგნიის გაცივება ერთგვაროვან პირობებში იწინააღმდეგება. არათანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა კრისტალიზაციის პროცესის წყვეტილობაზე მიგვითითებს. ასეთ შემთხვევაში მსხვილი და კარგად განვითარებული კრისტალები სიღრმულ პირობებშია გამოყოფილი. მაგმა, რომელიც ამგვარი კრისტალები უკვე არის, თუკი მიწის ზედაპირზე ამოიფრქვა, სწრაფი გაცივების შედეგად დაუკრისტალებელი ანუ მინებრივი რჩება, ან ძლიერ



ნახ. 148. მავნური ქანების სტრუქტურა:
 ა — სრულკრისტალურ-მარცვლოვანი; ბ — ნახევრადკრისტალურ-მარცვლოვანი; გ — მინისებრი.

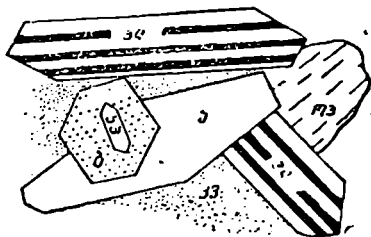
1 პოლოს, ბერძ. — მთლიანად
 2 ჰაიპო, ბერძ. — ნაცლებ.
 3 ჰალოს, ბერძ. — შინა.
 4 კრიპტო, ბერძ. — ფარული.
 5 აფანეს, ბერძ. — უჩინარი.
 6 ილიოს, ბერძ. — საკუთარი; მორფა — ფორმა
 7 ქსენო, ბერძ. — უცხო.

წვრილკრისტალურ (მიკროლითურ)¹ მასას წარმოქმნის. სწორედ ამგვარია პორფირული სტრუქტურა, რომელშიც ყოველთვის გაირჩევა მსხვილი და შედარებით კარგად განვითარებული კრისტალები — პორფირული ჩანართები ანუ ფენოკრისტება და ძირითადი მასა (ნახ. 150).

თავის მხრივ ძირითადი მასის სტრუქტურა ბევრნაირი შეიძლება იყოს: უფრო ხშირად კი მიკროლითური, მიკროლითურ-მინებრივი და მინებრივი. პირველ შემთხვევაში ძირითადი მამოლიანად მინერალებს მიკროსკოპული გამონაყოფებითაა დაკავშირებული, მიკროლითებითაა, მეორე შემთხვევაში — მიკროლითები და მინა მონაწილეობს, მესამეში კი — მხოლოდ მინა (ნახ. 151).

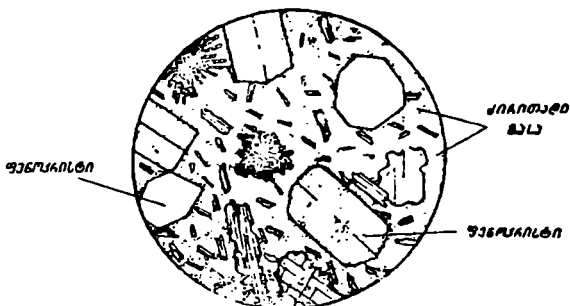
ძირითადი მასის აგვარ სტრუქტურებს სხვანაირი სახელწოდებაც აქვთ. მაგალითად: მინებრივი ანუ ვიტროფირული. ამ შემთხვევაში ძირითად მასაში მინა ბევრია, მიკროლითები ან კრისტალითები ძალიან ცოცხი და თანაც უწყირივოდ გაბნეული. არის კიდევ პილოტიური და ინტერსერტალური. პირველ შემთხვევაში ქვიშაობრივი მიკროლითური მასა შინითაა გაქვრივებული მიკროლითებითა და უწყისრავოდ არიან გაბნეული და რაოდენობრივად მინაზე მეტი არიან. ამგვარი ძირითადი მასა ხშირია ანდეზიტებში და ამიტომ მას ანდეზიტურსაც უწოდებენ.

ინტერსერტალური სტრუქტურას შემთხვევაში მინა ნაკლებია მიკროლითებზე. უკანასკნელნი კი იმგვარად არიან განლაგებული, რომ შერეულ უბნებს ქმნიან, რომლებშიც მინა ან მისი შეცვლის პრადუქტებია თავმოყრილი.



ნახ. 149. მინერალთა ილიომორფიზმის ხარისხი.

ავ — აპატიტი; ბ — ბიოტიტი; ა — ამფიბოლი; პლ — პლაგიოკლაზი; კვ — კვარცი; აქ — აქსეტრები; აპ — აპატიტი და ბიოტიტი ყველაზე მეტად ილიომორფულია. შედარებით ნაკლებ ილიომორფულია ამფიბოლი, პლაგიოკლაზი (დააკვირდით მათ მარჯვენა კიდეებს) და ორთოკლაზი. კვარცი კი ქსენომორფულია.



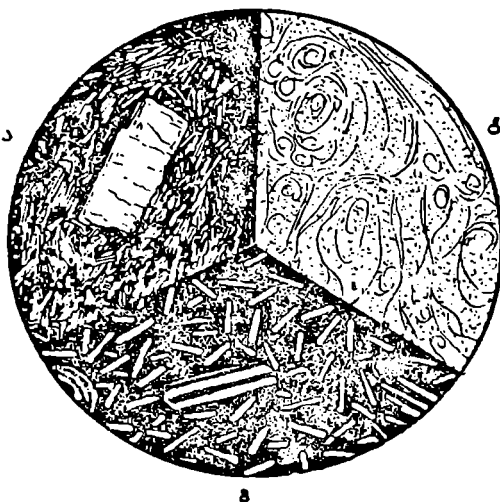
ნახ. 150. პორფირული სტრუქტურა.

საკმაოდ გავრცელებულია პილოტიური და ტრაქიტული სტრუქტურა. პირველში მინა ცოტაა, მიკროლითები პლაგიოკლაზისაა და თითქმის პარალელურად არიან განწყობილი. მიკროლითებს შორის პიროქსენისა და

¹ მიკრო — პატარა.

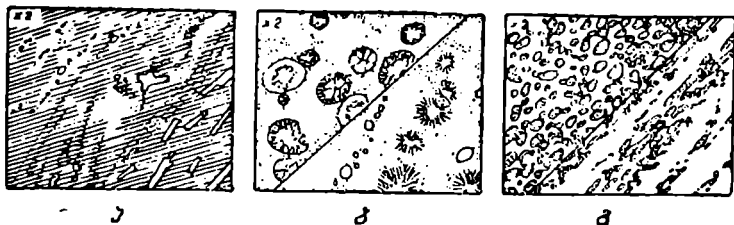
მადნეული მინერალის მარცვლებია გამოყოფილი. თითქმის ასეთივეა ტრაქიტული სტრუქტურა, მაგრამ აქ მიკროლითები არსებითად კალიუმის ფელდშპატით და პლაგიოკლაზებით არის წარმოდგენილი.

შეავე ქანებისათვის ერთობ დამახასიათებელია ე. წ. ფელზიტური სტრუქტურა, რომელიც კვარცისა და ფელდშპატის მიკროსკოპული მინერალებით არის აგებული.



ნახ. 151. ძირითადი მასის სტრუქტურები: ა — მიკროლითური; ბ — მიკროლითურ-მინებრივი; გ — მინებრივი.

ზოგი ფუძე ქანისათვის ტიპურს წარმოადგენს ე. წ. ოფიტური (ლიბაზუ-დი) სტრუქტურა, რომელიც იმით გამოირჩევა, რომ კარგად განვითარებულ პლაგიოკლაზის პრიზმული კრისტალების არეებს შორის პიროქსენის ცუდად განვითარებული (ქსენომორფული) მარცვლებია გამოყოფილი.



ნახ. 152. ზოგიერთი ქანის დამახასიათებელი ტექსტურა, ა. ზოლებრივი ღინებოვი; ბ. მანდელშტაინური; გ. პოროვანი და პოროვან-ზოლებრივი.

ტექსტურა, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ქანის შემადგენელი ნაწილების სივრცობრივ განლაგებას გამოხატავს. მაგმურ ქანებს შეიძლება ჰქონდეთ ერთგვაროვანი და არაერთგვაროვანი ტექსტურა. როცა ქანში შედ-

გენილობით ან სტრუქტურით განსხვავებული უბნებია, მაშინ შლირულ ანუ ტაქსიტურ ტექსტურაზე ლაპარაკობენ.

ტაქსიტი მოჩვენებით ნამსჭრევე სტრუქტურას გულისხმობს. შლირი კი ნიშნავს მაგმურ ქანებში გაზოცალკეებულ უბანს, რომელშიც ამა თუ იმ მინერალის მეტი რაოდენობით დაგროვებას აქვს ადგილი; ან კიდევ, ეს უბანი სტრუქტურულად განსხვავებულია. მაგალითად, გრანიტში თუ სიენიტში შლირები მუქი მინერალების მეტი კონცენტრაციით გამოიყოფიან, ამასთან, შლირს ქსენოლითებისაგან განსხვავებით, მკაფიო კონტური არ ახასიათებს. იგი თანდათან გადადის შემცველ ქანში.

თუ ქანში ღია და მუქი მინერალებისაგან შემდგარი ცალკეული ზოლები შეიმჩნევა, მაშინ ეს ზოლებრივი ტექსტურა იქნება.

სწრაფად გაცივებული ლავიდან გამოყოფილი გაზის ბუშტულები უაზრავ სიციარიელეს — პორებს სტოვებს. ასეთ ლავას პოროვანი ტექსტურა ექნება. თუ ელიფსოიდური ფორმის პორები შემდეგში რაიმე მინერალმა ამოაყსო, მაშინ მანდელშტაინურ ტექსტურას მივიღებთ. ორი უკანასკნელი ტექსტურა ვულკანური ქანებისთვისაა დამახასიათებელი. 152-ე ნახ.ზე ნაჩვენებია ზოგი ქანის დამახასიათებელი ტექსტურა.

მაგმური ქანების მინერალური შედგენილობა

მაგმური ქანების მინერალურა შედგენილობა საკმაოდ ცვალებადობს და იმაზეა დამოკიდებული, თუ რაგორია თვით მაგმის ქიმიური შედგენილობა და მისი კრისტალიზაციის პირობები. იმ შემთხვევაში, როცა მაგმის ქიმიურ შედგენილობაზე ვლაპარაკობთ, ვგულაზნობთ იმას, თუ რა კომპონენტების მოცემა შეუძლია ქიმიური შედგენილობით განსხვავებულ ამა თუ იმ მაგმას, მაგალითად: როცა მაგმა კაემიწის (SiO_2) უკმარისობას განიცდის ან, როგორც სხვანაირად იტყვიან, ამ კომპონენტით გაუჭრებელია, ცხადია, მისგან თავისუფალი კვარცი ვერ გამოკრისტალდება. ვერ გამოკრისტალდება აგრეთვე კალიუმის და ნატრიუმის ფელდშპატები, რომლებიც კაემიწის ჭარბ რაოდენობას მოითხოვენ. სამაგიეროდ ამ მინერალების ნაცვლად ასეთი მაგმიდან ნუფელინი გამოკრისტალდება და ა. შ. მნიშვნელოვანია აგრეთვე მაგმის კრისტალიზაციის პირობები, რომლებიც განსაზღვრავენ ამა თუ იმ მინერალის პოლიმორფული სახეხეობის წარმოშობას. ამის მაგალითად გამოდგება კალიუმის ფელდშპატი, რომელიც დაბალი წნევის პირობებში, ე. ი. ზედაპირულ-ველკანურ ქანებში სანიდინის სახით კრისტალდება, სიღრმულ პირობებში კი, ე. ი. მაღალ წნევაზე და ტემპერატურაზე, — ორთოკლასად ან მიკროკლინად.

ისეთი მინერალები, რომლებიც მიგვითითებენ მაგმის ქიმიური შედგენილობის თავისებურებისა და მისი კრისტალიზაციის პირობების შესახებ, სიმპტომატურ მინერალებად იწოდებიან. ზემოხსენებული კვარცისა და ნუფელინის გარდა სიმპტომატური მინერალი სხვადასხვა არის და მათ შორის ფართოდ გავრცელებული ლეიციტი და ბიოტიტიც. ამათგან პირველი იმის მაჩვენებელია, რომ მაგმის კრისტალიზაცია დაბალი წნევის პირობებში მიმდინარეობდა. მეორე კი, პირიქით. ამ თვალსაზრისით დღეს მაგმურ ქანებში მინერალთა თანაარსებობის თუ განაწილების ზოგი მნიშვნელოვანი კანონზომიერება არის დადგენილი. სახელობა: ოლივინი და კვარცი, როგორც წესი, ერთად არ გვხვდება. იშვიათია, რომ ოლივინი, ორთოკლასი და ტრატყუარა ერთად იყვნენ ქანში. კვარცი არ გვხვდება ფელდშპატიოდებთან ერთად. ტუტე პიროქსენები და ამფიბოლები მხოლოდ ტუტე ქა-

ნებში არიან გამოყოფილი, — ხშირად ნეფელინთან ერთად. სანიდინი, ლეციტი და ბაზალტური რქატყუარა მხოლოდ საღ მღვომარეობაში მყოფ ზედაპირულ ვულკანურ ქანებთან არიან დაკავშირებული. არის სხვა ასეთი მაგალითები.

მაგმურ ქანებში საერთოდ მრავალი მინერალის არსებობა დადგენილი, მაგრამ მათგან მხოლოდ ნაწილია მნიშვნელოვანი რაოდენობით წარმოდგენილი. ეს მინერალები აქვე მოტანილ ცხრილშია ნაჩვენები, რომელთა რაოდენობა ტ. ბარტს აქვს გამოთვლილი. ამასთან, ცხრილში ნაჩვენები ციფრები განიხილავენ რამდენიმე ასეული ქანის საშუალო არითმეტიკულს და არა რომელიმე ქანის რეალურ შედგენილობას.

ცხრილი 5

მაგმური ქანების საშუალო მინერალური შედგენილობა (ტ. ბარტის მიხედვით)

მინერალები	შედგენილობა %-ობით
კვარცი	12.4
ტუტე ფელდშპატი (ორთოკლასი, ალბიტი)	31.0
პლაგიოკლასი	29.2
ოლივინი	2.6
პროქსენი	12.0
რქატყუარა	1.7
ბიოტოტი	3.8
მუსკოვიტი	1.4
მაგნეტიტი, ქემატოტი, ილმენიტი	4.1
ნეფელინი	0.3
აპატიტი	0.6
სფენი	0.3
ქლორიტი, სერპენტინი	0.6
ჯამო	100.0

ნერალი მთავარი იყოს ყველა ქანში. მაგალითად, მ-ნერალი კვარცი მთავარია გრანიტში და გრანოლიორიტში, ხოლო მეთრეხარისსოფანია სიენიტსა და გაბროში იგივე ითქმის აპატიტის შესახებ, რომელიც რიგ ქანებში მეორეხარისხოვანია, ნეფელინიან სიენიტებში კი მთავარ ქანმაშენად ითვლება.

ცალკე გამოყოფენ აგრეთვე აქცესორულ¹ მინერალებს, რომელთაც დაახლოებით იგივე მნიშვნელობა აქვთ, როგორც მეორეხარისხოვანთ, მაგრამ აუცილებელ შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენენ ზოგიერთი ქანისათვის. ქანებში ამ მინერალების რაოდენობა 5%-ზე მეტი არაა. აქცესორებს ანაწილებენ დამახასიათებლად და არადამახასიათებლად. დამახასიათებელი მხოლოდ გარკვეული ქანებისათვის წარმოადგენს აუცილებელ შემადგენელ ნაწილს, არადამახასიათებელი კი სხვადასხვა შედგენილობის ქანებში გვხვდება. დამახასიათებელი აქცესორებია: ქრომიტი, შპინელი, მონაციტი, ორთოტი, პეროვსკიტი და სხვ; არადამახასიათებელია: ცირკონი, აპატიტი, ტიტანიტი, მაგნეტიტი და სხვ.

მაგმური ქანების მინერალები შეიძლება დაიყოს აგრეთვე წარმოშობის მიხედვით პირველად და მეორად მინერალებად. პირველადი მინერალები უშუალოდ მაგმიდანაა გამოკრისტალებული, მეორადები კი პირველადი მინერალების დაშლის შედეგად ჩნდებიან. მაგალითად, ფელდშპატის დაშლა მეორად მინერალს — კოლინიტს იძლევა, ოლივინი კი — სერპენტიტს და ა. შ.

¹ აქცესორიუს, ლათ. — დამატებითი ნიშნავს.

მაგმური ქანების უმთავრესი, მეორეხარისხოვანი და მეორადი მინერალები აქვე მოტანილ ცხრილშია ნაჩვენები (ცხრ. 6).

ცხრილი 6

მაგმური ქანების მინერალები

უმთავრესი		მეორეხარისხოვანი	
უფერო ან ლიად შეფერილი მინერალი	შეფერილი ან მუქი მინერალი	აქცესორული მინერალები	მეორადი მინერალები
<p>1. ფელდშპატები</p> <p>ა — კალიუმთან: ორთოკლაზი მიკროკლინი სანიდინი ანორთოკლაზი</p> <p>ბ — ნატრიუმ-კალიუმთან — პლაგიოკლაზები</p> <p>2. ფელდშპატოიდები:</p> <p>ნეფელინი კანკრონიტი სოდალოტი ანალიტი ლეიციტი</p> <p>3. მუსკოვიტი</p> <p>4. კვარცი</p>	<p>1. ოლივინი</p> <p>2. პიროქსენები: ენსტატიტი პიკრსტენი ავგური ებრინი</p> <p>3. ამფიბოლები: მწვანე რქატუჯარა ბაზალტური რქატუჯარა არაფედსონიტი რიბეკიტი</p> <p>4. ბიოტიტი</p>	<p>ჰინელი ქრომიტი რუტილი სფენი მონაციტი ორთიტი პეროვსკიტი ტურმალინი ცირკონი აპატიტი მაგნეტიტი ილმენიტი პიროტი ქალკობირიტი</p>	<p>ქლორტი სერპენტინი ტალკი ეპიდოტი ცოიზიტი სერიციტი კარბონატი ცეოლითი ლიმონიტი ქალკედონი თიხის მინერალები</p>

უმთავრესი ქანშია მინერალები ქიმიური შედგენილობის მიხედვითა ცნაწილდებიან. სახელდობრ: Si-ით და Al-ით მდიდარ მინერალებს სალურ მინერალებს უწოდებენ, ხოლო Fe და Mg-ით გაჯერებულთ — ფემურს.

სალური მინერალები

- ფელდშპატები
- ფელდშპატოიდები
- კვარცი

ფემური მინერალები

- პიროქსენები
- ამფიბოლები
- ოლივინი
- ბიოტიტი

პირველი ჯგუფის მინერალებს უფეროს ანუ ლიად შეფერილ მინერალებს უწოდებენ, მეორეს კი — ფერადს ანუ მუქ მინერალებს. იმ შემთხვევაში, როცა მაგმური ქანი ღია მინერალებით არის აგებული, ცხადია, მას შესატყვისად ღია ფერი ექნება. ამგვარი ქანის შესახებ იტყვიან, რომ ლეიკოკრატულია¹. მუქად შეფერილი ქანი კი მელანოკრატული² იქნება.

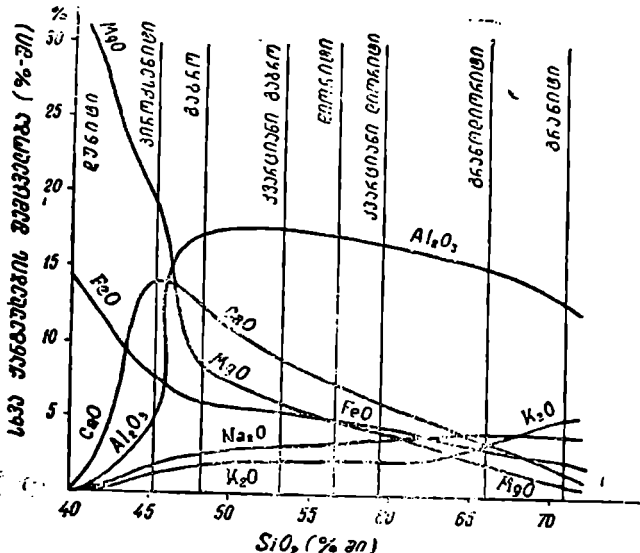
მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა

მაგმის ქიმიური შედგენილობის შესახებ ზევით უკვე გვქონდა ზოგი რამ აღნიშნული, მაგრამ, თვით მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობის შესახებ თითქმის არაფერი თქმულა. მაგმული ქანებში არსებითად იგივე ელემენტები მონაწილეობს, რაც მაგმაში, მაგრამ მაგმადან წარმოშობილი ქანების ქიმიურად შედგენილობა მთლიანად ორი შეესაბამება მაგმის ქიმიურ შედგენილობას. მართალია, განსხვავება დიდი არ არის, მაგრამ მაინც მნიშვნელოვანია. საქმე ისაა, რომ

¹ ლეიკოკრატოს, ბერძ. — ღიას ნიშნავს.
² მელანოკრატული, ბერძ. — მუქს ნიშნავს.

მაგმა გაცივებისას და ამოღინების მომენტში მინც კარგავს აქროლადი კომპონენტების გარკვეულ რაოდენობას (და ზოგს მთლიანად). ამგვარად, ამ კომპონენტებს აღარ შეუძლიათ მონაწილეობა ქანებში შემაჯილი მინერალების წარმოქმნაში, და აქტივობა მათში უნდა იქნას მსაღიანად როდი იმეორებს მაგმის შედგენილობას.

მაგმური ქანების ქიმიურ შედგენილობას ჩვეულებრივ ეარგულებს სახით გამოხატაქევა. მრავ-ლრიცხოვანი ქიმიური ანალიზებით დადგენილია, რომ მაგმური ქანების მათი შემადგენელია: კაქმიწა (SiO_2), თიხამიწა (Al_2O_3), რკინის უანგი (Fe_2O_3), რკინის ქვეუანგი (FeO), მაგნიუმის უანგი (MgO), კალციუის უანგი (CaO),



ნახ. 153. უმთავრეს ინტრუზიულ ქანთა ქიმიური შედგენილობის დიაგრამა.

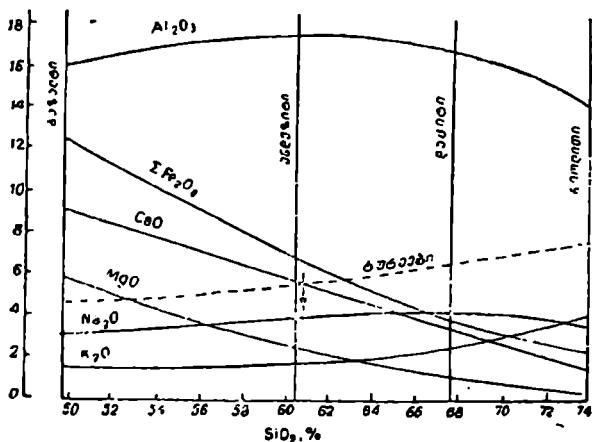
ნატრიუმის უანგი (Na_2O), კალიუმის უანგი (K_2O) და წყალი (H_2O), მცირე რაოდენობით არის ტიტანის უანგი (TiO_2), მანგანუმის უანგი (MnO), ფოსფორი (P_2O_5) და სხვ.

ზოგიერთი მთავარი ქანის ქიმიური შედგენილობა ნაჩვენებია 153-ე და 154-ე ნახ.-ზე.

ამ ეანგელების საშუალო შემცველობა საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის მაგმურ ქანებში მე-7 ცხრილშია მოტანილი (მ. სოლოვიოვის მიხედვით). აქვე ნაჩვენებია მათი შესაძლებელი შემცველობა საერთოდ (ფ. კლარკის და გ. ვაშინგტონის მიხედვით).

დადგენილია ისიც, რომ სხვადასხვა მაგმურ ქანებს სხვადასხვა იშვიათი ელემენტები ახასიათებთ. ასე მაგალითად, ა. ვინოგრადოვის მონაცემებით SiO_2 -ით ძლიერ გაღარიბებული ე. წ. ულტრაფუქე ქანებისათვის დამახასიათებელი არის Cr, Cu, Ni არსებობა. ფუქე ქანებისათვის ე. წ. გაბრო-მაზალტის ჯგუფებისათვის Se, V, Cr, Co, Ni, საშუალოდ მეაქე ქანებისათვის, დიორიტ-ანდეზიტისათვის — B, F, V, Rb, Sr, Zr, Ba, Pb, ხოლო SiO_2 გაჭერებული მეაქე ქანებისათვის (გრანიტოიდებისათვის) — Li, Be, B, F, Rb, Zr, Ba, Cs, Ta, Tl, Pb,

Tb, V. ამ ელემენტების გავრცელების კანონზომიერების შესწავლას ქანთა წარმოშობისა და მათთან დაკავშირებულ წიაღისეულთა ძებნისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს.



ნახ. 154. უმთავრეს ვულკანურ (ფეფზიურ) ქანთა ქიმიური შედგენილობას ლიაგრამა.

ცხრილი 7

ქვანთარი ქანების საშუალო და შესაძლებელი შემცველობა მაგმურ ქანებში

ქანგეულები	საშუალო შემცველობა წონით %-ში	შესაძლებელი შემცველობა წონით %-ში	
		ჩვეულებრივ	ძალიან იშვიათად
SiO ₂	63,65	24—80	85
TiO ₂	0,54	—	—
Al ₂ O ₃	14,47	0,20	28
Fe ₂ O ₃	2,18	0,13	30
FeO	3,19	0,15	35
MnO	0,07	—	—
MgO	3,70	0,30	0,46
CaO	4,28	0,17	0,25
Na ₂ O	3,51	0,14	0,16
K ₂ O	2,34	0,13	0,18
H ₂ O	1,47	0,08	0,10
P ₂ O ₅	0,10	—	—

მაგმური ქანების კლასიფიკაცია

ძირითადი ნიშნები, რომელთა საფუძველზეც მაგმური ქანების დანაწილება ხდება, შემდეგია: ა) წოლის გეოლოგიური პირობები და ბ) მინერალური და ქიმიური შედგენილობა. პირველ შემთხვევაში ძირითად ნიშნად ითვლება ის ადგილი, სადაც მაგმის გაცივება — მისი გამყარება ხდება. ამ ნიშნის მიხედვით მაგმურ ქანებს ყოფენ: 1) სიღრმის ანუ ინტრუზიულ (აბისურ) ქანებად, 2) ნა-

ხევარსილრმის (პიპაბისურ) ქანებად და 3) ზედაპირულ ანუ ეფუზიურ (ველკანურ) ქანებად.

სილომის ანუ ინტრუზიული ქანები მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში წარმოიშობა მეტად ნელი გაცივების შედეგად და ამიტომ მაგჩა მთლიანად ასწრებს დიკრისტალურობას. ამ გზით წარმოიშობა თანაბარმარცვლოვანი, სრულკრისტალური სტრუქტურის და მასიური ტექსტურის ქანები.

ნახევარსილრმის ანუ პიპაბისური ქანები გარდამავალია სილრმისა და ზედაპირულ ქანებს შორის. მათი გაცივება მიწის ზედაპირთან ახლოს მიმდინარეობს, შედარებით უფრო სწრაფად, ვიდრე ეს სილრმის ქანების შემთხვევაში იყო. ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია წვრილმარცვლოვანი და, ხშირად, პორფირული სტრუქტურა. პიპაბისურ ინტრუზიებს — უმთავრესად კი ძარღვის ქანებს მინერალური შედგენილობის მიხედვით ორად ანაწილებენ: 1. ასხისტურად¹ ანუ დაუყოფელ (დაუნაწევრებელ) და 2. დიასხისტურად² ანუ დაყოფილად (დანაწევრებულად). პირველთ დიდი მოცულობის ინტრუზიულ ქანებთან შედარებით განსხვავებული სტრუქტურა — წვრილმარცვლოვნება და პორფირული აგებულება ახასიათებთ, მინერალური შედგენილობა კი ასეთივე აქვთ როგორც მათ შესაბამის ინტრუზიულ ქანებს. ამიტომ სტრუქტურულ განსხვავებას დამატებითი სიტყვებით — „მიკროს“ და „პორფირის“ სახით გამოხატავენ. მაგ., მიკროგრანიტი, ურანიტ-პორფირი და ა. შ.

სულ სხვაა დიასხისტური ქანები, რომლებიც შესაბამის ინტრუზიულ ქანებს ქიმიური შედგენილობით ჰგვანან, თორემ მინერალური შედგენილობა განსხვავებული აქვთ. ასეთ ქანებში ან სალური მინერალებია გადაჭარბებით გაბატონებული, ანდა ფემური, ე. ი. მექი სილიკატები. სწორედ აღნიშნული მინერალების კონცენტრაციის საფუძველზეა, რომ მათ დიასხისტურ, ე. ი. დანაწილებულ ქანებს უწოდებენ. აქ შეიძლება ისიც აღსანიშნავია, რომ მექი მინერალებით გამდიდრებულ (მელანოკრატულ) ქანებს საერთო სახელწოდება — ლამპროფირები აქვთ.

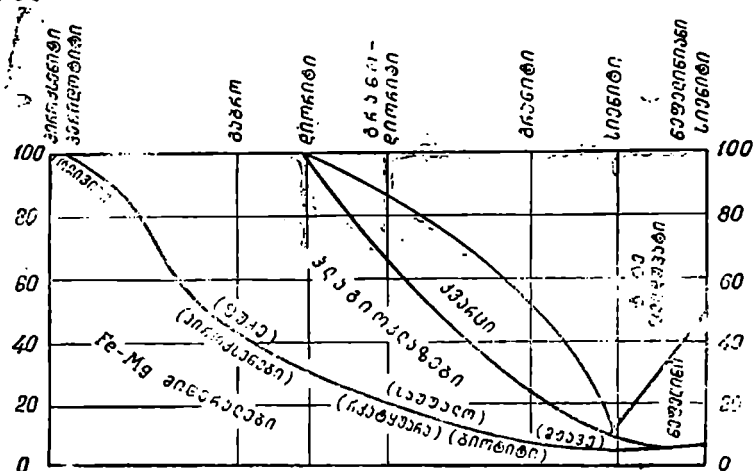
ზედაპირული ანუ ეფუზიური ქანები ლავის სწრაფად გაცივების შედეგადაა წარმოშობილი — უშუალოდ მიწის ზედაპირზე. წნევის შემცირების გამო ლავა ადვილად კარგავს აქროლად კომპონენტებს, სწრაფად მაგრდება და წარმოიშობა ნახევრად კრისტალური, ხშირად ფარულკრისტალური, ან საერთოდ დაუკრისტალებული მინერალები ქანები, რომლებშიც მხოლოდ კრისტალთა ჩანასახები (კრისტალითები) შემჩნევა და ისიც ძლიერ ცოტა. ზედაპირულ ამოფრქვევებს ხშირად დიდი რაოდენობით პიროქსატური მასლის ამოტყორცნა ახლავს. ეს მასალა წარმოდგენილია ვულკანური ყუშნარებით, ლაპილებით, ქვიშით და ფერფლთ, რომელთა შექმენება სხვადასხვა ვულკანურ ტუფებს გვაძლევს (იხ. ნაწილი მეოთხე). მეორე მხრივ, ინტრუზიულ და ეფუზიურ ქანებს შორის რამდენადმე განსხვავება ქიმიურ და უფრო მეტად კი მინერალურ შედგენილობაში ჩანს. მაგმური მდნარია კრისტალიზაციის სპეციფიკური — ფიზიკურ-ქიმიური პირობები, რაც მიწის ზედაპირსა და ღრმა ზონებში არსებობს, განსხვავებულ მინერალურ ასოციაციის ჩამოყალიბებას აპირობებს. ასე მაგალითად: კალიუმის ფელდშპატის — ორთოკლაზის მაგიერ, რომელიც ინტრუზიული ქანებისთვის არის დამახასიათებელი, ეფუზიურ ქანებში სანიდინი და ზონური აგებულების მაღალტემპერატურული პლაგიოკლაზი ჩნდება. ან კიდევ, ლეიციტი და ბაზალტური რქაქუყუარა არსებითად ზედაპირულ ქანებში გვხვდებიან. ასევე პლაგიოკლაზის ფენოკრისტები ეფუზიურ ქანებში შედარებით უფრო ფუძე ხასიათის არიან, ვიდრე შესატყვის

¹ ასხისტური — ბერძ. დანაწილების, დაყოფის უარყოფა.

² დიასხისტური — ბერძ. დანაწილებას, გაყოფას ნიშნავს.

ინტრუზიულ ქანებში. მაგალითად, ანდეზიტებში ფენოკრისტები უფრო ხშირად ლაბრადორს უპასუხებს და არა ანდეზინს, როგორც ეს შესაბამის ინტრუზიულ ქანებში — დიორიტებშია; არის კიდევ სხვა მრავალი ანალოგიური მაგალითი

ფეოქაიურ ან ვულკანურ ქანებს გეოლოგიური ასაკის მიხედვითაც ანაწილებენ: შედარებით ახალგაზრდა იერის ქანებს კაინოტიპურს უწოდებენ (რადგანაც ისინი გამოირჩევიან საერთო სისალით. მეორადი მინერალების ნაკლები შემცველობით), ძველი ხნოვანების მნიშვნელოვნად შეცვლილ ქანებს კი — პალეოტიპურს (ამგვარი ქანებისათვის მეორადი მინერალების სიქარბეა დამახასიათებელი).



ნახ. 155. უმთავრესი მაგმური (ინტრუზიული) ქანების მინერალური შედგენილობის დაგრამა.

მაგმური ქანების კლასიფიკაციას მინერალური შედგენილობის მიხედვით უკანასკნელ დროს დიდი ყურადღება ექცევა.

ქანშაშენი მინერალებიდან მაგმური ქანების კლასიფიკაციისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ფელდშპატებს და ფელდშპატიდებს, მათ არსებობას ან არარსებობას ქანში. ახვე მნიშვნელობის არის ევარცი. ფემური მინერალებიდან — ოლივინი და პიროქსენ-ამფიბოლები (ნახ. 155). აქვეა მოტანილი უმთავრესი მაგმური ქანების კლასიფიკაციის გამარტივებული სქემა მინერალური შედგენილობის სტრუქტურის და წოლის ფორმის მიხედვით (ცხრილი 8).

მაგმური ქანების კლასიფიკაციისათვის უფრო მეტი მნიშვნელობა მათ ქიმიურ შედგენილობას აქვს. ამ მხრივ ძველთაგანვე ყურადღება ექცევა SiO_2 -ის რაოდენობას ანუ შეყვანობას. რას მიხედვითაც მაგმური ქანებში გამოიყოფა შემდეგი 4 ჯგუფი:

	ახალი კლასიფიკაციით
ულტრაფუქე ქანები	$SiO_2 < 45\%$ — 30 — 44%
ფუქე ქანები .	„ 45 — 52%-მდე — 44 — 53%
საშუალო ქანები	„ 52 — 65%-მდე — 53 — 64%
მეყვე ქანები . . .	„ 65 — 75%-მდე — 64 — 78%

უმთავრესი მაგმური
ჭანებში კლასიფიკაცია
მინერალური შედგე-
ნიშობის სტრუქტურის
და წილის ფორმის
მიხედვით

(ა ზეარტიკის მიხედვით,
გაპარტივებული)

		შენიშვნები		უ მ თ ა რ ტ ე მ კ ა ნ ე ბ ა		შ ე რ ზ მ ა		
წინააღმდეგობის მასივები	დაიყვანა და სხვა მტკნე ინტრუსივები	ველკანური კონსენზი, განფენები, ნაკადები, ზოგ- ჯერ დიამები	სტრუქტურა	არსებითად ოლივინიანი	არსებითად პიროქსენიანი ან რეტეკულარი	შეკარტოვ	შეკარტოვ	კვარტოვ
	პორფირული, ოფი- ტური წერილ- მარკულივები	მიმდებრივიდან პორფირუ- ლამდე	კანონი- კური					
მარკულივანი		ბალო- ტიპური		პიროქსენი + ოლივინი + ველკანუ- რი შინა				
ღვინი + ქრომიტი								
პერილიტი	პიროქსენი							
პიროქსენიტი პიროქსენი								
გაბრო (მ-ანაკლი- ტური პიროქსენი), ნიროტი (ნიმბული პიროქსენი)	შეივსება, გაბრო- პიროქსენი	გაბრო, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით	შეივსება	შეივსება, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით	შეივსება, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით	შეივსება, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით	შეივსება, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით	შეივსება, დი- ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქ- ტურით
ლოზიტი		ლოზიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქტურით, სპე- სიტი (ნიროქსენი)		ანდრეტი				
კვარციანი დიორიტი		კვარციანი დიორიტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქტურით		ანდრეტი, ოლივინი, ოფი- ტური სტრუქტურით				

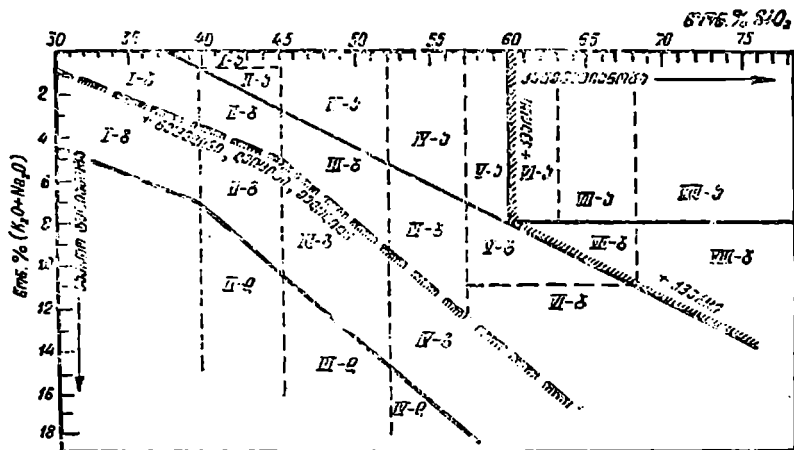
დიდი ყურადღება ექცევა აგრეთვე სხვა ეანგეულუმების, კერძოდ, Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O -ს რაოდენობრივ ცვლებადობას, რაც მაგმური ქანების სამ ჯგუფად, სახელ-
დობრ ნორმულ ანუ კირტუტიან, თიხამიწით გამდიდრებულ და ტუტე ქანებად
დაწარმოების საშუალებას იძლევა. უკანასკნელ ჯგუფში თავის მხრივ კიდევ შეიძ-
ლება, ვაჰაჟს კალაქმინი (კალიუმის სიჭარბით) და ნატრიუმინი (ნატრიუმის

ტ ე ბ ი ა ნ ი კ ა ნ ე ბ ა				ფელსპატებ-ფელსპატი- დებიანი ქანები		ფელს- პატი- დებიანი ქანა
ნები	პლაგიოკლასიანი- კალიშპატიანი ქანები	ტუბე ფელსპა- ტიანი ქანები	კალიშპატი- ფელსპატი- დებიანი ქანები	კალიშპატი- ფელსპატი- დებიანი ქანები	კალიშპატი- ფელსპატი- დებიანი ქანები	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
სვეარ- ცოდ	სვეარცოდ	კვარცოდ	კვარცით	სვეარცოდ	სვეარცოდ	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
საშუალო პლაგიოკლასი- + ორთოკლასი (იანაბარი რაოდენობა) + აკვიტი + ბი- ოტიტი + რეტეპარა	კალიშპატიანი ფელსპატი- + საშუალო პლაგიოკლასი + რეტეპარა, ბიოტიტი, იშვითად ჰიროქსენი	კალიშპატიანი ფელსპატი- + რეტეპარა, ბიოტიტი, იშვითად ჰიროქსენი	კალიშპატიანი ფელსპატი- + რეტეპარა, ბიოტიტი, იშვითად ჰიროქსენი	კალიშპატიანი ფელსპატი- + რეტეპარა, ბიოტიტი, იშვითად ჰიროქსენი	კალიშპატიანი ფელსპატი- + რეტეპარა, ბიოტიტი, იშვითად ჰიროქსენი	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
ლატიტი	ტრაქტიტი	რიოლითი (ლიპარიტი), ობსიდიანი	ტუბე რიო- ლითი (პან- ტელურიტი)	ტუბე ტრა- ქტიტი	ტუბე რიო- ლითი (პან- ტელურიტი)	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
პირფირი	ორთოფირი	კვარცისანი პირფირი	ტუბე კვარც- პირფირი	ტუბე პირ- ფირი, კვარ- ციანი	ტუბე კვარც- პირფირი	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
შიკრიპონკინიტი, მიოსონტი-პირფირი	სინტაპირფირი, შიკ- რიპონკინიტი, მინკა (ქარსი), კოვზიტი (რეტეპარა)	გრანიტოპირფირი, შიკ- რიპონკინიტი, აპლტი (ფურადი მინერალის გარეშე)	ტუბე გრანიტოპირფირი, ტუბე შიკრიპონკინიტი	ტუბე სინტაპირფირი, ტუბე მიკროსინტი	ტუბე გრანიტოპირფირი, ტუბე შიკრიპონკინიტი	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
მიონსონიტი	სინტი	გრანიტი	ტუბე გრანიტი	ტუბე სინტი	ტუბე გრანიტი	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
ტერალთი, ესკუსტი, ტემენიტი	კრინანტი, კამტონიტი, ჰონიკიტი	ნეფელინიანი სინტი- პირფირი, ტინკუატი	ნეფელინიანი სინტი- პირფირი, ტინკუატი	ნეფელინიანი სინტი- პირფირი, ტინკუატი	ნეფელინიანი სინტი- პირფირი, ტინკუატი	სფელს- პატი- დებიანი ქანა
იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	იოლითი (ნეფელი- ნი-+ კვიტი) ურტი- ტი (ნეფელინი- კვითიანი)	სფელს- პატი- დებიანი ქანა

სიკარბით) სერიის ქანები დასახელებულ ჯგუფებში ზეოლინიზაციის უანგულუების შემდეგი დამოკიდებულებაა (მოლეკულური რაოდენობით):

1. თირტუტიანი ჯგუფის ქანებში $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
2. თიხამიწითი გამდიდრებულ ქანებში $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
3. ტუბე ქანებში $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ (მეორე ჯგუფის ქანებს სხვანაირად პლიუმპაზი უტრას უწოდებენ, მესამე კი — აგპაიტი უტრას).

მაგმური ქანების ქიმიური კლასიფიკაციის სხვა სქემებიც არსებობს. ზოგი მათგანი ცალკეული უანგულუების ან მათი ჯგუფების წონით პროცენტულ რაოდენობას ემყარება, ან კიდევ ქიმიური ანალიზებიდან სხვადასხვა გზით გამოთვლილ რიცხვით მახასიათებლებს, კოეფიციენტებს და მაგმურ ფორმულებსაც კი. რომელიმე ამათგანის გამოთვლა საკმარისად მარტივია, მაგრამ დიდ დროს მოითხოვს. ამიტომ დღეისათვის ახალია და უფრო რაციონალური ჩანს ცნობილი საბჭოთა პეტროგრაფის ა. მარაკუშევის და იაპონელი ვულკანოლოგის კ. კუნოს მიერ შემუშავებული საკლასიფიკაციო სქემები, რომლებიც ტუტეების ($K_2O + Na_2O$) და კაემიწის (SiO_2) წონით რაოდენობრივ შეფარდებას ემყარება. ამის მიხედვით პირველი ავტორი გვაძლევს საერთოდ მაგმური ქანების ჯგუფებად დანაწილებას, მეორე კი მხოლოდ ვულკანური ქანების — ბაზალტებისას.



ნახ. 156. მაგმური ქანების პეტროქიმიური ჯგუფები: I-ა — დუნიტები და პერიდოტიტები, II-ა — პიკრიტები, III-ა — გაბრო-ბაზალტები, IV-ა — გაბრო-დიორიტები. ანდეზიტ-ბაზალტები და პიროქსენიტები, V-ა — დიორიტები და ანდეზიტები, VI-ა — კვარციანი დიორიტები და ანდეზიტ-დაცატები. VII-ა — გრანოდიორიტები და დაციტები, VIII-ა — გრანიტები და ლიპარიტები. I-ბ — კიმბერლიტები და მეიმეჩიტები, II-ბ — ტუტე პიკრიტები, III-ბ — ტუტე გაბროიდები და ბაზალტები, IV-ბ — მონციონიტები და ტრაქი ანდეზიტ-ბაზალტები, V-ბ — სიენიტები და ტრაქიტები, VI-ბ — ტუტე სიენიტები და ტრაქიტები, VII-ბ — კვარციანი სიენიტები და ტრაქიტები, VIII-ბ — ტუტე გრანიტები და პანტელერიტ ბი. I-გ — პლაგოკლას-ნეფელინიანი ქაშები - იაკვირანგიტები და ლამპურგიტები, II-გ — ბაზანტები, III-გ — ტერალ თები და ტეფრიტები IV-გ — ნეფელინიანი სიენიტები და ფონოლითები. I-დ — ტერაიტები, II-დ — III-დ — იოლითები და ნეფელინიტები, და IV-დ — ხიზინიტები.

ა. მარაკუშევი საკმაო თვალსაჩინო დიფერენსიის საშუალებით გამოხატავს ქანების ცალკეულ პეტროგრაფიულ ჯგუფებს. იგი საერთო ტუტეანობის და კაემეფიანიონის მიხედვით მაგმურ ქანებს შვიდ ჯგუფად ანაწილებს. ცალკეული ჯგუფი რომელიც ციფრებითაა აღნიშნული (ნახ. 156). ამის გარდა, საერთო ტუტეანობის ($K_2O + Na_2O$ შემცველობის) გათვალისწინებით, გამოყოფილია ქანების ოთხი რიგი აღნიშნული ასოებით ა — ბ — გ — დ, რომელთა განლაგება ტუტეანობის ზრდის შესატყვისია.

ციფრებითა და ასოებით გამოხატულ მნიშვნელობათა ურთიერთშეხამება საშუალებას იძლევა გამოიყოს ქანთა შექმდევი პეტროქიმიური ჯგუფები:

ა. ტუტე თიხამიწიანი (ან კირტუჩიანი) რიგი, რომელიც ხასიათდება კაემპეიანიობის შემდეგი დიაპაზონით: — ულტრაფუქიდან დაწყებული მკაემდე.

ბ. ტუტე უფელშპატიოდა ქანების რიგი და ქანები მაღალი ტუტიანიობით, რომლებიც ასევე იწყებიან ულტრაფუქე ქანებით და მთავრდებიან მკავე ქანებით.

გ. ტუტე ქანების რიგი, რომლებიც ფელშპატებთან ერთად შეიცავენ ფელშპატიოდებს.

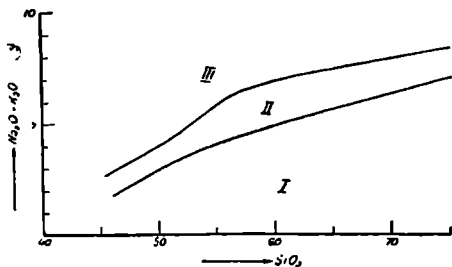
დ. ტუტე ფელშპატიოდებიანი კლაგიოკლაზო ქანების რიგი.

ჩვეულებს შორის საზღვრები, რომლებაც ნაჩვენებია დიაგრამაზე, სქმატურია, რადგანაც ზოგიერთი კომპონენტის დაპატება (უმთავრესად თიხამიწის) ამ საზღვრების რამდენადმე გადაადგილებას გამოიწვევს.

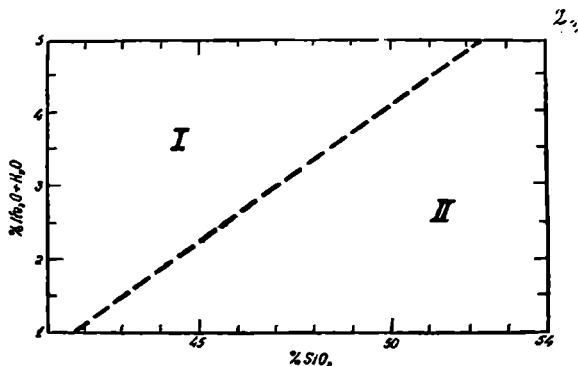
მიწის ქერქის შედგენილობაში მთავარ როლს არიგის ქანები ასრულებენ, შემდეგი რიგების — ბ — გ — დ — როლი მათში ტუტიანიობის ზრდის შესატყვისად მცირდება, განსაკუთრებით იშვიათია დ რიგი.

პ. კუნოს, იმავე ტუტეებისა და კაემიწის შეფარდების საფუძველზე, ვულკანური ქანები შემდეგ სამ სერიად აქვს დაყოფილი: I — ტოლიტური არე, II — მაღალთიხამიწიანი და III — ტუტე არე.

სერიების დიაგრამაზე განლაგება 157-ე ნახაზზეა ნაჩვენები. აღნიშნული სერიები ერთმანეთისაგან სასაზღვრო ხაზებით არიან გამოყოფილი.



ნახ. 157. ტუტეების ჯამისა და SiO_2 შეფარდება პ. კუნოს მიხედვით. I — ტოლიტური არე, II — მაღალთიხამიწიანი, III — ტუტე არე.



ნახ. 158. ჰავის ბაზალტებში ტუტეების ჯამისა და კაემიწის შეფარდება. წყვეტილი სასაზღვრო ხაზი ერთმანეთსაგან გამოყოფს ტუტეოლიფიანი ბაზალტებს რიგს (I არე) ტოლიტურს რიგს (II არე).

ამავე პრინციპით, ე. ი. ტუტეების ჯამისა და SiO_2 შეფარდებით ბაზალტები ჰავის ტიპის ბაზალტებსა შორის მკავედ და კაემად (ნახ. 158) ორად დააჯგუფა ტუტეოლიფიანი ბაზალტებისა (I) და ტოლიტურის რიგად (II).

ბოლო დროს ამა თუ იმ ჯგუფის ქანები სერიებად დანაწილებისათვის გამოყენებულია მათში შემავალი ტუტეების შეფარდება $\left(\frac{Na_2O}{K_2O}\right)$. ამ გზით შესაძლებელი ხდება შემდეგი სერიების გამოყოფა: ნაჯრიუმანი (როცა ეს შეფარდება > 4), კალიუმ-ნატრიუმანი ($1 - 4$) და კალიუმანი (< 1).

გარდა ამისა ფუტე ქანების დამახასიათებელ პეტროქიმიურ ნიშნად მიჩნეული არის მათი თიხამიწიანობის ხარისხი (რომელიც შესატყვისობაშია ქანის ლეიკოკრატულობასა და მელანოკრატულობასთან), რაც პირობითად განისაზღვრება თიხამიწიანობის კოეფიციენტით $al' = \frac{\Delta I_2 O_3}{FeO + Fe_2 O_3 + MgO}$. დაბალთიხამიწიანი ქანებისათვის ეს კოეფიციენტი $< 0,75$, საშუალო თიხამიწიანი ქანებისათვის ტოლია $0,75 - 1$, ხოლო მაღალთიხამიწიანისათვის იგი > 1 ზე.

ბოლო დროს ვულკანურ ქანთა დანაწილებას (გენეტიკურად) მათი იზოტოპური შედგენილობითაც აწარმოებენ. ამ თვალსაზრისით პირველ რიგში ყურადღება ექცევა Sr^{87}/Sr^{86} შეფარდებას, რის მიხედვით შესაძლებელი ხდება ვულკანური ქანების ორად დაჯგუფება: 1. Sr^{87}/Sr^{86} დაბალი შეფარდებით, როცა ეს შეფარდება $< 0,7060$, და 2. ამავე შეფარდების მაღალი მნიშვნელობით, როცა ეს შეფარდება ჩვეულებრივ $= 0,7100$. პირველი ჯგუფის ვულკანიტებს მანტიიდან წარმოშობილად თვლიან, რომელშიც შეიძლება მონაწილეობდეს სულ სხვადასხვა შედგენილობის ქანები — დაწყებული ფუტეებიდან და მკავეებით გათავებული. მეორე ჯგუფის ქანებზე კონტინენტური ქერქის გადაღობის პროდუქტებად ან კიდევ პირველადი მავმის მიერ ქერქის ქანების კონტამინაციის შედეგად ჩნდებიან. ასეთ შემთხვევაში ძირითადად მკავე ქანებია გაბატონებული.

ზემომოტანილ ადრეულ კლასიფიკაციაში (იხ. გვ. 137), რომელიც კალიუმის ენაგისა და ტუტეების ჯამის შეფარდებას გამოხატავს თიხამიწასთან და ამ უკანასკნელის ტუტეებთან, იმასაც ითვალისწინებდნენ, რომ გამოყოფილი ჯგუფები ტიპურია გარკვეული გეოლოგიური მსარეებისათვის. ასე, მაგალითად: კირტუტანი სერიის ქანები ოროგენულ სარტყლებს უკავშირდებიანო, მაშინ როცა ტუტე სერიის ქანები — ოკეანურ კუნძულებს და განსაკუთრებით კი კონტინენტურ მხარეებს. ამის საფუძველზე ადრე პეტროგრაფები გამოიყოფდნენ ქანების წყნარი ოკეანის (სანაპიროებზე) ტიპს. რომელიც კირტუტიან სერიას შეესატყვისება, ატლანტურ ტიპს -- ნატრიუმანი სერიის ქანებს და ხმელთაშუა ზღვის კალიუმანი სერიის ქანებს. მაგრამ მეცნიერება ამჟამად ამგვარი დანაწილებისაგან თავს იკავებს. რადგანაც აღნიშნულ მხარეებში სხვადასხვა და მასთან რთული სტრუქტურების არსებობაა დადგენილი, რომლებთანაც ქანების ერთმანეთისაგან განსხვავებული ტიპებია დაკავშირებული.

ბოლო დროს ფართო განვითარება პოვა, განსაკუთრებით საბჭოთა კავშირში, მაგმური ქანების ფორმაციულმა¹ შესწავლამ. ტერმინი „მაგმური ფორმაცია“ პეტროგრაფიულ ლიტერატურაში ფ. ლევისონ-ლესინგმა ადრევე შემოიტანა (1888 წ.), მაგრამ შემდეგში ამ ცნებამ ფართო გეოლოგიური მნიშარისი შეიძინა. ამჟამად მაგმურ ფორმაციაში იგულისხმება პარაგენეტულად ერთმანეთთან კავშირში მყოფი, მიწის ქერქის ერთ რომელიმე ტექტონიკურ სტრუქტურასთან და ამ სტრუქტურის განვითარების გარკვეულ სტადიასთან დაკავშირებული ქანების ერთიანობა (ასოციაცია). ფორმაციის ეს განმარტება უფრო გასაგები გახდება კონკრეტულ მაგალითზე. საქართველოში კარგად ცნობილია იურული დროის

¹ ფორმაცია ლათ. წარმოქმნას ნიშნავს.

ქანების პარაგენეტული ჯგუფა, წარმოდგენილი სპილიტ-პორფირიტ-ლიბაზებით, რომლებიც კავასიონის სამხრეთი კალთის ტექტონიკური სტრუქტურის — გეოსინკლინის განვითარების საწყის სტადიას უკავშირდებიან. ამ სტრუქტურის განვითარების შემდგომ ეტაპზე რამდენადმე გამჟავებული და გატუტიანებული ქანები (ანდეზიტ-ლიპარიტები და სს.) ჩნდება და ა. შ.

და ბოლოს, საჭიროა ითქვას ისიც, რომ ფორმაციული ანალიზის შეტისმეტად გატაცებამ სულ სხვადასხვა, ერთმანეთისაგან განსხვავებული სქემების შემუშავებამ ერთობ გაართულა ფორმაციების კლასიფიკაცია. აქ მოტიანილი საკლასიფიკაცია სქემა ზოგიერთი სხვა სქემისაგან განსხვავდება, მაგრამ მისი უპირატესობა ისაა, რომ იგი მარტივია და თანაც არაპრაქტიკული.

აქვე მოტიანილი მე-9 ცხრილში მაგმური ფორმაციების გამარტივებული — სქემატური კლასიფიკაცია ნაჩვენებია კონტინენტური ქერქისათვის, მაგრამ არა კონკრეტული, არამედ გლობალური მასშტაბით.

ცხრილი 9

მაგმური ფორმაციების ხქენატური კლასიფიკაცია

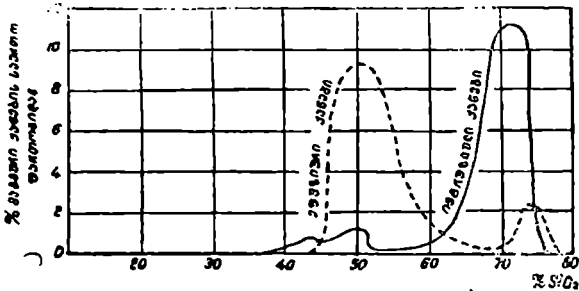
გ ე ო ს ი ნ კ ლ ი ნ უ რ ი მ ხ ა რ ე						ბ ა ქ ე რ ი მ ხ ა რ ე		
ველკანური (ეფუზიური)			პლუტონური (ინტრუზიული)			ველკანური (ეფუზიური)	პლუტონური (ინტრუზიული)	ქველი ფარები
საწყისი სტადია	შუალედური სტადია	გვიანი სტადია	საწყისი სტადია	შუალედური სტადია	გვიანი სტადია			
სპილიტ-პორფირიტული ბაზალტ-ანდეზიტული	ბაზალტ-ანდეზიტ-ტრეპო-ანდეზიტ-ტრეპო-ლიპარიტული	ტრაჟი-ანდეზიტული ბაზალტ-ლიპარიტული	გაბრო-ლიბაზური პერბაზიტური აგრადიოტიტული	გაბრო-ლიპარიტული ნიტული გრანოდიორიტული	გაბრო-სიენიტ-ეფელური სიენიტები ტემბეგრანიტები	ტოლუტ-ბაზალტური (ტრაპული) ტრაჟი-ზალტური	გაბრო-სიენიტული ტემბე-ულტრაფუქური	მომეტრული, ანორთოზიტები, ლამპრონიტები და რაბაკოების

მაგმური ქანების უმთავრესი ჯგუფები და მათი გავრცელება

ზემომოცხრილ საკლასიფიკაციო სქემებიდან გამომდინარე, მაგმურ ქანებში შემდეგი მთავარი ჯგუფებია გამოყოფილი: 1. ულტრაფუქე ქანების (ულტრაფუქების) ნორმული (კირატუტიანი) და ტუტე რიგი. 2. ფუქე ქანების (მაფიტების) ნორმული და ტუტე რიგი. 3. საშუალო ქანების ნორმული, სუბტუტე და ტუტე რიგი. 4. მჟავე ქანების ნორმული და ტუტე რიგი.

სტატისტიკური გამოანგარიშება გვიჩვენებს, რომ სხვადასხვა შედგენილობის ქანები ან ქანთა ჯგუფები ერთნაირად არაა გავრცელებული; ზოგ ქანს შეზღუდული გავრცელება აქვს და ჩბოლოდ მცირე ზომის სხეულების სახით გვხვდება ბუნებაში, ზოგი კი, პირიქით. დიდ ფართობს იკავებს და უზარმაზარ მასივებს ქნის. არათანაბარი გავრცელება შეიმჩნევა აგრეთვე ინტრუზიულ და ეფუზიურ ქანებს შორის. ცნობილია, რომ ინტრუზიული ქანებიდან ყველაზე დიდ გავრცელება მჟავე ქანებს — გრანიტებს აქვს, ეფუზივიდან კი — ფუქე ქანებს — ბაზალტებს. ამასვე ადასტურებს ს. სოლოვიოვის მიერ აღვებული სტატისტიკური მრუდები, რომლებითაც ნაჩვენებია სიღრმისა და ეფუზიური ქანების შეფარდებითი გავრცელება მათში SiO₂-ის შემცველობის მიხედვით (ნახ. 159).

გარდა ამისა, ს. სოლოვიოვის ეს მონაცემები გვიჩვენებს, რომ საერთოდ ინტრუზიულ ქანებს შორის ყველაზე ფართო გავრცელება გრანიტებს აქვს. სხვა ინტრუზიულ ქანებს შორის ფუძე ქანები (SiO_2 — 50%) უფრო მეტი რაოდენობით გვხვდება, ვიდრე საშუალო (SiO_2 — 60%) და ა. შ.



ნახ. 159. მაგმური ქანების შეფარდებითი გავრცელება მათში SiO_2 -ის შემცველობის მიხედვით (კონტინენტებზე გავრცელებული ფართობების მიხედვით).

მაგმატიზმი და ტექტონიკა—მაგმური ქანების წარმოშობის თანმიმდევრობა

(კონტინენტური ქერქის მაგალითზე)

როდესაც მაგმური ქანების წარმოშობაზე ვლაპარაკობთ, სჯირთა ამთავითვე ვიცოდეთ, რომ მაგმური მოვლენების განვითარებასა და მიწის ქერქის ტექტონიკურ აგებულებას შორის მჭიდრო კავშირი არსებობს. გეოლოგებმა უკვე დიდი ხანია ყურადღება მიაქციეს იმ გარემოებას, რომ მიწის ქერქის ძირითად სტრუქტურებში — ერთი მხრივ მოძრავ ანუ ლაბილურ ზონებში — გეოსინკლინებში, იქ, სადაც ნალექების ინტენსიური დაგროვება, შემდეგ კი მათი დანაოჭება და მთების წარმოშობა ხდება (ოროგენეზისი), მაგმური მოვლენების განვითარება სულ სხვა გზით მიმდინარეობს, ვიდრე უკვე განმტკიცებულ — უღრეკ გეოტექტონიკურ ერთეულებზე — ბაქნებზე. ფაქტობრივი მონაცემებით დადგენილია, რომ გეოსინკლინის განვითარების ფონზე ნათლად დაინახება მაგმური მოვლენების განვითარების ეტაპურობა. კერძოდ, ადრინდელი ანუ ოროგენამდელი (მთების წარმოშობამდელი) ეტაპი, რომელიც გეოსინკლინის დაძირვას ემთხვევა, უმთავრესად გამოხატულია წყალქვეშა ვულკანიზმის მძლავრი გამოვლინებით, რომელიც კირტუტიანი სერიის ე. წ. სპილიტ-კერატოფირულ, ბაზალტურ-პორფირიტულ¹ და სხვა მაგმურ ფორმაციებს წარმოშობს. ეტაპის ბოლოს ადგილი აქვს სუსტად გამოვლინებულ ინტრუზიულ პროცესებს, რომლებიც ფუძე და ულტრაფუძე ქანების ე. წ. გაბრო-ლიბაბურ და ჰიპერბაზიტურ ფორმაციებს წარმოქმნის. საშუალო ანუ სინოროგენული ეტაპი, რომელიც დანაოჭებას და მთების წარმოშობას ემთხვევა, ძირითადად ინტრუზიული პროცესებითაა გამოვლინებული. იმის გამო, რომ ამდროინდელი დანაოჭება დიდ წნევას ავითარებს და დანალექი ქანების შექუმვას იწვევს, მაგმა ძნელად თუ აღწევს მიწის ზედაპირს და სიღრ-

¹ ამ ქანების შესახებ იხილეთ მე-9 ცხრილში.

მეშვივე მყარდება სხვადასხვა ფორმის ინტრუზიული სხეულების სახით. ინტრუზიული ქანები კვლავ კირტუტიანი სერიის, მაგრამ წინა ეტაპის ქანებთან შედარებით უფრო მკაფიე შედგენილობისაა. ამ ეტაპზე ყალიბდება მაგმური ქანების ისეთი ფორმაციები, როგორცაა დორიტიული, გრანოდორიტიული და გრანიტიული. ამ ეტაპის შედარებით სუსტად გამოვლინებული ეფუზიური ვულკანიზმი ანდეზიტ დაციტურ ფორმაციის წარმოქმნის. მესამე ანუ პოსტორგენული ეტაპი მთების ახვევას ემთხვევა. ამ დროს დანაოჭებით გამოწვეული დაძაბულობა დანალექი წყებების დაწყვეტას და მათ გადაადგილებას იწვევს. ამის შედეგად წარმოქმნილი ტექტონიკური რღვევების საშუალებით მაგმა (ლავა) უშუალოდ ამოედინება მიწის ზედაპირზე და ამით დასაბამს აძლევს ნიწიზუნდა — ეფუზიური ვულკანიზმის წარმოშობას. ამ შემთხვევაშიც ვულკანური ქანები ისევე კირტუტიან სერიას მიეკუთვნება, თუმცა ოდნავ გატუტიანებული და გაცილებით უფრო მკაფიეა, ვიდრე წინა ეტაპის ქანები. ამ ეტაპზე წარმოიქმნება შემდეგი ფორმაციები: ტრაქიანდეზიტური. ანდეზიტ-რიოლითური და სხვ. ბაქნებზე მაგმური მოღვენები უმთავრესად ეფუზიური ვულკანიზმით ვლინდება. ინტრუზივები აქ მცირე სხეულებს ქმნიან, თანაც ეს უქანასკნელნი ფუძე და მასთან ერთად ტუტე ქანებთანა წარმოდგენილი და შედგენილობით შესაბამის ეფუზივებს უპასუხებს (ტუტე, ულტრაფუძე ქანების ფორმაცია). მეტად თვისებურია ბაქნებზე გამოვლინებული ეფუზიური ვულკანიზმი, რომელიც ტოლერატ-ბაზალტური შედგენილობის ე. წ. ტრაპულ და ტრაქიბაზალტურ ფორმაციას იძლევა.

ასეთია მაგმური მოვლენების განვითარების გამარტივებული სქემა ოროგენულ მხარეებსა და ბაქნებზე.

შემთავრების მაგმური ქანების აღწერა

I. ულტრაფუძე ქანები

ზოგადი ცნობები

ამ ჯგუფში გავრთიანებული ქანები ქიმიური შედგენილობის თვისებურებათა გამო ულტრაფუძე ქანებად ან კიდევ ულტრაბაზიტებად¹ ანუ ჰიპერბაზიტებად იწოდება. ულტრაფუძე ქანებისათვის ერთობ დამახასიათებელია კაემიწის (SiO_2) დაბალი ($< 45\%$) შემცველობა. ცოტაა მათნი თიხამიწა (Al_2O_3) და ტუტეები (Na_2O , K_2O). სამაგიეროდ ჰარბადაა წარმოდგენილი მავნიუმი და რკინა, რის გამოც მათ ულტრაფუძეების² სახელწოდება მიიღეს. ბოლო დროს ამავე ჯგუფში შეტანილია ულტრაფუძე ტუტე, ძირითადად ფელდშპატიოდებიანი ქანები, რომლებშიც მნიშვნელოვნად გაზრდილია როგორც თიხამიწის, ისე ტუტეებისა და ტიტანორკინანგის (ცხრილი 11) რაოდენობა.

ამ ჯგუფში შემავალი ქანების მეორე დამახასიათებელი ნიშანია მეტად მარტივი მინერალური შედგენილობა, რაც იმაში გამოიხატება, რომ ეს ქანები ფელდშპატებს საერთოდ არ შეიცავენ და თუცა ასეთები სადმე მინც არიან, ისინი რაოდენობრივად მეორეხარისხოვანი არიან.

¹ ბაზიტი — ფუძეს გამოხატავს, ულტრა ლთ. იყვება, რაც ჰიპერ ბენონ. და გამოხატავს ზედმეტად.

² მაფიტი ელემენტების Mg და Fe შეერთებულ სახელწოდებას აღნიშნავს.

საერთოდ ამ ჯგუფის ქანები აგებულია მხოლოდ მუქი (რკინა-მაგნეზიური) სილიკატებით. ამასთან, რიცხვი მუქი სილიკატებისა მცირეა, ერთი ან ორი მინერალით, მეტ შემთხვევაში ოლივინითა და პიროქსენითაა წარმოდგენილი.

რაც შეეხება ფელდშპათოიდებიან ქანებს, მათში წამყვანი მინერალები თვით ფელდშპათოიდებია, რომელთაც შედარებით დამორჩილებული რაოდენობით პიროქსენი და ზოგჯერ ოლივინი უერთდება.

ქიმიურ-მინერალურ შედგენილობათა ეს თავისებურებანი გარკვეულ გამოხატულებას პოულობს ამ ქანების ფიზიკურ თვისებებში. კერძოდ, რკინა-მაგნეზიური მინერალების სიუხვის გამო, მათთვის დამახასიათებელია მუქი, თითქმის შავი ფერი და მაღალი კუთრი წონა (3,22). ულტრაფუქე ქანები მეტ შემთხვევაში დიფერენცირებულ — რთული მასივების (პლუტონების) ღრმა ზონებს უკავშირდებიან, თუმცა დაბოუქვიძებული მცირე ინტრუზივების სახითაც გვხვდებიან.

ქიმიური და მინერალური შედგენილობის მიხედვით ულტრაფუქე ქანებს შორის ორ რიგს გამოპყობენ: ნორმულს და ტუტეს.

ა. ულტრაფუქე ქანების ნორმული ანუ კირატინიანი რიგი

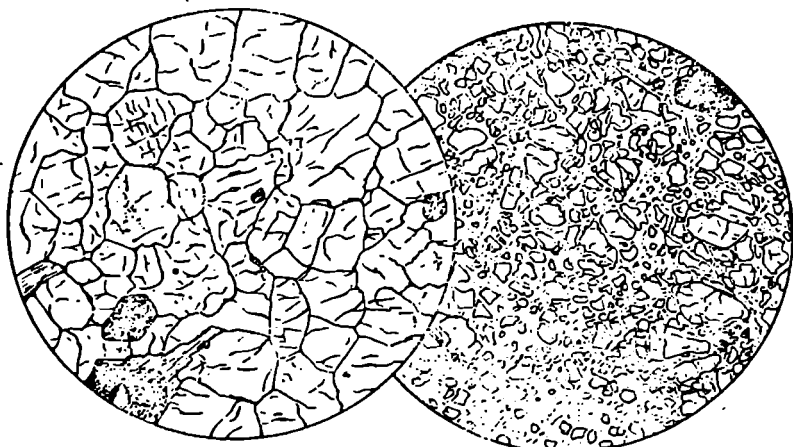
ინტრუზიული (აბისური — პლუტონური) ქანები — პერიდოტიტები, ოლივინიტები, ღუზიტები და სხვ.

პერიდოტიტი¹ ოლივინით მდიდარ ქანს ეწოდება, თუმცა ტიპურ პერიდოტიტში ოლივინთან ერთად ყოველთვის მონაწილეობს რომელიმე მუქი სილიკატი ან მღნეული მინერალი. პერიდოტიტის ისეთ სახესხვაობას, რომელშიც ოლივინი ძალიან ბევრია (90 — 100%), ოლივინიტი ან კიდევ ღუზიტი ჰქვია. განსხვავება ამ ორ ქანს შორის ისაა, რომ პირველი აქცესორული მღნეული მინერალებიდან მაგნეტიტს შეიცავს, მეორე კი — ქრომოშპინელიდს. მაკროსკოპიულად ოლივინიტი და ღუზიტი მუქი მომწვანო-მორუხო ფერის ქანებია, მაგრამ საესებით სალი იშვიათად თუ გვხვდება და მეტ შემთხვევაში სერპენტინშია გადასული (ნახ. 160). ჩვეულებრივი პერიდოტიტები, როგორც უკვე ვთქვით, ოლივინთან ერთად ყოველთვის შეიცავს ამა თუ იმ მუქ მინერალს (ნახ. 161). იმის მიხედვით, თუ რომელია ეს მუქი მინერალი, გამოიყოფა პერიდოტიტის ესა თუ ის ტიპი. ასე, მაგალითად, როცა ქანში ოლივინთან ერთად ენსტატიტია წარმოდგენილი, მაშინ მას ენსტატიტიან პერიდოტიტს უწოდებენ; რქატყუარას შემთხვევაში — რქატყუარიან პერიდოტიტს და ა. შ. მაგრამ პეტროგრაფიულ ლიტერატურაში ამ ქანებს სხვა სახელწოდებებიც აქვს: მაგალითად, რომზულ პიროქსენიან-პერიდოტიტს ჰარკბურგიტი ეწოდება, დილაგიანს — ვერლიტი. დილაგბრონზიტის — ლერცოლიტი, რქატყუარიანს — კორტლანდიტი (ჰულტონიტი), რქატყუარიან-ბიოტიტიანს — სციელითი და ა. შ.

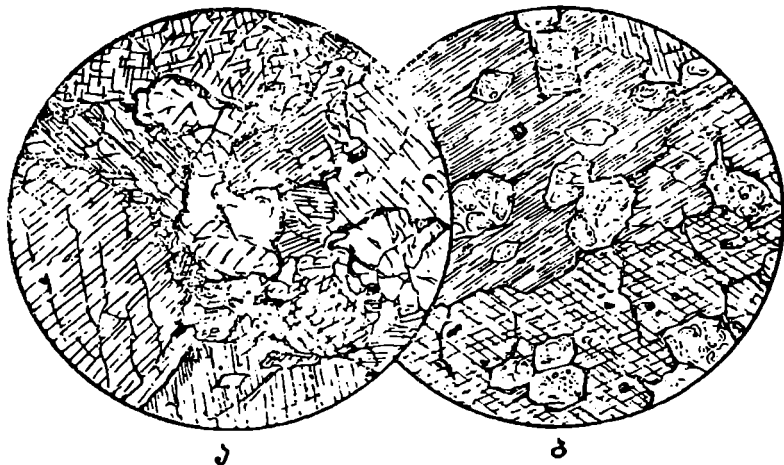
ოლივინ-პიროქსენიანი ქანების აღრინდელი კლასიფიკაცია გ. კუპლეტსკის აქვს მოცემული. ეს კლასიფიკაცია 29-10 ცხრილშია ნაჩვენები.

ბოლო დროს (55) დაზუსტდა ოლივინ-პიროქსენიანი ქანების მინერალური შედგენილობა. ახლა ამ ჯგუფში შემავალი ქანებისათვის ასეთი მინერალური (მოდალური) შედგენილობაა მითითებული ($\frac{1}{6}$ -ობით):

¹ პერიდოტი ოლივინის ძველი სახელწოდებაა.



ნახ. 160. ღუნოტი სალი (ა) და გასერპენტინებული (ბ) ¹.



ნახ. 161. ა. პერიოდოტი (ვერლიტი). ოლივინი-ფთხითქოს გამოქვლელია პიროქსენის მარცვლებს შორის.
 ბ. პერიოდოტი (სციელითი). კარგად ჩანს ოლივინის იზომეტრული მარცვლები, რკაქყუარა (ქვევით მარჯვნივ) და ბოტოტი (ზევით მარცხნივ).

¹ ქანების მიკროსკოპიული ჩანახატები აღებულია ა. ზაქარიცკის, პ. ვილიამსის, ფ. ტერნერის, ჩ. ჟილბერტის, ა. პარკერის წიგნებიდან და ატლასიდან. წინამდებარე სახელმძღვანელოსათვის ნახაზების დიდი ნაწილი შეასრულეს: თ. კაპუსტიანოვამ და ალ. ოტრეშკოვმა.

ოლივინ-პიროქსენიანი ქანების კლასიფიკაცია ბ. კულეტსკის მიხედვით

ქ ა ნ ე ბ ი	ოლივინის შემცველობა %-ობით	პიროქსენის შემცველობა
ოლივინიტი — დუნითი	100—85	0—15
პიროქსენიანი ოლივინიტი	85—70	15—30
პერიდოტიტი	70—50	30—70
ოლივინიანი პიროქსენიტი	50—10	70—90
პიროქსენიტი	0—10	100—90

ოლივინიტი: 90 — 100 ოლივინი, < 10 (> 5) — მაგნეტიტი, < 5 — ორთო-და კლინოპიროქსენი.

დუნითი: 90 — 100 ოლივინი, < 5 (≥ 5) — ქრომოშპინელიდი, < 5 — ორთო-და კლინოპიროქსენი.

პროსპერგიტი: 40 — 50 ოლივინი, 10 — 60 ორთოპიროქსენი (ენსტატიტი, ბრანზიტი, ჰიპერსტენი), < 10 — კლინოპიროქსენი (დიონსიდი, პედენბერგიტი), > 5 — რქატყუარა.

ლერცოლიტი: 40 — 80 ოლივინი, 10 — 50 კლინოპიროქსენი, 10 — 50 ორთოპიროქსენი, < 5 — რქატყუარა.

ვერლიტი: 40 — 90 ოლივინი, 10 — 60 კლინოპიროქსენი, < 10 — ორთო-პიროქსენი, < 5 — რქატყუარა.

რქატყუარაიანი პერიდოტიტი: 30 — 70 ოლივინი, 10 — 50 ორთო-და კლინო-პიროქსენი, 10 — 40 — რქატყუარა.

ნორმული რივის ულტრაფუძე ქანების საშუალო ქიმიური შემადგენლობა (დენისა და ზეარიცის მხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4
SiO ₂	40.49	40.65	41.50	35.55
TiO ₂	0.02	0.11	0.81	1.41
Al ₂ O ₃	0.86	1.25	9.43	2.73
Fe ₂ O ₃	2.84	2.53	5.70	6.91
FeO	5.54	6.15	8.56	6.06
MnO	0.16	0.18	0.29	—
MgO	46.32	42.56	19.94	31.82
CaO	0.70	1.29	8.01	5.99
Na ₂ O	0.10	0.29	1.20	0.27
K ₂ O	0.04	0.13	0.39	0.09
H ₂ O	2.88	5.02	4.27	9.06
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.20	—

ქ ა შ ი | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 99.72

1 — დუნითი; 2 — პარბუტგიტი; 3 — პიკრიტი; 4 — შეიმეჩიტი.

შიპაბისური, ძარღვეული და ეფუზიური ქანები

პერიდოტიტებს და საერთოდ ულტრაფუძე ქანებს, როგორც ღრმად დიფერენცირებული მაგმის პროდუქტებს, ნაკლებად ახასიათებს შიპაბისური ძარღვეული და ეფუზიური ანალოგები. ძარღვეული ბუნების დუნითები და პერიდოტიტები ცნობილია ჩრდილო ურალზე.

პერიოდოტიტების ეფუზიურ ანალოგებს შორის შეიძლება დაეასახელოთ პიკრიტი და მეიქეიტი. პირველს შავი ფერი და წვრილმარცვლოვანი, ზოგჯერ პროფირული სტრუქტურა ახასიათებს, პიკრიტის აგებულებაში მონაწილეობს მურა ფერის ბაზალტური აგვითი, მწვანე ქრომდოქსიდი ($Cr_2O_3 - 3\frac{1}{2}\%$ -მდე) და ოლივინი. მეორეხარისხოვანი მინერალურება მკვნიტი, აპატიტი, ზოგჯერ რქატყუარა და ბიოტიტი

მეორე—ე. ი. მეიმეტიტი დიდი ხანი არაა რაც აღმოაჩინეს ციმბირში, მდ. მეიმეის აუზში. ეს ქანი ნახევრად მინებრივია და აგებულია შავი ფერის მინისა და ოლივინისაგან. მასში არის აგრეთვე ტიტან-აგვითის პიკროლითები, კალციტისა და სკრპენტინის მინა-ლინები (ნახ. 162).



ნახ. 162. მეიმეტიტი. ოლივინის ფენოკრისტები. ძირითად მასაში გაირჩევა პიროქსენი, მკვნიტი და მციროლენი მინა (ზეაირიტის მიხედვით).

ამეამად ქანების ამეე გვუფ-ში განიხილავენ ე. წ. პერიოდოტიტულ კომპატიტს, რომლის შედგენილობაში ფენოკრისტალების სახით ოლივინი და ორთოპროქსენი (მგ-პიოქსენი) მონაწილეობს. ძირითად მასაში მინასთან ერთად არის კლინოპროქსენი, ოლივინი, რქატყუარა, მკვნიტი და პლაგიოკლაზიცი ე. კომპატიტის ქიმიური შედგენილობა პერიოდოტიტებს პასუხობს. კერძოდ, $SiO_2 = 40 - 43\%$, ტუტეების რაოდენობა $0,2 - 0,4\%$ -მდე.

ულტრაფუქე ქანების ვენეზისის საკითხი. ნორმული რიგის ულტრაფუქე ქანების გენეზისი ყოველთვის უფრო ინტერესს იწვევს და; მიუხედავად ამისა, ეს საკითხი ჯერ კიდევ სადავოდ რჩება. პირველ ყოვლისა უნდა აღინიშნოს ის, რომ ამ გვუფის ქანები დაკავშირებული არიან როგორც ნაოქა, ისე ბაქნურ მხარეებთან. ნაოქა მხარეებში ულტრაბაზიტები სხვადასხვა სიდიდის და ფორმისაა, უმთავრესად ბრეტყელი, ლინზისებრი — წაგრძელებული ან წრე-ძარღვეული სხეულების სახით გვხვდებიან, რომელიც დამახასიათებლად ითვლება შეცვლის პროცესები — უმთავრესად გასერპენტინება. ამგვარ ქანებთან ხშირად ასოციაციაში იმყოფებიან ფუქე ქანებაც, რომლებიც, ერთად აღებული, სპეციალურ ლიტერატურაში გაბრძო-პროქსენ-დუნიტური ან კიდევ ოფიოლიტური ფორმაციის სახელწოდებით არიან ცნობილი. აღსანიშნავია, რომ ასეთი ფორმაციები უზარმაზარ სიგრძეზე გაქიმულ ტექტონიკურ სტრუქტურებში ე. წ. ულტრაფუქე ქანების სარტყელს ქმნიან. ასეთები ჩვენს პლანეტაზე ცოტა როდია, რომელთა შორისაა ურალის გაბრძო-პერიოდოტიტულ-დუნიტური სარტყელი, რომელიც 700 კმ სიგრძეზე ვრცელდება. ასეთივე სარტყელი, მაგრამ შედარებით მცირე მასშტაბის, ცნობილია ამიერკავკასიაში, სეიანის ტბის რაიონში, საიანის ქედში და საზღვარ-გარეთის რიგ ადგილებში — მათ შორის აპალაჩის (აშშ) პერიოდოტიტული და აესტ-რალის (ახალ სამხრეთ უელსის) სერპენტინიტული სარტყელი და სხვა.

ასეთ მხარეებთან დაკავშირებულ ულტრაფუქე ქანებს ზოგი პეტროლოგი, მაგალითად ბოუენი, არამაგმურ წარმოქმნილად მიიჩნევს და თვლის, რომ მიწის ქერქში მაგმა კი არაა შემოჭრილი, არამედ გამყარებული კრისტალური მასები,

რომელთა სიღრმეიდან გადმოადგილება დინამიკური პროცესების (ტექტონიკის) შედეგი უნდა იყოს¹. ამ მოსაზრებას ბოუენი იმით ასაბუთებს, რომ შეუტყველ ოლიგენიან ქანებში ოლიგენი მსხვერვის ნიშნებს ატარებს.

ამ მოსაზრების საწინააღმდეგოდ სხვები (პეტი და სხვ.) დამოუკიდებელ პერიოდოტიკული მაგმის არსებობაზე მიუთითებენ და მიჩნიათ, რომ ასეთი მაგმა მიწის ქერქის ღრმა ზონებში უნდა წარმოიშვას — ბაზალტური მაგმური აუზის სულ ქვედა ფენებში დაგროვილ ოლიგენის გადაკრისტალების ხარჯზე. მაგრამ არის სხვა მოსაზრებანიც, კერძოდ, ზოგს მიაჩნია, რომ პერიოდოტიკული მაგმა მანტიის მასების ვალდობას უნდა ზოცა.

თავისებური აგებულება ახალითებთ ბაქნებზე განვითარებულ ულტრაფუძე ქანების ჯგუფს, რომელთა ასოციაციაში ყოველთვის იმყოფება ფუძე და ზოგჯერ მთავრე ქანებიც კი. ამასთან ბაქნებზე ამ ქანების სივრცობრივი განაწილება დანალექი ქანების განლაგებას მოგვაგონებს ასეთნაირად აგებული მასივები ლიტერატურაში რამდენიმე ალწერილი, მაგრამ მათ შორის კლასიკურია ბუშეელდის (სამხრეთ აფრიკის) ლოპოლითი. აქ, ლოპოლითის ქვედა — ფსკერულ ნაწილში პერიოდოტიკებისა და პიროქსენიტების ფენებია განლაგებული, რომლებიც მორიგეობაში არიან ქრომიტებთან და გაბროული ჯგუფის ქანებთან. ქანების ამ კომპლექსის სიმძლავრე 700-დან 900 მეტრამდეა. აღნიშნულ ფენებს აღმავალი მიმართულებით გაბროილული ქანების მძლავრი (7000 მ) „ფენები“ მოსდევს, რომლებსაც ზევით, ე. ი. ლოპოლითის ზედა ნაწილში ჯერ საშუალო-დიორიტული ქანები, შემდეგ კი პლაგიოგრანიტები ცვლიან.

ბუშეელდის კომპლექსისა და სხვა ანალოგიური მასივების ამგვარი აგებულება საბაბი გახდა იმისა, რომ ზოლო დროს ე. წ. დაფენებულ ინტრუზივებზე გველაპარაკა. ასეთ შემთხვევებში ულტრაფუძე ქანების გენეზისის საკითხი დავას არ იწვევს და თითქმის ყველას მიაჩნია, რომ დაფენებული ქანები ადგილზე მომხდარ ფრაქციული დიფერენციაციის შედეგი უნდა იყოს. ოლიგენი, როგორც მაღალტემპერატურული და თანაც მაღალი კუთრი წონის მქონე მინერალი, მაგმური აუზის ფსკერზე უნდა დაგროვილიყო, ასევე პიროქსენი და სხვა მინერალები, რომლებიც ამ ჯგუფის ქანებისათვის არიან დამახასიათებელი.

ნახ. 163. შუა ურალის პიროქსენიტ-დუნითური სარტყელი (ო. ეორობიევის, ნ. სამოლოვას და სხვათა მიხედვით).

1 — ამფიბოლიტები; 2 — გრანიტები; 3 — სიენიტები; 4 — დიორიტები; 5 — გაბროები; 6 — პიროქსენიტები; 7 — დუნიტები.

¹ ამგვარი გადაადგილებების შესახებ ჩვენ ზევითაც ვვკონდა აღნიშნული.

ულტრაფუძე ქანებთან დაკავშირებულია მანდელულ და არამანდელულ მინერალთა საინტერესო ასოციაცია. მანდელული მინერალებიდან ამ ქანებს გენეტიკურად უკავშირდება ქრომიტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, სპილენძის სულფიდები, პლატინა, ნიკელი და კობალტი; არამანდელულებიდან — ალმასი, გრანატების ძვირფასი სახესხვაობანი, კორუნდი, ქრიზოტილ-აზბესტი, ტალკი და სხვ.

ბ. ულტრაფუძე ქანების ტუტე რივი

ზოგადი ცნობები

როგორც უკვე ვთქვით, ულტრაფუძე ქანების რიგში მინერალური შედგენილობით ქანების ორი ოჯახი გამოიყოფა. ერთი მათ შორის მელილიტიანი ქანებია, რომელთაც ერთად აღებული მელილითოლითებს უწოდებენ, მეორე კი ფელდშპატიოდეირანი და ფოილოლითებად¹ იწოდებიან.

ულტრაფუძე ტუტე რიგის ქანები გენეტიკურად უკავშირდებიან როგორც კონტინენტურ, ისე ოკეანური ქერქის კონსოლიდირებულ — მტკიცე, ოზოლირებულ უბნებს. უფრო ზშირად გვხვდებიან ბაქნებზე ან გეოსინკლინების სტაბილიზებულ უბნებში — შუალედ მასივებში. ჩვეულებრივ უკავშირდებიან სიღრმულ რღვევებს, რიფტებს და ავლაკოგენებს.

ასეთ რეგიონებში ისინი მჭიდრო ასოციაციაში არიან ოლივინიტებთან, პიროქსენიტებთან და სხვადასხვა ტუტე ქანებთან. დამახასიათებელი ისიცაა, რომ ქანების ეს კომპლექსი კონცენტრულად აგებულ მასივებს ქმნიან, სადაც ცენტრული ნაწილი ოლივინიტებს უჭირავთ, მომდევნო ზონაში პიროქსენიტებია, ხოლო მასივის პერიფერიები ტუტე ქანები ააა აგებული. ულტრაფუძე ტუტე ქანები ოკეანურ კუნძულებში და შუაყენურა ქედის მოცილებითაც გვხვდებიან.

ინტრუზიული ქანები — ტუტე პერიდოტიტები, მელილიტიტები, ტურილიტები, იაკუპირაიტები, მელტეგიტები, იოლითები, ურთიტები, რხსურიტები, ფერგუსიტები და სხვ

ტუტე პერიდოტიტები — ნორმულ რიგთან შედარებით 5 — 10%-მდე მანც ნეფელინს შეიცავენ. ცხადია, აქაც უმთავრესი ქანაშენი მინერალები ისევ ოლივინი და პიროქსენია. აღსანიშნავია, რომ ტუტე პერიდოტიტებში საკმაოდ გაზრდილია ტიტანორუანგის რაოდენობა, რაც ილმენიტის და პეროვსკიტის (CaTiO_3) მონაწილეობით არის გაპირობებული. ამ თვალსაზრისით მეტად საინტერესო ქანია აფრიკანდიტი, რომელშიც პეროვსკიტი 40%-მდეა.

მელილიტიტები უფელდშპატო ქანებს წარმოადგენენ, რომელთაც სრულკრისტალური სტრუქტურა ახასიათებთ. ამ ქანების ძირითადი შემადგენელი მინერალი მელილითია ($> 70\%$). რომელსაც ზოგჯერ მონოკლინური პიროქსენი (0 — 10%), ოლივინი (0 — 10%) და ნეფელინი (0 — 10%) უერთდება. მელილიტიტები უმთავრესად ულტრაფუძე ქანებს უკავშირდებიან, მაგრამ ზოგჯერ კონტაქტ-მეტამორფულ ქანებს შორისაც გვხვდებიან.

როდესაც მელილიტიტებში ოლივინის რაოდენობა გაზრდილია და 10—40%-ს მანც აღწევს, მაშინ ასეთ ქანს კუვდიტი ეწოდება, ხოლო როცა მელილითთან ერთად ქარბად ნეფელინია წარმოდგენილი, ეს თკაიტი იქნება. ამასთან,

¹ ფოილოლითები ფელდშპატიოლებანი ქანების საერთო სახელწოდებაა.

როგორც პირველში, ისე მეორეში ზემოხსენებულ კომპონენტების გარდა შეიძლება შეგვხვდეს მონოკლინური პიროქსენი, ფლოგოპიტი, ტიტანომაგნეტიტი, აპატიტი და სხვ. გარდა ამისა, ოკაიტრსათვის დამახასიათებელი ისიცაა. რომ ნეფელინი ჰაუენით არის ხოლმე ჩანაცვლებული.

ტუ რ ი ა ი ტ ე ბ ი შედგენილობით ახლოსაა ოკაიტებთან. თუმცა აქ მელილითთან (40 — 70%) და პიროქსენთან ერთად (10 — 20%) გაზრდილია ოლივინის რაოდენობა 30%—მდე, ნეფელინი კი 10 — 30%—მდეა. მნიშვნელოვანი რაოდენობით არის მადნეული მინერალი და აპატიტი. საერთოდ ტურიაიტები გამოირჩევიან უხეშმარცვლოვანი აგებულებით.

ი ა კ უ პ ი რ ა ნ გ ი ტ ე ბ ი არსებითად ტუტე პიროქსენიტებს მიეკუთვნებიან, რომლებიც შედგებიან ტიტანავიტიის (80 — 90%), ნეფელინის (0 — 10%), ოლივინის (0 — 10%), მაგნეტიტის, პეროვსკიტის და აპატიტისაგან (ნახ. 164).

მ ე ლ ტ ე ი გ ი ტ ე ბ ი მარცვლოვან ქანებს წარმოადგენენ და ძირითადად აგებულია არიან პიროქსენისა და ნეფელინისაგან. პიროქსენი საკმაოდ ბევრია (40 — 70%) და ტიტანავიტიც მიეკუთვნება, რომელსაც ეგირინის რკალი აკრავს. ნეფელინის რაოდენობა ცვალებადია (10 — 50%). ზოგჯერ გვხვდება ოლივინი (0 — 10%), მელანიტი, აპატიტი, ტიტანიტი, კანკრინიტი, კალციტი და სხვ.

ი ი ო ლ ი თ ე ბ ი მსგავსად მელტეიგიტებისა ნეფელინ-პიროქსენიანი მსხვილ-მარცვლოვანი ქანებია ჰიპიდომორფული სტრუქტურის, მაგრამ პიროქსენი აქ არა ტიტანავიტითაა წარმოდგენილი, როგორც ეს წინა შემთხვევაში იყო, არამედ ავეიტით, რომელსაც ეგირან-ავეიტის რკალი აკრავს. ნეფელინის რაოდენობა აქ უფრო მეტია (50 — 70%). ვიდრე პიროქსენი (20 — 40%). ამრიგად მელტეიგიტებში პიროქსენი მეტია ნეფელინზე, იიოლითში კი — პირიქით. მეორეხარისხოვანი მინერალები აქაც ტიტანიტი, აპატიტი, მელანიტი და კალციტია.

უ რ თ ი ტ ი ტ უ ტ ე ფ ლ შ შ ა ზ ა ი ა დ ე ბ ი ა ნ ქ ა ნ ე ბ ს შ ო რ ი ს ნ ე ფ ე ლ ი ნ ი თ ყ ვ ე ლ ა ზ ე მეტად გაჭრებულ ქანია. ნეფელინის რაოდენობა მეტაა 70%—ზე. ქანის დანარჩენი ნაწალი მონოკლინურ პიროქსენზე (ეგირინზე, ეგირინ-ავეიტზე და ტიტან-ავეიტზე) მოდის. გარდა ამისა, ურთიტში შეიძლება მონაწილეობდეს მაგნეტიტი, აპატიტი, ტიტანიტი და როგორც მეორეხარისხოვანი მინერალები: ამფიბოლი, ბიოტიტი, კალიუმისა და Ca — Na ფელდშპატები, ცეოლითები და კალციტი. სახესხვაობებიდან შეიძლება იყოს ამფიბოლიანი, ბიოტიტანი, ცეოლითიანი და სხვ.

მ ი ს უ რ ი ტ ე ბ ი და ფ ე რ გ უ ს ი ტ ე ბ ი შედგებიან ფელდშპატოიდებისა და ფემური მინერალებისაგან. ამ ქანებისათვის დამახასიათებელი ისაა. რომ ფელდშპატოიდებიდან აქ წარმოდგენილია არა ნეფელინი, არამედ ლეიციტი ან კიდევ ფსევდოლეიციტი. ორავე ეს ქანი მსხვილმარცვლოვან აგებულებას ამჟღავნებს და ამიტომ განხილულია როგორც სილრმის — ინტრუზიული ქანები. ლეიციტი, როგორც თითქმის თეთრი ფერის მინერალი, მის შემცველ ქანებს ღია მორუხო შეფერვას აძლევს. მისურატში ლეიციტის რაოდენობა 30%—ს აღწევს; დანარჩენი აქ პიროქსენია — ტიტანავიტი ეგირინის არშით (40 — 60%). არის ზოგჯერ ოლივინი (0 — 15%), ანატიტი (0 — 15%). ამდენივეა ნეფელინი და ფლოგოპიტი. მეორეხარისხოვანი მინერალები წარმოდგენილია მაგნეტიტით და ილმენიტით.

ფ ე რ გ უ ს ი ტ ი მისურიტისაგან იმით განსაჯდება, რომ იგი ორთოკლას-ნეფელინით ჩანაცვლებულ ფსევდოლეიციტს შეიცავს, თანაც დიდი რაოდენობით (>60%). პიროქსენი აქაც მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა (35%) და დიოპსიდს ან ეგირინ-ავეიტს მიეკუთვნება. შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება ოლივინი, ბიოტიტი, მადნეული მინერალი და აპატიტი.

ულტრაფუჟე ტუტე ინტრუზიული ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა
(დელის, ტრიოგერის, პრიოგერის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5
SiO ₂	34.72	40.64	42.81	44.27	44.97
TiO ₂	3.31	2.24	1.56	1.57	0.81
Al ₂ O ₃	12.19	10.58	18.95	10.73	17.48
Fe ₂ O ₃	6.44	4.18	3.86	3.63	3.61
FeO	4.82	4.18	4.84	5.87	3.43
MnO	0.28	0.28	0.19	0.06	0.10
MgO	5.81	6.47	3.16	13.05	5.43
CaO	19.08	19.91	10.47	11.46	7.77
Na ₂ O	5.11	4.75	9.63	1.07	2.50
K ₂ O	3.05	1.86	2.26	4.43	7.18
H ₂ O	2.13	0.41	0.85	3.23	2.04
P ₂ O ₅	1.88	0.91	1.42	0.83	0.68
ჯამი	98.85	96.41	100.00	103.00	100.00

1 — ტურაიტი; 2 — მელტეიგტი; 3 — იოლითი; 4 — მისურიტი; 5 — ფერგუსიტი.

ფერგუსიტის სტრუქტურა არაიშვიათად ოცელიარულია — რაც იმას ნიშნავს, რომ ფსევდოლიტიტის მრავალი მარცვლები პიროქსენის მუქი ფერის მარცვლებით არის გარშემოცხრული ზოგი ზემოხსენებული ქანის ქიმიური ანალიზი მე-12 ცხრილშია ნაჩვენები.

ჰიპაბისური, ძარღვული და ეფუზიური ქანები — ტუტე პიკრიტი, კიმბერლიტი, მელილითიანი ბაზალტები, ნეფელინიტი, ლეიციტიტი

ტუტე რიგის ულტრაფუჟე ქანებში აკვარი ფაციესების გამოყოფა პირობითია. ძარღვულ თუ ეფუზიურ ქანებზე პიკრული რიგში მიიჩნევენ ტუტე პიკრიტებს, რომელთაც სრულკრისტალური, მაგრამ პორფირული აგებულება ახასიათებთ.

ტუტე პიკრიტებისათვის ოლივინის მაღალი (>20 — 25%) შემცველობა დამახასიათებელი. გაღილებულია აგრეთვე მაგნიუმის როლი. მეორე და მასთან მთავარი შემადგენელი მინერალია კლინოპიროქსენი (ავგიტი ან ტიტანავგიტი). რომელსაც ყოველთვის თან ახლავს ესა თუ ის ფელდშპატიოიდი — ნეფელინი თუ ლეიციტი, მელილითი და რკინაპუნჯიური ქარსი. ტუტე პიკრიტებში რამდენიმე სახესხვაობა გამოიყოფა — სახელდობრ: ბიოტიტ-პიროქსენიანი, მელილით-პიროქსენიანი, ფელდშპატიოიდიანი და უპიროქსენო. ამ უკანასკნელში მთავარი შემადგენელი მინერალებია: ოლივინი (>25%), მონტიჩელიტი (ზოგჯერ 50%, მდე), მელილითი (0 — 25%), კალციტი (0 — 30%), ნეფელინი (0 — 10%).

ამ სახესხვაობებიდან მხოლოდ ბიოტიტ-პიროქსენიანი პიკრიტია დაიკვების სახით ნაწილი. ამ უკანასკნელის მინერალური შედგენილობა (%-ობით) ახალი მონაცემებით ასეთია: ოლივინი — 25%, კლინოპიროქსენი — 20 — 60%, ფლროგოპიტი — 10 — 30%, ამფიბოლი — 0 — 15%.

ტუტე პიკრიტების გარდა ქანების ამ ჯგუფში ბევრი სხვა ეფუზიური (ეულკანური) ქანია გაერთიანებული, რომელთაგან აქ მხოლოდ ზოგიერთს — ტიპურს დავახასიათებთ. ასეთებია: კიმბერლიტები, მელილითიანი ბაზალტები, ნეფელინიტები და ლეიციტიტები. ამ ქანებს უმთავრესად ახასიათებთ განფენები, ნაკადები, სუბველკანური ფორმები და სხვ.

ტუტე რივის პერიოდტიტების ეფუზიური ანალოგი წარმოდგენილია ალმასის შემცველი ქანით — კიმბერლიტით;

კიმბერლიტი თავისი შედგენილობითაა ქარსიან პერადოტიტს უახლოვდება. კიმბერლიტის შემადგენელი მინერალებია: ოლივინი, ქრომოდოიასილი, ბრონზიტი, ფლოგოპიტი და ილმენიტი. მთავარ საბადოში (სამხრეთ აფრიკაში) — „აფეთქების ძაბრებში“ კიმბერლიტებს ბრეკჩიული იერი აქვთ. მათ გამოფიტულ „ლურჯმიწას“ უწოდებენ.

კიმბერლიტებს ფართო გავრცელება აქვთ ციმბირის ბაქანზე, სადაც მათ ალმასის საბადოები უკავშირდებათ.

მელილითიანი ბაზალტები (იგივე ოლივინიანი მელილითიტები) უმთავრესად პორფირული აგებულების ქანებია, რომელთა შედგენილობაში მელილითი (10—50%), ტიტანავეიტი (10—50%) და ოლივინი (5—25%) მონაწილეობს. ზოგჯერ გვხვდება აგრეთვე ნეფელინი, ლეიციტი (0—2%), ბიოტიტი და ამფიბოლი (0—10%). ჩვეულებრივ მელილითა მეტა ნეფელინზე. ძირითად მასაში ხშირია აგრეთვე მაგნეტიტი და აპატიტი. ამგვარი ბაზალტები გვხვდება როგორც კონტინენტებზე, ისე ოკეანურ კუნძულებზე.



ნახ. 164. იაკუპირანგიტი ტიტანავეიტით და მაგნეტიტით (ზაირიკის მსხედეთ).

ნეფელინიტები იოლითების ეფუზიური ანალოგს წარმოადგენენ, რომლებიც შედგებიან ოლივინისა და ტიტანავეიტის პორფირული ჩანართებისაგან; ეს მინერალები ნეფელინით, პიროქსენით, ლეიციტით, მელილითით აგებულ ძირითად მასაში არაან ჩაძირული. უკანასკნელი ზოგჯერ მინასაც შეიცავს. ნეფელინიტში საერთოდ ნეფელინი მეტა პიროქსენზე. ნეფელინიტის მოდალური მინერალური შედგენილობა (%-ობით) ასეთია: ნეფელინი — 40—60, მონოკლინური პიროქსენი — 30—50, ლეიციტი — 0—20, ბიოტიტი — 0—10, მელილითი — 0—5, ოლივინი — 0—50.

ლეიციტიტი პორფირული წვრილპარაცლოვანი ეულკანური ქანია, რომელიც ძირითადად აგებულია ლეიციტით (>60%) და მონოკლინური პიროქსენით (~20%), ოლივინით (~10%) და მდნეული მინერალით (8—9%), მაგრამ შეიძლება შეგვხვდეს ისეთი სახესხვაობა, რომელშიც მინა იქნება გაბატონებული (პიალოლესიტიტი). მცირე რაოდენობით ყოველთფა აღინიშნება სანიდინი. სახესხვაობებიდან აღსანიშნავია მელილითიანი, ოლივინ-მელილითიანი და სხვ. ზემოაღნიშნული ქანების ჭიმფური ანალიზი მე-13 ცხრილშია ნაჩვენები.

გენეზისის საკითხი. ულტრაფუქე ტუტე ქანების გენეზისის საკითხი ჯერ კიდევ არაა საბოლოოდ გადაწყვეტილი. არის გამოთქმული მოსაზრება, რომ ამგვარი ქანები მაგმატიზმის დამოუკიდებელი ტიპის პროდუქტებს წარმოადგენენ და არა რომელიმე მაგმის დიფერენციატებს. ფაქტობრივი მონაცემები ადასტურებენ, რომ მაგმატიზმის ეს ტიპი ტრაპების¹ გავრცელების მხარეებს უკავშირდება,

¹ იხ. აქვე, გვ. 161.

ულტრაფუქე ტუტე მფუზიური ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა (ზავარიცხის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4
SiO ₂	41.9	35.72	41.17	46.90
TiO ₂	0.8	4.78	1.35	1.22
Al ₂ O ₃	9.1	9.56	14.85	16.35
Fe ₂ O ₃	0.6	5.41	7.61	4.22
FeO	12.9	6.55	6.64	4.14
MnO	0.4	—	0.16	0.11
MgO	26.7	15.46	7.72	5.03
CaO	5.8	14.20	10.12	9.72
Na ₂ O	1.4	3.35	6.45	2.75
K ₂ O	0.2	1.67	2.49	7.58
H ₂ O	—	2.67	2.42	1.50
P ₂ O ₅	0.2	0.63	1.04	0.50
ჯ ა მ ი	100.00	100.00	100.00	100.00

1 — ტუტე პიკიტი; 2 — მელილითანი ბაზალტი; 3 — ნეფელინიტი; 4 — ლიციტიტი.

თუმცა მაგმური ციკლი ტრაპული ბაზალტებისა და ულტრაფუქე ტუტე ქანებისა ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად, მაგრამ პარალელურად და თანაც ერთდროულად მიმდინარეობდა. ამ მოსაზრების მომხრენი უშვებენ, რომ ნორმული და ტუტე რიგის ულტრაფუქე ქანები ერთმანეთისაგან განსხვავებული მასების გამოღობით უნდა იყვნენ წარმოშობილი.

მაგრამ არის სხვა მოსაზრებაც, კერძოდ, ულტრაფუქე ტუტე ქანების ფორმირებაში მნიშვნელოვანი როლი მეტასომატურ პროცესებს უნდა აკონდეს ან კიდევ მეავე მაგმის მიერ კარბონატული ქანების ასიმილაციას და საერთოდ ჰიბრიდიზმს. მაგრამ ეს პროცესები აკმაყოფილებენ თუ არა მასშტაბურობით რთული აგებულების კომპლექსების ჩამოყალიბებას, როგორც ამას ადგილი აქვს კონტინენტებზე ეს კიდევ გარკვევას მოითხოვს. აქვე ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ როცა ულტრაფუქე ტუტე ქანების გენეზისზე მსჯელობენ, იმასაც ითვალისწინებენ, რომ ამ კომპლექსში ზოგჯერ კარბონატიტები¹ შედიან, რომლებიც აგებული არიან კარბონატული მინერალებით (უმთავრესად კალციტით, დოლომიტით და სხვ.).

ავტორთა უმეტესობა კი დაბეჭდით ამტკიცებს, რომ ამგვარი ქანები მხოლოდ მეტასომატური გზით ან პოსტეულკანური პროცესების შედეგად შეიძლება წარმოიშვან. თუმცა ამ შემთხვევაშიც არის აზრი გამოთქმული კარბონატების საწყისი მაგმიდან დიფერენციაციის გზით გაჩენაზე. უფრო მეტიც, ზოგი ცალკე, მაგრამ თავისებურ კარბონატული მაგმის არსებობას უშვებს. ასე რომ, ულტრაფუქე ქანების გენეზისის საკითხი რთულ პროცესებს მოიცავს, რომლებიც ჯერ კიდევ საჭიროებენ აპეკიალურ კვლევას.

ულტრაფუქე ტუტე ქანებს მრავალრიცხოვანი და სხვადასხვა სასარგებლო წიაღისეული უკავშირდება. პირველ რიგში ცირკონიუმის, ტანტალის, ნიობის და სხვა იშვიათი ელემენტები. განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ფელდშპატოიდებით მდიდარი ურთიტ-მელტიგიტების ჯგუფი, რომელთაგანაც აპატიტისა და ნეფელინის უდიდესი საბადოებია დაკავშირებული. აპატიტი ძვირფასი ნედლეულია სუ-

¹ კარბონატებზე იხ. გვ. 198.

პერფოსფატის მისაღებად. ნეფელინი კი აქვამად, როგორც Al_2O_3 მდიდარი ალუმოსილიკატი, ალუმინის მისაღებად გამოიყენება.

ტუტე ულტრაფუქე ქანებთან გენეტიკურად კავშირშია მაგნეტიტური მადნე-ბი და კარბონატიტები, რომლებშიც კონცენტრირებულია იშვიათი — გაფანტული ელემენტები.

II. ფ ზ ძ ე ქ ა ნ ე ბ ი

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფი

ზოგადი ცნობები

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები კაჟმიწით გაუჭერებელია და თანაც იმდენად, რომ SiO_2 -ის რაოდენობა მათში 45 — 52%⁰-ზე მეტი არაა. სამაგიეროდ, უხვად არის ამ ქანებში წარმოდგენილი კალციუმის, რკინის და მაგნიუმის ქანგები. ამ თვისებების გამო გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები ფუქე ქანებს მიეკუთვნებიან. ამავე ჯგუფისათვის დამახასიათებელია ფერადი მინერალების ჭარბი (45 — 50%⁰) შემცველობა, რაც ამ ქანების მალალ კუთრ წონას (3.1-მდე) და მუქ ტონებში შეფერილობას აპირობებს. ფერადი, ე. ი. Mg და Fe სიჭარბის გამოა, რომ მათ სხვანაირად მაფიტებსაც უწოდებენ.

მინერალური შედგენილობის მხრივ გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებისათვის ორი მთავარი — აუცილებელი ქანაშენი მინერალია დამახასიათებელი. ერთი მათგანი კალციუმ-ნატრიუმიანი ფელდშპატი (ფუქე პლაგიოკლაზი), მეორე კი — პიროქსენი (უფრო ხშირად დიალაგი). ამ ჯგუფში გვხვდება ისეთი სახესხვაობებიც, რომლებიც აღნიშნულ მინერალებთან ერთად რქატყუარას ან ოლივინს შეიცავენ. ამასთან, გაბრო-ბაზალტის ჯგუფში გერთიანებულია ფუქე ქანების ისეთი სახესხვაობებიც, რომლებიც მოკლებული არიან მუქ სილიკატებს და მხოლოდ კალციუმ-ნატრიუმიანი ფელდშატებისაგან შედგებიან. ასეთ, თითქმის მონომინერალურ, გაბროიდულ ქანებს ანორთოზიტები (პლაგიოკლაზიტები) ეწოდებათ.

მეორე მხრივ, მონომინერალურ ქანებს, მაგრამ აგებულთ მხოლოდ რომელიმე მუქ სილიკატსაგან, წარმოადგენენ პიროქსენიტები და პორნბლენდიტები, რომელთაც ერთად აღებულთ პერკნატებს¹ უწოდებენ. ამეამად რეკომენდებულია, რომ ქანების ეს ჯგუფი განხილულ იქნეს ფუქე ქანებთან ერთად, რადკანაც SiO_2 შემცველობით (42 — 54%⁰) და ტუტეების შედარებით გაზრდილი რაოდენობით (2,5%⁰) ფუქე ქანებთან უფრო ახლოს დგანან, ვიდრე ულტრაფუქე ქანებთან (იხ. ცხ. 14). ამგვარი დამგება შესაძლებელია თუნდაც იმიტომ, რომ თუკი ანორთოზიტებს ფუქე მაგისი დიფერენციატებად მივიჩნევთ, რატომ არ შეიძლება ამავე გზით, თუნდაც გრავიტაციული დიფერენციაციის გზით წარმოშობილიყვნენ ეს ქანებიც, მით უფრო. რომ რივ ადგილებში ანორთოზიტები. პიროქსენიტები და პორბლენდიტები გაბროულ ქანებთან არიან ასოციაციაში.

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ზოგიერთი ქანის ქიმიური შედგენილობა ცალკე ცხრილშია მოცემული. აქ მხოლოდ მივუთითებთ დამახასიათებელი ქანების რაოდენობრივად ცვალებადობას %⁰-ობით. კერძოდ: SiO_2 იცვლება 45 — 52; Al_2O_3 16 — 18; $FeO + Fe_2O_3$ 10,5 — 12; CaO 10,5 — 11,5; MgO 6,5 — 8,5; Na_2O 2,5; K_2O 1,0.

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები დიდ როლს ასრულებენ მიწის ქერქის აგებულებაში. ისინი მაგმურა ქანების 24,5%⁰ შეადგენენ. განსაკუთრებით ფართო

¹ პერკნატი ბერძ. მუქს ნიშნავს.

გავრცელება აქვთ ვულკანურ (ეფუზიურ) ქანებს — ბაზალტებს, დოლერიტებს და ბაზალტურ პორფირიტებს, რომლებიც ბევრად აღემატება ერთად აღებულ ყველა ვულკანურ ქანს.

გაბრიოდული ქანების წოლის ფორმა მრავალნაირია: დამახასიათებელია ლოპოლათური, ლაკოლითური და სილევი. გვხვდება ფაკოლითები და შტოკები. გაბროები მონაწილეობენ უზარმაზარ ე. წ. დაფენებულ ინტრუზივების აგებულებაში (ურალი, ბუშველდის კომპლექსი აფრაკაში და სხვ.).

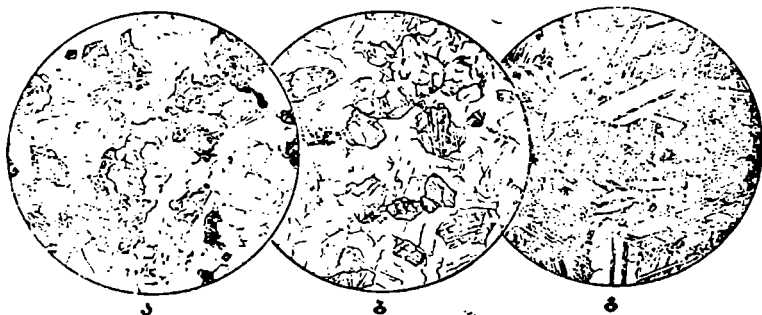
ბაზალტები, დოლერიტები, დიაბაზ-პორფირიტები მძლავრ ნაფენებს ქმნიან როგორც ბაქნებზე, ისე ოროგენულ ზონებში. ბაზალტებს განსაკუთრებით ფართო გავრცელება აქვთ ოკეანეებში და მონაწილეობენ შეუოკეანური ქედებისა და ოკეანეთა ფსკერის აგებულებაში.

ქიმიური შედგენილობის მიხედვით გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებში მკაფიოდ გამოიყოფა ნორმული ანუ კირტუტიანი რიგი და ტუტე რიგი. ბოლო დროს ბაზალტებში თიხამიწით გაჭერებული რიგიც გამოიყო.

ა. ბაზალტ-ბაზალტის უბუფის ძირტუტიანი რიგი

ინტრუზიული ქანები — გაბრო, ტროქტოლიტი, ევკრიტი, ნორიტი, ანორთოზიტი, პიროქსენიტი, შორბლენდიტი

გაბრო ეწოდება მასიურ ან ზოლებრივ, მუქი ფერის სრულკრისტალურ და მასთან თანაბარმარკლოვან ქანს, შემდგარს ფუქე პლაგიოკლაზისა და მონოკლინური პიროქსენისაგან (ნახ. 165). ფუქე პლაგიოკლაზი ლაბრადორის ან უფრო იშვიათად ბიტოვნიტ-ანორთიტის რიგისაა. რაც შეეხება მონოკლინურ პიროქსენს,



ნახ. 165. ა — ნორმული გაბრო. ფუქე პლაგიოკლაზი (ლია) და პიროქსენი (მუქი); ბ — ოლივინანი ნორიტი. რომბული პიროქსენი, ოლივინი (უფრო) და ფუქე პლაგიოკლაზი (ტყეფალდობით); გ — ანორთოზიტი მთლიანად ფუქე პლაგიოკლაზისაგან შედგება (ზაეარციუსის მიხედვით).

იგი აქ დიალაგი ან ავიტია. მაგრამ ისეთი გაბროებიც გვხვდება, რომლებიც მცირეოდენ პიროქსენთან ერთად ჩვეულებრივ ან ურალიტიზებულ რქატუარას შეიცავს; პირველ შემთხვევაში რქატუარიანი გაბრო გვექნება, მეორეში — ურალიტიანი. ზოგიერთ გაბროში პიროქსენი ძლიერ ცოტაა ან სულ არ არის და მის მაგიერ ოლივინა წარმოადგენილი. ასეთი ქანი, შემდგარი ფუქე პლაგიოკლაზისა

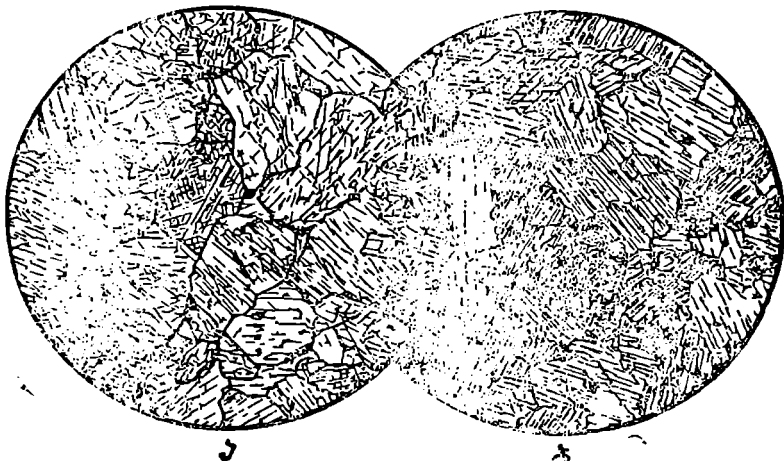
და ოლივინისაგან, ოლივინიან გაბროდ ანუ ტროქოლითად (გერმანულად ფორულენშტაინად¹) იწოდება.

გაბროს ისეთ სახესხვაობას, რომელიც გამდიდრებულია მეტად ფუძე პლაგიოკლაზით (პლ № 80 — 90), ევკარიტი ეწოდება.

გაბროიდულ ქანებში, გარდა ზემოხსენებული მინერალებისა, მეტ-ნაკლები რაოდენობით, ყოველთვის მონაწილეობს მადნეული მინერალებიც — მაგნეტიტი, ილმენიტი, ტიტანომაგნეტიტი და პირიტი. ხშირია აბატიტი, სერპენტინი და ეპიდოტ-ციონიტი.

ნორიტი, ისე როგორც ნორმული გაბრო, სიღრმის თანაბარმარცვლოვან ქანს წარმოადგენს, შემდგარს ფუძე პლაგიოკლაზისა (ლაბრადორ-ბიტონიტისა) და რომელიც პიროქსენის — ენსტატიტისა და ჰიპერსტენისაგან. ამრიგად, განსხვავება ნორმულ გაბროსა და ნორიტს შორის მხოლოდ. ისაა, რომ პირველი მუქი სილიკატის სახით მონოკლინურ პიროქსენს შეიცავს, მეორე — რომბულს.

ნორმული გაბროების მსგავსად ნორიტებშიც შეიძლება მონაწილეობდეს რქატყუარა, ოლივინი და ბიოტიტი. ამ მინერალების სიჭარბის შემთხვევაში შესატყვისად გვექნება რქატყუარიანი ნორიტი, ოლივინიანი ნორიტი და ა. შ. (ნახ. 165ა).



ნახ. 166. ა. პიროქსენიტი (დილაკიტი). მთლიანი მასა დილაკია. ბ. პორნბლენდიტი. მთლიან მასა პორნბლენდისაგან შედგება. არის ერთი მარცვალე პლაგიოკლაზისა.

ზოგჯერ გვხვდება ისეთი გაბროებიც, რომლებიც ერთდროულად შეიცავენ მონოკლინურ და რომბულ პიროქსენს. ასეთ შემთხვევაში ქანს გაბრო-ნორიტი უნდა ეწოდოს.

ანორთოზიტი მსხვილმარცვლოვანი ნაცრისფერი, ზოგჯერ კი სახეებით შავი ფერის ქანია. როგორც ზევით ვთქვეთ, მის შედგენილობაში მონაწილეობს მხოლოდ კალცი-მ-ნატრიუმისანი ფელდსპატები, ლაბრადორის ან ბიტონიტის სახით. რაც შეეხება მქვ მინერალებს, ისინი აქ აქცესორების რაოდენობაში გვხვდებიან ანორთოზიტის ზოგი სახესხვაობა თითქმის შავი ფერისაა, რაც ფელდსპატში ილ-

¹ ასეთი ქანის ძირითად მასაში გასერპენტინებული ოლივინის შავი, მუქი მწვანე ან მოწითალო ლაქები გამოყოფა, რომლებიც ქანს კალმახის კანის შეფერილობის მსგავს ხასიათს აძლევს; სახელწოდება „ფორულენშტაინი“ (კალმახის ქვა) აქედან წარმოდება.

მენიტის ფირფიტოვანი ჩანართებითაა გაპირობებული. კერძოდ, ასეთია ლაბრა-
ლორიტი, რომელსაც სიშავესთან ერთად ლერჯად ან ცისფრად მოელვარე ზედა-
პირი ახასიათებს (ნახ. 165 გ.).

ანორთოზიტები ფართოდაა გავრცელებული ძველ კრისტალურ ფარებში —
სკანდინავიის ქვეყნებში, კანადაში და უკრაინაში (ეიტომირის ოლქში). მათ დიდი
გამოყენება აქვთ როგორც დეკორატიულ ქვებს

პიროქსენიტები მუქი ფერის საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ქანე-
ბია, რომელთაც საკმაოდ მარტივი მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ. ეს ქა-
ნები შედგება არსებითად ერთი ან ორი პიროქსენისაგან, რომელთაც, როგორც
აქცესორები, უერთდებათ ოლივინი ($10\%/o$ -მდე), ბიოტიტი, რქატყუარა და მალ-
ნეული მინერალები — მაგნეტატი, ილენიტი და ზოგჯერ ქრომიტი (ნახ 166ა).

პიროქსენიტებში შეიქვალი პიროქსენის ხასიათის მიხედვით მრავალი სახე-
სხვაობაა გამოყოფილი. ასეთებია: დიოქსიდიტი დიალაგატი, ჰიპერ-
სტენიტი, ბრონზიტიტი, ვებსტერიტი (შემდგარი ჰიპერსტენისა და
დიალაგისაგან) და სხვ. საინტერესო ქანებია შპინელიანი პიროქსენიტები — არიე-
უიტები, რომლებშიც მწვეანე შპინელის რაოდენობა $30\%/o$ -ს აღწევს.

ჰორნბლენდიტებად იწოდება მაგმური წარმოშობის რქატყუარიანი
ქანები, რომელთა მთავარ ქანმანაშენ მინერალს ჩვეულებრივი რქატყუარა წარმოად-
გენს. მეორეხარისხიანი მინერალების რაოდენობაში გამოდის კრისტალიზაციის პირვე-
ლი ფაზის მინერალები — პიროქსენი და ოლივინი. ამათ გარდა ჰორნბლენდიტებში
შეიძლება შეგვხვდეს ქრომიტი, ტრანო-მაგნეტიტი და სულფიდები.

ჰორნბლენდიტების სტრუქტურა ნათლად მივიჩნით რქატყუარის რეაქ-
ციულობაზე — მის წარმოშობაზე ოლივინისა და პიროქსენის ხარჯზე (ნახ. 166 ბ.).

ცხრილი 14

ნორმული რივის ზოგიერთი ფუძე ქანის საშუალო ქიმიური
შედგენილობა (ზეარციკისა და პეტის მიხედვით)

კომპო- ნენტები	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,24	48,78	50,40	41,91	42,90	50,46	49,08	55,75	49,78
TiO ₂	0,7	1,48	0,15	0,97	1,62	1,45	1,76	1,86	0,68
Al ₂ O ₃	17,88	18,04	2,30	6,37	10,55	15,84	15,70	18,39	15,59
Fe ₂ O ₃	3,18	1,16	1,06	4,04	6,02	3,84	5,78	0,87	2,71
FeO	5,95	8,94	1,12	10,85	9,16	7,78	6,37	8,46	9,20
MnO	0,13	0,21	0,05	0,20	0,21	0,20	0,31	0,25	0,16
MgO	7,51	8,07	1,25	12,3	12,48	5,79	6,17	1,80	7,79
CaO	10,99	8,92	12,46	16,03	11,67	8,94	8,95	6,85	11,93
Na ₂ O	2,55	2,56	3,67	0,82	1,69	3,67	3,11	1,07	1,91
K ₂ O	0,89	0,91	0,74	0,49	1,09	0,97	1,52	0,37	5,74
H ₂ O	1,45	0,69	0,75	1,01	1,73	1,89	1,62	3,15	—
P ₂ O ₅	0,28	0,25	0,05	0,12	0,24	0,25	0,15	0,19	0,07

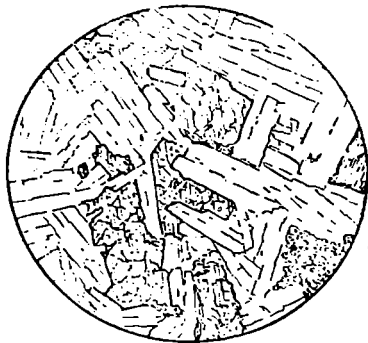
ქ ა ბ გ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 96,90 | 95,58
 1 — ვაბრო; 2 — ნორიტ; 3 — ანორთოზიტი; 4 — პიროქსენიტი (დიალაგატი); 5 — ჰორნბლენდი-
 ტი; 6 — ლაბაზი; 7 — ბაზალტი; 8 — სპილტი; 9 — ტოფიტი.

ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები — ლაბაზი, მიკროვაბრო,
 ვაბრო-პორფირიტი, ვაბრო-პეგმატიტი

თუ ყველა სხვა შემთხვევაში ჰიპაბისური და ძარღვული ფაციესის ქანები
 გენეტიკურად მკვიდრო კავშირში იმყოფება წესატყვისი შედგენილობის აბისური
 (ინტრუზიული) ფაციესის ქანებთან და გამოვლინებულია უშუალოდ ამ უკანასკ-

ნელთა გავრცელების ფარგლებში ან მათთან ახლოს, გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებში აგვარი კაემირი არ შეიმჩნევა; ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები ინტრუზივებიდან დაშორებული, დამოუკიდებელი სხეულების სახით გვხვდება. ამის მაგალითად შეიძლება დავასახელოთ დიაბაზური ქანების ეკირ სხეულები, რომელთა განაოვლინების რაიონში გაბროიდული ქანების დიდი მასივები ცნობილი არ არის.

დიაბაზი სიღებისა და დიკეის სახით გვხვდება. იგი ნორმული გაბროებისათვის დამახასიათებელ მინერალურ შედგენილობას ამჟღავნებს, მაგრამ გაბროებისაგან ე. წ. დიაბაზური ანუ ოფიტური სტრუქტურით გამოირჩევა მეორე მხრივ, სავსებით ასეთივე სტრუქტურა და მინერალური შედგენილობა ახასიათებს ზედაპირულ ანუ ეფუზიურ ფაციესში გამოყვანილებულ დიაბაზებს. ამ შემთხვევაში ფაციესის საკითხს გეოლოგიური პირობები წყვეტს; თუ დავრწმუნდით, რომ დიაბაზი ეფუზიური წარმოშობისაა, მაშინ სახელწოდებაში აუცილებლად უნდა დაეუმატოთ სიტყვა ეფუზიური.



ნახ. 167. დიაბაზი ტიპური ოფიტური სტრუქტურით. პლაგიოკლაზი (ლია), პიროქსენი (მალაი რელიეფით), მაგნეტიტი (შავი).

დიაბაზი პალეოტიპური, სრულკრისტალური, საშუალო და წვრილმარცვლოვანი ქანია, რომელიც აგებულია ფუძე პლაგიოკლაზით — ლაბრადორით, მონოკლინური პიროქსენით — მწვანე ავგიტით ან მოიისფრო ტიტანაკიტი, ზოგჯერ ოლივინით და მღნეული მინერალებით (ნახ. 167). დიაბაზების ისეთი სახესხვაობებიც გვხვდება, რომლებშიც პიროქსენი ურალიტშია გადასული. ზოგჯერ დიაბაზში კვარცი და კალიუმის ფელდსპატი მონაწილეობს მიკროპეგმატიტური შენაზარდების სახით. ასეთ სახესხვაობას კონგალიბაზი ეწოდება. ცნობილია აგრეთვე ე. წ. ალბიტანი დიაბაზები, რომლებშიც ალბიტი, როგორც ჩანს, პირველადი ბუნებისაა.

დიაბაზები ფართოდაა გავრცელებული როგორც ბაქენებზე (ტრაპული ფორმაცია), ისე ნაოქა მხარეებში. დიდი ხანია რაც ცენტრალურ კავკასიონზე დ. ს. ბელმანკინის მიერ აღწერილ იქნა დიაბაზური ფორმაცია, რომელიც დიაბაზების ორ ჯგუფს აერთიანებს — მყავე პლაგიოკლაზიანს, საღი პიროქსენებით (კოლოტანის ტიპი), და ფუძე პლაგიოკლაზიანს, შეცვლილი პიროქსენით (ასის ტიპი).

მიკროგაბრო და გაბრო-პორფირიტი ტიპური ჰიპაბისური ქანებია. ისინი ნორმული გაბროებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან. პირველი მათგანი მუქი ფერის, წვრილი, მაგრამ თანაბარმარცვლოვანი ქანია, მეორე კი პორფირული აგებულებით ხასიათდება. გაბრო-პეგმატიტი მეტად მსხვილმარცვლოვანი ძარღველი ქანია, შემდგარი ლაბრადორის და დიალაგისაგან, რომელშიც ჰიპერსტენი და მანუელი მინერალი აღინიშნება.

დიაბაზები ფართოდაა გავრცელებული როგორც ბაქენებზე (ტრაპული ფორმაცია), ისე ნაოქა მხარეებში. დიდი ხანია რაც ცენტრალურ კავკასიონზე დ. ს. ბელმანკინის მიერ აღწერილ იქნა დიაბაზური ფორმაცია, რომელიც დიაბაზების ორ ჯგუფს აერთიანებს — მყავე პლაგიოკლაზიანს, საღი პიროქსენებით (კოლოტანის ტიპი), და ფუძე პლაგიოკლაზიანს, შეცვლილი პიროქსენით (ასის ტიპი).

ეფუზიური — ვულკანური ქანები — ბაზალტები, დოლერიტი, ეფუზიური დიაბაზი, სპილიტი და სხვ.

გაბროული მაგმის ეფუზიური (ვულკანური) ქანებს შორის ყველაზე ფართო გავრცელება ბაზალტებს აქვთ. ამათომ საჭიროა მათზე რამდენადმე ვრცლად შევიჩერდეთ.

ბაზალტი ეწოდება შავი ფერის, მკვიდრო და მძიმე კაინოტიურო ქანს, რომელსაც თავდაპირველი სისხლე აქვს წერჩენილი. სტრუქტურის მხედვით ბაზალტები შეიძლება იყოს მინერბრივი, წვრილმარცვლოვანი და პორფირული. მინერბრივი ბაზალტებს, თუ მინა წყალს არ შეიცავს. ტაქილითს უწოდებენ, ხოლო როცა მინა წყლიანია — პალაგონიტს.

მინა უფრო ხშირად კრისტალთა შორის არეებს ავსებს. ასეთ შემთხვევაში იგი შეიძლება ბევრით იყოს და, პირიქით. არის უფერო და შეფერილიც: უქანასკნელში მიკროსკოპით დაინახება ტიტანომაგნეტიტის უწვრილესი ქერცლები — მტვერი, რომელსაც ზოგჯერ დენდრიტული ფორმა აქვს მიღებული. მინაში იშვიათად პიროქსენის უწვრილესი მარცვლებია. ზოგი ბაზალტური ლავისათვის სწრაფი გაცელებით გაჩენილ ქერქში ე. წ. ვარიოლითური (სფეროლითის მ.გავლი) სტრუქტურაა დამახასიათებელი, რომელიც უმეტესად პლაგიოკლასის უწვრილეს — თმისებრი მასების რადიალურად განწყობით არის წარმოქმნილი.

წვრილმარცვლოვან და პორფირული აგებულების ბაზალტებს მსგავსი მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ. მათი მთავარი შემადგენელი მინერალებია: ფუძე პლაგიოკლასი — ლაბრადორ-ბიტონიტი და პიროქსენი. ამათ გვერდით ყოველთვის არის მდნეული მინერალი და ზოგჯერ იშვიათი, რომ ქანმანქანადაც კი შეიძლება ჩ. ითვალოს. გარდა ამისა, ბაზალტში ყოველთვის არა, მაგრამ მეტ შემთხვევაში ოლივინიც გვხვდება. უქანასკნელის შესაძენევი რაოდენობით გამოჩენა იმით არის გაპირობებული, რომ ბაზალტური მავმა SiO_2 -ით გაუჯერებლობას განიცდის, მაგრამ თუკი ეს ასე არაა და SiO_2 შეღარებით ჭარბადაა, მაშინ ოლივინისათვის საჭირო Mg და Fe პიროქსენის წარმოშობას ხმარდება.

პლაგიოკლასი ბაზალტებში ორი გენერაციისაა — ფენოკრისტები, როგორც ადრე გამოყოფილი უფრო ფუძე ხასიათისაა და ზონურ აგებულებასაც ამჟღავნებს, და გვიან გენერაციის პლაგიოკლასი, რომელიც ძირითადი მასის შედგენილობაში შედის, უფრო მკაფე ხასიათს ატარებს.

ბაზალტების უმეტესობაში ორი პიროქსენი მონაწილეობს. ერთი ამბათვანი ჩვეულებრივი ავგეტიტით არის წარმოდგენილი, მეორე კი — პიქონიტით ან რონბული პიროქსენით. ისე როგორც პლაგიოკლასი, პიროქსენიც ორი გენერაციისაა: ადრეული — მსხვილკრისტალური. ზოგჯერ ზონური (ქვიშის საათის სტრუქტურით) და დაგვიანებითი — მიკროლითური — ძირითად მასაში. პიქონიტი და რომბული პიროქსენი მხოლოდ ზოგიერთ ბაზალტურ ქანებში გვხვდებიან. ამასთან გათვალისწინებულ უნდა იქნეს, რომ ოლივინის სიჭარბის შემთხვევაში პიროქსენის კალციუმიანი სახესხვაობის — ავგეტიტის არსებობას უნდა მოველოდეთ და არა პიქონიტის ან რომბული პიროქსენისა, რადგანაც უქანასკნელთა გამოკრისტალებისათვის საჭირო მავნიუმი ოლივინს აქვს ათვისებული. ამრიგად, ნათელი უნდა იყოს, რომ უოლივინო ბაზალტებში პიქონიტს უფრო მეტად მავნიუმიანი.

ოლივინიანი ბაზალტების ზოგიერთ სახესხვაობაში მხოლოდ მონოკლინური პიროქსენი მონაწილეობს. თანაც ზოგჯერ ტიტანის შემცველია.

ბაზალტებში იშვიათად, მაგრამ მაინც გვხვდება რქატყუარა და, მკირე რაოდენობით, ბიოტიტი. მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან მონაწილეობს ტიტანიტი, რკინის მინერალები; აქცესორებიდან — აპტიტი; მყორადი მინერალებიდან დამახასიათებელია სერპენტინი, დენდსიტი, ქლორიტი, ლიმონიტი, კალციტი, ეპიდოტი. ორი ეს უქანასკნელი პლაგიოკლასის მცდელს შედგედ არის გაჩენილი. ბაზალტის პორფირან სახესხვაობებში პორები ამოკებული აქვს აგატს, ქალცედონს, კალციტს, ქლორიტსა და ცეოლითებს.

ბაზალტების კლასიფიკაცია. ბაზალტების, როგორც ფართოდ გავრცელებული ვულკანური ქანების კლასიფიკაცია მარტივი არაა. როგორც ჩანს, საქმარისი არ იქნება, რომ ამ ქანების კლასიფიკაცია მხოლოდ ქიმიური შედგენილობის მიხედვით გვეწარმოებინა. ამ ტომ ქიმიურთან ერთად შეტად მარტივი და მოხერხებული ჩანს მათი მინერალური შედგენილობის მიხედვით დანაწილება. კერძოდ ამ შემთხვევაში ყურადღება ექცევა ოლივინის არსებობას ან არარსებობას ქანში. ე. ი. არის თუ არა ოლივინი და თანაც რა რაოდენობითა იგი. უკანასკნელის გამოკრისტალდება კი იმაზე დამოკიდებული თუ მაგმა, მასში შემავალ რკინისა და მაგნიუმის რაოდენობასთან შედარებით, რამდენადაა გაჭერებული¹ კაემიწით (SiO_2). ამას ყურადღება იმიტომ ექცევა, რომ კაემიწით გაჭერებულ ბაზალტებში ოლივინი თეორიულად არ უნდა გამოკრისტალდეს. რადგანაც გაჭერებულ ქანებში არსებული SiO_2 სრულიად საქმარისი იქნება იმისათვის, რომ რეაქციაში შევიდეს მაგნიუმთან და რკინასთან და ოლივინის მაგივრად რომბული პიროქსენი გაჩნდეს. მაგრამ შესაძლოა მოხდეს ისიც, რომ ამგვარი რეაქცია ყოველთვის ბოლომდე ვერ მივიდეს და იმიტომ ქანში ოლივინი ცოტა რაოდენობით მაინც გამოიყოს. ასეთ შემთხვევაში ჰარბი SiO_2 ზგმურ მდნარში შემოინახება მინის სახით. ქიმიური შედგენილობით ეს უკანასკნელი შეეგება (SiO_2 70%) და ამ ნიშნით გრანიტს შეესაბამება. დამახასიათებელია, რომ ასეთი მინიდან კრისტალთშორის არეგებში კალიუმის ფელდშპატის და კვარცის გრაფიკული შენაზარდები წარმოიქმნება, რაც ქანის ძირითად მასას თავისებურ იერს აძლევს.

აი ამგვარი მინის შემცველი ბაზალტები, რომლებშიც ოლივინი არ შედის (ანდა ძლიერ ცოტაა), ხოლო პიროქსენი მაგნიუმით და რკინით მდიდარ სახესხვაობით — პიონიტი ან რომბული პიროქსენითაა წარმოდგენილი, 1840 წელს შტენდერგის მიერ ტოლეიტის სახელწოდებით იქნა აღწერილი. მართალია, შემდეგში ტერმინ ტოლეიტის შინაარსი არაერთხელ შეიცვალა და იქამდეც კი, რომ ზოგმა მისი გაურკვევლობის გამო საერთოდ ხმარებიდან ამოღება მოითხოვა (კან — 1973). მაგრამ დღეს ეს ტერმინი მაინც ხმარებაშია იმ გაგებით, რომ ტოლეიტებად უნდა იქნეს მიჩნეული ბაზალტური სერიის ყველა ქანი — დწყებულ კაემიწით გამდიდრებული და ოლივინიანი სახესხვაობით დამთავრებული, მაგრამ ამ სერიის ქანებისათვის, როგორც უკვე ვთქვით, სავალდებულოა, რომ მათში საქმარ რაოდენობით მონაწილეობდეს კალციუმით გაღარიბებული, ე. ი. მაგნიუმიანი მონოკლინური პიროქსენი პიონიტი ან კიდევ ჰიპერტენი. ე. ი. ის მინერალები, რომლებიც ოლივინთან რეაქციულ დამოკიდებულებაში არიან. ამრიგად, საჭირო ხდება ერთმანეთისაგან განვასხვავოთ ისეთი ბაზალტური ქანები, რომლებშიც ოლივინი ძლიერ მცირეა ან საერთოდ არ არის და ისეთები, რომლებშიც ოლივინი ქანმაშენის როლს ასრულებს. ამასთან ისიც გასათვალისწინებელია, ნიკუტუნება თუ არა ოლივინიანი ბაზალტი ტოლეიტს თუ ტუტე რიგს. როგორც ვთქვით, ეს პიროქსენის ხასიათით გადაწყდება. პირველ შემთხვევაში ქანს უნდა ეწოდოს ოლივინიანი ტოლეიტი, მეორეში კი — ტუტე ოლივინიანი ბაზალტი.

ტუტე ოლივინიანი ბაზალტი ოლივინის შემცველ სხვა ქანებთან შედარებით კაემიწით გაუჭერებელია და ნატრიუმის მეტი შემცველობით ხასიათდება. ნაგულისხმევაა, რომ ნატრიუმი საქმარისი უნდა იყოს ნორმატული ნეფელინის მისაღებად. საყურადღებო ჩისცაა, რომ ასეთ ბაზალტებში მონოკლინური პიროქსენი ტიტანის, ნატრიუმის და ალუმინის შესამჩნევი რაოდენობის შემცველია. ამასთან

¹ ბაზალტები როგორც ფუძე ქანები საერთოდ SiO_2 -ით გაუჭერებელია, მაგრამ ამ შემთხვევაში „გაჭერებულობა“ შეფარდებით რაოდენობას გულისხმობს.

ასეთ ბაზალტებში ნეფელინისა და ენსტატიტის შეუთავსებლობის გამო უკალციუმო პიროქსენი ჩვეულებრივ არ გამოიყოფა და, როგორც წესი, მათში ოლივინთან ერთად მთავარი ქანმამშენი მინერალი — კალციუმიანი პიროქსენია. ასე რომ, ტუტე ბაზალტებისათვის დამახასიათებელია ოლივინისა და კალციუმიანი პიროქსენის შემცველობა.

ამ თავისებურებათა გარდა ვ. კენედიმ ბაზალტური ქანების განაწილების ხასიათიც გაითვალისწინა და ამის საფუძველზე მან ბაზალტური მაგმის ორი ტიპის არსებობა დაუშვა. კერძოდ, ოლივინიან ბაზალტურის (ოქეანური ბაზალტების ანალოგი) და ტოლიტური (კონტინენტური ბაზალტების ანალოგი).

ტ ბ რ ი ლ ი 15

ოლივინიანი ბაზალტური და ტოლიტური მაგმის ქიმიური შედგენილობა

მაგმა	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
ოლივინიანი ბაზალტური	45,0	15,0	13,0	8,0	9,0	2,5	0,5
ტოლიტური	50,0	13,0	13,0	5,0	10,0	2,8	1,2

პირველი ამოთვანი ვ. კენედის მიხედვით ოქეანური ქერქის შემადგენელია, კარბად არის წარმოდგენილი აგრეთვე ოქეანურ კუნძულებზე და ნაოჭა სარტყელების განაპირა მხარეებში. მეორე, ე. ი. ტოლიტური უმთავრესად გავრცელებულია კონტინენტურ ბაქნებზე (ზოგი მათ პლატობაზალტებსაც უწოდებს) და დოლერიტებთან ერთად უზარმაზარ ფართობებს იკავებენ ციმბირის, ინდოეთის, სამხრეთ აფრიკისა და ამერიკის ტერიტორიაზე, სადაც მათ ტრაპული ფორმაციის სახელით იცნობენ. ახალი მონაცემებით ტოლიტები ოქეანეთა ღრმა ნაწილებშიცაა გავრცელებული.

მიუხედავად ამგვარი განსხვავებისა, ბაზალტების ორივე ამ ტიპის წარმოშობა ერთიანი მაგმური აუზიდან (უფრო სწორად მანტიიდან) არის ნავარაუდები. ამასთან ზოგი კონტინენტურა ტიპის ოლივინით გლარიზებას და მასში კვარცის გამოჩენას ბაზალტური მაგმის მიერ კაქმიწით მდიდარი ფენების კონტამინაციით ხსნის. კაქმიწით გაჯერებული ქანები კი თვით კონტინენტებში გვაქვს, ძირითადად გრანიტოიდების სახით.

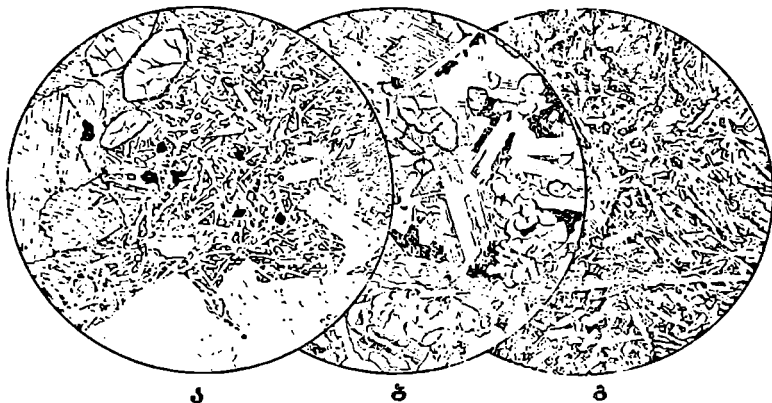
ზემოთქმულის გათვალისწინებით, ე. ი. ბაზალტების მინერალური შედგენილობის და სტრუქტურის მიხედვით გამოყოფილია და ამჟამად ლიტერატურაში ხშირადაც ხმარებაშია ბაზალტების შემდეგი სახესხვაობანი: პიკრიტბაზალტები, ანკარამიტები პორფირული ბაზალტი ანუ პლაგიოპორფირული ბაზალტები, დოლერიტები, ფეუზიური დიბაზები და სპალიტები.

პ ი კ რ ი ტ - ბ ა ზ ა ლ ტ ი აღრე უფრო ხშირად ოქეანიტადაც იწოდებოდა. ეს არის მუქი ფერის, სხვანაირად — მელანობაზალტი, მდიდარი ოლივინის მარცვლებით (50%/მდე), რომელიც ტოლიტური ბაზალტების რიგს მიეკუთვნება და გავრცელებულია არა მარტო ოქეანებში, როგორც ამას აღრე ვარაუდობდნენ, არამედ კონტინენტებშიც (მაგალითად, დეკანის პლატობაზალტები ინდოეთში).

ანკარამიტ ი ც მელანობაზალტს წარმოადგენს, რომელიც პიკრიტბაზალტისაგან განსხვავებით გამდიდრებულია (50%/მდე) მონოკლინური პიროქსენით (ტიტანავგიტით) და მიეკუთვნება ტუტე ოლივინიან ბაზალტების ჯგუფს.

პ ლ ა გ ი ო პ ო რ ფ ი რ უ ლ ი ბაზალტები ჩვეულებრივი ბაზალტებისაგან მძიმე გამოიჩნევიან, რომ გამდიდრებული არიან პლაგიოკლასის ჩანართებით, თუმცა იაპო-

ნიი კუნძულზე, ანდუზიტებთან ასოციაციაში, პლაგიოპორფირული ბაზალტების შესატყვისი აფირული ბაზალტებიც გვხვდება; ვულკანოლოგმა პ. კუნომ ასეთი ბაზალტები, როგორც უკვე ზეგით ვთქვით, ტოლვიტურ და ტუტე ოლიგინიან ბაზალტებიდან ცალკე გამოჰყო და მალალ თიხამიწიანი ბაზალტები უწოდა. პ. კუნომ იმასაც ვარაუდობდა, რომ ამგვარი ბაზალტების მომცემი მაგმა დამოუკიდებელი უნდა ყოფილიყო. მაგრამ ეს შეხედულება ყველას მიერ როდი იქნა გაზიარებული, რადგანაც ასეთი ბაზალტები ნებისმიერი ბაზალტური მაგმიდან შეიძლება იქნენ



ნახ- 168. ა — ოლიგინიანი ბაზალტი. ფენოქრისტები — ფუქე პლაგიოკლასი (მარჯვნივ). პიროქსენი (მარცხნივ), ოლიგინი (მარცხნივ ზევით). ძირითადი მასა წერილიკრისტალურია; ბ — ლორიტი. პიროქსენებში პრიზმული პლაგიოკლასია გამოყოფილი; გ — სპილიტი, ძირითადად შემდგარი ალბიტისა (ლია) და პიროქსენისაგან (მუქი).

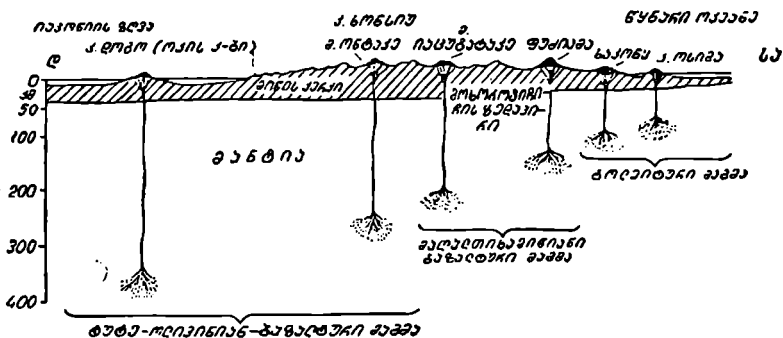
წარმოებულო. ასე რომ, ცალკე მაგმა არა, მაგრამ თიხამიწით გამდიდრებული ბაზალტური ქანები რომ ცალკე არსებობენ, ეს ფაქტია და მისი უარყოფა არ შეიძლება. არის საფუძველი ვფიქროთ ისიც, რომ მალალთიხამიწიანი ბაზალტები პეტროქიმიური შედგენილობით გარდამავალ ადგილს იკავებენ ტოლვიტურ და ტუტე ოლიგინიან ბაზალტებს შორის. საყურადღებოა, რომ ამ ქანების გარდამავალი ხასიათი მათ სივრცობრივ განლაგებაშიც შეიმჩნევა. ასეა მაგალითად, იაპონიაში, სადაც ისინი დეტალურად შეისწავლეს. პ. კუნომ აჩვენა, რომ ისინი ვიწრო ზოლის სახით გამოიყოფიან, ერთი მხრივ, ტოლვიტების გაცრელების საზღვრის იმ მხარეს, რომელიც ოკეანურ ღრმულებს ესაზღვრება, და მეორე მხრივ, კონტინენტების მოსაზღვრე კუნძულთა რკალებს შორის, სადაც გაბატონებული არიან ტუტე ოლიგინიანი ბაზალტები.

თიხამიწიანი და სხვა ბაზალტური მაგმების სივრცობრივი განლაგება და მათი სიღრმული მდებარეობა 169-ე ნახ.-ზეა ნაჩვენები.

და ბოლოს, ისიც უნდა ითქვას, რომ თიხამიწით გაჯერებული ქანების ცალკე რიგად თუ ჯგუფად გამოყოფის საკითხი ახალი არაა. ჯერ კიდევ ადრე ოლიგოკლას-კორუნდიანი ძარღველი ქანების ე. წ. პლუმბიტების მაგალითზე გამოიყო თიხამიწით გაჯერებული ანუ პლუმბიტური ქანების რიგი (ა. ზავარიცკი და შტეინბერგი), მაგრამ პ. კუნოს შემოშობანილი მონაცემები სპეციალურად ბაზალტებს შეეხება და არა სხვა ჯგუფის ქანებს.

ბაზალტური ქანებს შორის ისეთი სახესხვაობებიც გვხვდება, რომელთაც ოფიტური ანუ დიაბაზური სტრუქტურა ახასიათებთ. ასეთი სტრუქტურის მქონე, მსხვილკრისტალურ, შავი ან რუხი ფერის საღ ქანს, რომელსაც კაინოტიური იერს აქვს, დოლორაიტი ჰქვია (ნახ. 168); ხოლო ასეთივე სტრუქტურის, მაგრამ რამდენადმე შეცვლილი, მომწვანო ფერის პალეოტიბური იერის ქანი, ეფუზიური დიაბაზი იქნება.

ბაზალტური ქანების განსაკუთრებული ტიპია სპილიტები, რომლებიც SiO_2 -ის შემცველობით ფუძე ქანების რიგში ექცევა. ეს მაშინ, როცა მასში შემავალი პლაგიოკლაზი მჟავა და ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგს მიეკუთვნება. ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია რკინა-მაგნეზიური სილიკატების სიუხვე. კერძოდ, რკინით მდიდარი ქლორიტისა. არის შედარებით ცოტა ავეტიცი.



ნახ. 169. სქემატური ჰრილი გამავალი იპოვების ცენტრულ ნაწილზე, რომელიც გვიჩვენებს სხვადასხვა ბაზალტური მარმების ჩამოყალიბების სიღრმულ მდებარეობას და მაგმურ კამერებს (ა. კუნოს მიხედვით).

ქლორიტი მეტწილად კრისტალთაშორის არეებს ავსებს კალციტთან და ვულკანურ მინასთან ერთად. პლაგიოკლაზი წვრილი ჩანართების სახითაა. მისი მსხვილი გამოწყობები იშვიათია. მადნეული მინერალი ჩვეულებრივ ილმენიტია, რომელიც ხშირად ლეიკოქსენით არის მეცვლილი. სპილიტებისათვის დამახასიათებელია მრავალრიცხოვანი სიციარელები და მინდალინები — ამოვსებული კალციტით, ქლორიტით, ზოგჯერ ეპიდოტით, ოპალით და ქალცედონით. სპილიტები გეოსინკლინურ ნალექებში ხშირად არიან ასოციაციაში კაიან ფიქლებთან, სხვა დანალექ ქანებთან და საშუალო და მჟავე ვულკანიტებთან. ქანების ეს კომპლექსი გეოსინკლინის განვითარების საწყის სტადიაში — მის დაძირვას უკავშირდება, ასე რომ, სპილიტები წყალქვეშა ვულკანიზმის პროდუქტებია და ამიტომაც მათთვის დამახასიათებელია ე. წ. ბალიშისებრი განწყვერება. „ბალიშებს“ თუ სფეროებს შორის სივრცეები სილიციტებით და ქლორიტ-კარბონატული მასებითაა ამოვსებული.

სხვადასხვა აზრია გამოთქმული სპილიტების, კერძოდ კი მათში შემავალი ალბიტის წარმოშობაზე. ზოგს ზიანია, რომ ალბიტის წარმოშობა პირველადი მოვლენაა და მისი გამოკრისტალება მაგმურ აუზშივე უნდა მომხდარიყო — მაგმის კრისტალიზაციის პროცესში. თუმცა ალბიტისა და ავეტიტის ერთად გამოკრისტალება ძნელი წარმოსადგენია. სხვების აზრით, ალბიტის წარმოშობა პოსტმაგმურ ნატრიუმისა და ხსნარების მოქმედებას უნდა მიეწეროს და მართლაც პოსტმაგ-

შური პროცესების როლი რომ დიდია, ეს თუნდაც იქიდან ჩანს, რომ სპილბტურ ლავევში არსებული სიციხეები, როგორც უკვე ვთქვით, მინერალთა მდიდარი ასოციაციის არის ამოცხელი. არის გამოთქმული მოსაზრება იმის შესახებ, რომ ალბიტი და სავარაუდო ქანის შეცვლა რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგი უნდა იყოს. და ზოგის, ზოგი პეტროლოგის აზრით, დიდი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს ალბიტის წარმოშობაში ზღვის გარეშის — წყლისა და გეოსინკლინის ფსკერის ნალექების ერთობლიობას, როგორც ნატრიუმის წყაროს, რომელსაც შეეძლო ხელი შეეწყოს ამ თავისებური ქანების ფორმირებისათვის. როგორც ვხედავთ, ყველა აქ გამოთქმული აზრი მნიშვნელოვანია, მაგრამ საკითხი მაინც ჯერ კიდევ სად ვიდრე რჩება.

ბაზალტური მაგმის წარმოშობის საკითხი. ბაზალტური მაგმის წარმოშობის შესახებ ზოგი რამ წინა თაემიც გვქონდა აღნიშნული, სადაც ნათქვამია, რომ ამგვარი მაგმა ზედა მანტიის ნივთიერების ნაწილობრივ გამოდნობით არის წარმოქმნილი. ესაა, ბაზალტური მაგმის შედგენილობა დამოკიდებული იქნება იმაზე, თუ როგორია თვით მანტიის შედგენილობა და იმაზედაც, თუ რა სიღრმეზე მიმდინარეობს გამოდნობის პროცესი, რადგანაც იგულისხმება, რომ მანტიის ნივთიერი შედგენილობა და თუნდაც წყლის შემცველობა სიღრმის ზრდის შეატყვისად ცვლდება.

მანტიის ნივთიერი შედგენილობის საკითხის გარკვევა საკმაოდ რთულია. მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ ექსპერიმენტულ მონაცემებს, ჩატარებულს მალაი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში და აგრეთვე ქსენოლითებზე დაკვირვებებს, უფლება გვაქვს ვთქვათ, რომ ზედა მანტია ავტუთული უნდა იყოს ოლივინ-პიროქსენიანი ქანებით — პერიდოტიტებით და ზოგან (კონტინენტების ქვეშ) ეკლოგიტებით.

დ. იოდერი და კ. ტილი, რომელთაც ვრცელი გამოკვლევა აქვთ ბაზალტების გენეზისის შესახებ ჩატარებული, თვლიან, რომ მაგმური მდნარი, რომელიც ზედაპირზე ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებს წარმოქმნის, უფრო დიდ სიღრმეზე ფორმირდება, ვიდრე ის მდნარი, რომელსაც გარეების შედეგად ტოლიტიტებს გვაძლევს.

ჰ. კუნომ, როგორც ზევით აღინიშნა, ერთმანეთისაგან განსხვავებული ბაზალტების წარმოშობა მათი მაგმური კერების სხვადასხვა სიღრმეზე მდებარეობით ახსნა.

მართალია, დღეს ბაზალტების წარმოშობის შესახებ მდიდარი მასალა არსებობს, არის სხვა შეხედულებანიც, მაგრამ მიუხედავად ამისა, ზოგი საკითხი ჯერ კიდევ ბოლომდე არაა გადაწყვეტილი.

პრაქტიკული თვალსაზრისით გაბრიოდული ქანები მეტად საინტერესოა. გარდა იმისა, რომ ისინი წარმოადგენენ ძვირფას სამწებლო მასალას, ამ ქანებთანაა გენეტიკურად დაკავშირებული რკინის (მაგნეტიტის, ტიტანო-მაგნეტიტის და ილმენიტის) მადნების მრავალრიცხოვანი საბადოები და აგრეთვე სულფიდური მადნები.

ბ. ტუტე მბაზალიტების და ბაზალტოიდების ჯგუფი

(ფელდშპატ-ფელდშპატოიდებიანი ქანები)

ზომადი ცნობები

ამ ჯგუფში შემავალი ქანები კაემიწის შემცველობის მიხედვით ნორმალური რიგის გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებს შეესატყვისებიან, მაგრამ უკანასკნელისაგან ტუტეების მდალი შემცველობით გამოირჩევიან. ეს გარემოება კი გარკვეულ ანარეკლს პოულობს ღია სილიკატების შედგენილობაში, რომლებიც აქ უმთავრე-

სად ტუტე ალუმოსილიკატებით — სახელობრ, ტუტე ფელდშპატებით და ფელდშპატოიდებითა წარმოდგენილი, დამახასიათებლად ითვლება აგრეთვე მუქი მინერალების გაზრდილი რაოდენობა, რომელთა შორის ტუტე სახესხვაობებიც გვხვდება.

ტუტე გაბროიდების ქიმიური შედგენილობა ($\%$ -ობით) ძირითადი უანგულულების მიხედვით ასეთია: SiO_2 44 — 53; Al_2O_3 13 — 18; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4 — 18; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 8 — 10; CaO 9 — 10; MgO 5 — 8. ზოგი დამახასიათებელი ქანის ქიმიური შედგენილობა მე-16 ცხრილშია ნაჩვენები.

წოლის ფორმის მიხედვით ინტრუზივებში გაერთიანებულ ქანებს მცირე ზომის მასივები ახასიათებთ, უფრო ხშირად შრეძარღვეული ფორმა.

ტუტე გაბროიდებს შორის ინტრუზიული და ჰიპაბისური ქანების გამოყოფა რამდენადმე პირობითია, რადგან დიუ მასივებს ეს ქანები თითქმის არ ქმნის და არც მარცვლის სიძსხოსა და სტრუქტურას შორის არის მნიშვნელოვანი განსხვავება.

მიუხედავად ამისა, ინტრუზიული იერის ტუტე გაბროიდებს შორის მინც არის გამოყოფილი შემდეგი ქანები: ესექსიტები, შონკინიტები, ტერალითები, ტეშენიტები და სხვ.

ინტრუზიული ქანები — ესექსიტები, შონკინიტები, ტერალითები, ტეშენიტები და სხვ.

ესექსიტი რუხი ფერის, თანაბარმარცვლოვანი, ან სუსტად პორფირული ქანია. ღია სილიკატებიდან მთავარი ქანმაშენი მინერალია ფუქე ან საშუალო სიმუხვის პლაგიოკლაზი, მცირე რაოდენობით კალიუმის ფელდშპატი და რომელიმე ფელდშპატიოიდი — ნეფელინი ან ანალციმი. მუქი სილიკატებიდან ტიტანავგიტი



ნახ. 170. ა — ესექსიტი. ფუქე პლაგიოკლაზი (ღია, ტეჩვადობით), ავგიტი (მალალი რელიეფით), ბიოტიტი (მუქი ფორფიტები), მანნეული (შავი); ბ — შონკინიტი, იგივე რაც ესექსიტში, მაგრამ პლაგიოკლაზის გამოკლებით; გ — ტერალითი. შემადგენელი მინერალები — პლაგიოკლაზი, ნეფელინი, კალიშპატი, ავგიტი.

ან მომწვანო კლინოპიროქსენი, რკინით მღაღარი ბიოტიტი და ბარკევიკიტული რქატყუარა მონაწილეობს. იშვიათად ოლივინიც აღინიშნება. აქცესორები აპატიტი, ილმენიტი და ტიტანიტი (ნახ. 170).

ესექსიტის მოდალური მინერალური შედგენილობა ასე არის განსაზღვრული (მოც. $\%$ -ობით): პლაგიოკლაზი (Al 40 — 50) — 30 — 40; კალიუმის ფელდშპა-

ტი — 20 — 30; მონოკლინური პიროქსენი — 20 — 50; ნეფელინი — 0 — 20; ოლივინი — 0 — 6. თუკი ქანში ამფიბოლი (ბარკვეიტი) და ოლივინი მონაწილეობს, მაშინ შესატყვისად ლაპარაკობენ ამფიბოლიან და ოლივინიან სახესხვაობებზე.

შონკინიტი ფერადი მინერალებით მდიდარი ქანია და ამიტომ უფრო მუქი ფერისაა, ვიდრე ესექსიტი. შონკინიტის მთავარი შემადგენელი მინერალებია: ტუტე ალუმოსილიკატებიდან — კალიუმის ან კალიუმ-ნატრიუმის ფელდშპატი და ზოგჯერ მცირეოდენი ნეფელინი; მუქი მინერალებიდან — დიოპსიდი ან ავგიტი; ზოგჯერ არცთუ ბევრი ოლივინი და ბიოტიტი. ტიპური შონკინიტის მინერალური შემადგენლობა ასეთია: ავგიტი — 46%, ტუტე ფელდშპატი — 20%, ოლივინი — 10%, ბიოტიტი — 8%, მადნეული მინერალი და აპატიტი — 10%, ნეფელინი — 5% (ნახ. 170).

შონკინიტისათვის დამახასიათებელი ისიცაა, რომ მასში პლაგიოკლაზი არ შედის. ახალი მონაცემებით შონკინიტის მოდალური მინერალური შემადგენლობა (მოც. %-ობით) შემდეგია: მონოკლინური პიროქსენი — 30 — 70; ოლივინი — 0 — 20; კალიუმის ფელდშპატი — 10 — 40; ლიციტი — 5 — 30; ნეფელინი — 0 — 10. სახესხვაობიდან ზოგჯერ ფლოგოპიტთან შონკინიტს გამოჰყოფენ.

ტერალთი გარეგნულად შონკინიტისაგან თითქმის არ განსხვავდება. შედგება ფუქე პლაგიოკლაზის, ნეფელინისა და ტიტანავგიტისაგან, ზოგჯერ მასში ტუტე მინდურის შპატიც არის. ამ შთაფარი კომპონენტების გარდა თითქმის ყოველთვის გვხვდება მოწითალო-მურა ბიოტიტი, ოლივინი, ტიტანომაგნეტიტი და აპატიტი. ნეფელინის რაოდენობა გაზრდილია და 10 — 15% შეადგენს (ნახ. 170).

ტერალთის მოდალური მინერალური შემადგენლობაა (მოც. %-ობით): პლაგიოკლაზი (№ 50 — 90) — 20 — 40; ნეფელინი — 10 — 30; მონოკლინური პიროქსენი — 10 — 60 და ოლივინი. სახესხვაობებია: ავგიტიანი, ტიტანავგიტიანი, კერსუტიტიანი¹, ბარკვეიტიანი, ორთოკლაზიანი.

ტეშენიტს უფრო ხშირად შრეპარლევული (სილური) წოლის ცორომა ახასიათებს. გარეგნულად ეს არის ღია ან მუქი რუხი ფერის, თეთრი მინერალებით (ცეოლითებით) ჩაწინწყლული ქანი, დიაბაზური ან დიაბაზ-პორფირული სტრუქტურით. ტერალთისაგან არსებითად იმით განსხვავდება, რომ ნეფელინის შავიერ შეიცავს ანალციმს. ტიპური ტეშენიტის შემადგენლობა ასეთია: ტიტანავგიტი და ბარკვეიტი — 40 — 45%, ფუქე პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი) — 25 — 35%, ანალციმი — 15%, დანარჩენი — მადნეული და სხვა აქცესორები (ნახ. 171).

ტეშენიტებს ფართო გავრცელება აქვთ საქართველოში — ოკრიბაში, რაჭაში, მესხეთსა და კახეთში.

ოკრიბის (კურსების) ტეშენიტის აგებულებაში მონაწილეობს ფუქე პლაგიოკლაზი — ლაბრადორი, ანორთოკლაზი, ტიტანავგიტი, ბარკვეიტი, ბიოტიტი, ოლივინი (ზოგჯერ), ანალციმი, ნატროლითი, ტომსონიტი, ქლორიტი, აპატიტი და მადნეული მინერალი.

მიკაბისური და ძარღველი ქანები — კრინანიტები, კამპტონიტები, მონჩიკიტები და აღნიოიტები

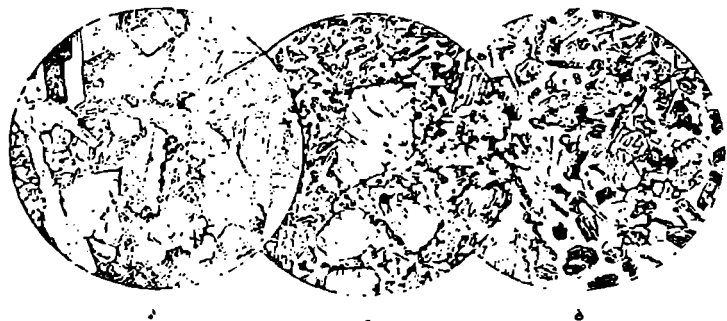
კრინანიტი ჩვეულებრივ მუქი ფერის, დიაბაზური სტრუქტურის ქანია, შემდგარი ფუქე პლაგიოკლაზის (ლაბრადორის), ავგიტისა და ოლივინისაგან; ცოტა

¹ კერსუტიტი TiO_2 -ით მდიდარი ამფიბოლია.

კალიუმის ფელსპატი და ანალციმი. ტეშენიტისგან განსხვავებით იგი ბარკევიკიტს არ შეიცავს.

საქართველოში კრინანიტები ქუთაისის რაიონში (სორმონი, კოლები) არის ცნობილი.

კამპტონიტი ტიპური ძარღვის ქანია, სრულკრისტალური პორფირული სტრუქტურის. მუქი მინერალების, განსაკუთრებით ბარკევიკიტის და ტიტანაფიტი-ტის, უხვი შემცველობის გამო თითქმის შავი ფერისაა. ტიპური კამპტონიტის მინერალური შედგენილობა ასეთია: ზონური პლაგიოკლაზი — ანდზინ-ლაბრადორი — 47⁰/₆, ტიტანაფიტი — 31⁰/₆, ბარკევიკიტი — 10⁰/₆, ბიოტიტი — 9⁰/₆, ოლივინი — 30⁰/₆. დანარჩენი — მდნეული და მეორადი მინერალები.



ნახ. 171. ა — ტეშენიტი. მთავარი მინერალები: ფუქე პლაგიოკლაზი, ტიტანაფიტი და ანალციმი (კრისტალთაშორის არეებში); ბ — კამპტონიტი. პორფირული ჩანართები: აფიტი (უფრო), ბარკევიკიტი და პლაგიოკლაზი, ძირითადი მასა ბარკევიკიტისა და მაგნეტიტისაგან შედგება; გ — მანჩიკო ბარკევიკიტის ფენოკრისტები და მკროლითები შეადგენს ქანს. ძირითად მასაში ანალციმი.

კამპტონიტები საქართველოში ოკრიბაა და მესხეთშია ცნობილი. საქართველოს კამპტონიტებში ზემოხსენებულ მინერალებთან ერთად ნატრიუმისანი ცეოლითებიც გვხვდება.

მონჩიკიტი შავი ფერის პორფირული აგებულების ქანია, შემდგარი ბარკევიკიტის, ტიტანაფიტის, ბიოტიტის, მკროლიტის ოლივინის პორფირული გამოწვევებისა და ძირითადი მასისაგან; უქანასქნელი ანალციმითაა აგებული (ნახ. 171). გარდა ამისა, უმნიშვნელო რაოდენობით აღინიშნება პლაგიოკლაზი და მკროლიტი ფელსპატი (უფრო ხშირად ნეფელინი). მონჩიკიტები საქართველოშიც უმთავრესად ტეშენიტების გავრცელების რაიონებშია ცნობილი (ქუთაისის, ტყიბულისა და ახალციხის რაიონები).

ალნოიტი მონჩიკიტის მსგავსი ძარღვული ქანია, რომელსაც წვრილმარცვლოვანი, მაგრამ ნათლად გამოხატული პორფირული აგებულება ახასიათებს. ძირითადი შემადგენელი კომპონენტებია მელილითი, ოლივინი, ბიოტიტი, ნეფელინი და აფიტი. ამასთან შელილითი და ლიტიტი თანაბარი რაოდენობითაა და ერთად მთელი ქანის 60⁰/₆-ს შეადგენენ. აფიტის რაოდენობა 15 — 20⁰/₆-ია, ოლივინისა კი — 0 — 5⁰/₆. აქცესორებიდან მონაწილეობს პეროვსკიტი, აპტიტი, გრანატი, ცეოლითი, მონტიჩელიტი და სხვ.

ტუტე გაბრიოდების ზოგიერთი ქანის ხაზუალო ქიმიური შედგენილობა
(ზავარიცკის და სოლოვიოვის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,64	45,61	45,52	49,20	49,14	44,84	49,94
TiO ₂	1,56	1,98	2,07	1,68	1,00	2,56	1,57
Al ₂ O ₃	17,96	14,35	16,08	16,65	16,57	14,04	14,60
Fe ₂ O ₃	4,31	6,17	4,18	4,76	3,65	2,95	3,74
FeO	5,55	4,03	6,37	5,36	6,68	6,69	8,61
MnO	0,19	0,19	0,27	0,55	0,30	0,15	0,33
MgO	4,00	6,05	4,85	4,13	3,94	8,96	6,93
CaO	8,89	9,49	8,34	7,74	9,88	9,18	9,71
Na ₂ O	4,30	5,12	4,63	4,54	2,57	3,73	2,65
K ₂ O	2,25	3,09	2,09	3,19	3,39	1,76	0,97
H ₂ O	1,31	2,60	4,92	1,30	2,00	3,44	1,26
P ₂ O ₅	0,65	0,74	0,68	0,60	0,34	0,70	0,37
ჯ ა მ ი	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1 — ესეკსიტი; 2 — ტერალითი; 3 — ტემენიტი; 4 — ტრაქიბაზალტი; 5 — ტეფრიტი; 6 — ანალცი-
მანი ბაზალტი; 7 — დოლერიტი.

**ფეუზიური ქანები — ტუტე ბაზალტები, ტეფრიტები, ნეფელინიანი
და ლეიციტინიანი ბაზალტები. ლიმბურგიტები და ავეიტიტები**

ამ ქანებში, ისე როგორც ზემოაღწერილ პიკაბისურ ჯგუფში, ტუტეანობა მკაფიოდ მტკიცდება როგორც ქიმიურ, ისე მინერალურ შედგენილობაში. ტუტე ალუმოსილიკატების მიხედვით შეიძლება გამოვყოთ ორი რიგი: 1) კალიუმინი, როცა ქანში პლაგიოკლასთან ერთად კალიუმინი ფელდშპატი ჩნდება და 2) ნატრიუმინი, როცა ფელდშპატიოდება გამოვლინებული. პირველ შემთხვევაში, როცა ფელდშპატიოდები საერთოდ არ გვხვდება ან ძლიერ ცოტაა, ჩვეულებრივ ტუტე ბაზალტებზე ან ტრაქიბაზალტებზე ვლაპარაკობთ; ხოლო მეორე შემთხვევაში — ტეფრიტებზე (ნეფელინიანი და ლეიციტინიანი ბაზალტებზე).

ტუტე ბაზალტები (ტრაქიბაზალტები, ტრაქიდოლერიტები). ესეკსიტების შესატყვისი მუქი ფერის, მკაფიოდ პორფირული ქანებია, შემდგარი პლაგიოკლასის (ანდუზინ-ლამპროდორის), ტუტე ფელდშპატის (სანიდინის, ანორთოკლასის), ტიტანევიტის, ზოგჯერ ოლივინისგან. იშვიათად გვხვდება მურა-რქაბუნური და დიოპსიდი ეგირინ-ავეიტის არშით. ძირითადი მასა ჰიპოლოზიტი-ტური ან ტრაქიტულია (ნახ. 172).

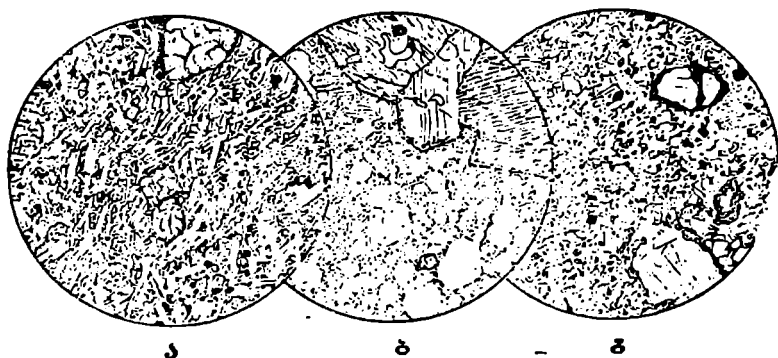
ოლიგოკლასიანი ბაზალტი.— მუჭიერიტი. ოლიგოკლასის რაოდენობა ამ ქანში 50—65%-მდეა. გარდა ამისა, ქანის შედგენილობაში მონაწილეობს კალიუმის ფელდშპატი (10—15%), მონოკლინური პიროქსენი (5—10%), ოლივინი (10—25%), ამჟინივე რაოდენობით მდნეული მინერალები. არის აგრეთვე მინა. ქიმიურად ეს კალიუმით რამდენადმე გაჯერებული ბაზალტია.

ქანების ამავე ჯგუფში არიან გაერთიანებული ჰავაიიტი და შოშონიტი. პირველი სუბტუტე ბაზალტების ისეთ სახესხვაობას მიეკუთვნება, რომელშიც კალიუმის რაოდენობაა აწეული. შოშონიტის შედგენილობაში მონაწილეობს: პლაგიოკლასი (N 40—75) — 25—55%, სანიდინი, ორთოკლასი (10—35%), მონოკლინური პიროქსენი (ავეიტი, დიოპსიდი, ეგირინ-ავეიტი) — 15—30%, ოლივინი 5—20%, ბიოტიტი 5—10%, მდნეული მინერალები და სხვა აქცესორები

5⁰/₀-მდე. ზოგიერთ სახესხვაობაში განკერძოებული მინაც მონაწილეობს ტუტე მინდურის შპატით (10 — 75⁰/₀). პორფირულა ჩანართები — პლაგიოკლაზი, მონოკლინური პიროქსენი და ოლივინა.

ჰავაიიტი. სხვანაირად ამ ქანს ანდეზინიან (პე 30—45) ბაზალტს უწოდებენ. ესეც პორფირული სტრუქტურის მქონე ქანია, რომლის მოდალური მინერალური ზღვრული შედგენილობა (P₀-ობით) ასეთია: ანდეზინი — 35 — 60, მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი, ტიტანავგიტი) — 25 — 30, ოლივინი — 5 — 30, ანორთოკლაზი — 5-მდე, მადნეული მინერალები და სხვა აქცესორები — 5 — 10⁰/₀ და მინა.

ტეფრიტები ტერალითების შესატყვისი ვულკანური ქანებია, რომელთაც ნახევრად მინებრივი ძირითადი მასა აქვთ, გამდიდრებული ლაბრადორის, ავგიტის და ნეფელინის მიკროლითებით. პორფირული ჩანართები — ფუძე პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი), მონოკლინური პიროქსენი — ავგიტი და რომელიმე ფელდშპატოანი — ნეფელინი, ლეიციტი ან ანალციმი, რის მიხედვითაც გამოიყოფა ნეფელინიანი ტეფრიტები, ანალციმიანი ტეფრიტები და ა. შ.



ნახ. 172. ა — ტრაქიბაზალტი. ფენოკრისტები ავგიტი და ოლივინა. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი, ავგიტი, ცოტა კალიშპატი, მაგნეტიტი; ბ — ლეიტონანი ტეფრიტი. უფრო, იზომეტრული მარცვლები ლეიციტი, მსხვილი გამონაყოფები — პიროქსენი; გ — ნეფელინიანი ბაზალტი. უფრო ოთხკუთხედი მარცვლები ნეფელინი.

როგორც მეორეხარისხოვანი მინერალები, წვიძლება მონაწილეობდეს ბიოტიტი, მურა რქატყუარა, მაგნეტიტი და აპატიტი. ისეთ ტეფრიტს, რომელიც ზემოაღნიშნულ მინერალებთან ერთად ოლივინსაც შეიცავს, ბაზანიტი ეწოდება. ტრაქიბაზალტებს და ტეფრიტებს ფართო გავრცელება აქვთ სომხეთში. საქართველოში ეს ქანები გურიაში (ნასაკირალის ქედი) გვხვდება. ტუტე გაბროიდების ვულკანურ ფაციესში ნეფელინიან და ლეიციტიან ბაზალტებსაც ხვდებით. ეს ქანები ფელდშპატს თითქმის არ შეიცავს და შედგება მონოკლინური პიროქსენის, ოლივინის და რომელიმე ფელდშპატოიდისაგან.

ლიმბურგიტები და ავგიტიტები ქიმიური შედგენილობით უმთავრესად ტეფრიტების შესატყვისი ქანებს წარმოადგენენ, რომელთა აგებულებაში დიდ ადგილს იკავებს მინა. ლიმბურგიტების მინებრივ ძირითად მასაში, რომელშიც ავგიტის მიკროლითებიც არის, პორფირული ჩანართების სახით ოლივინისა და ავგიტის ფენოკრისტებია გამოყოფილი. ასეთივე სტრუქტურა ახასიათებს ავგიტიტს, რომელიც ოლივინს არ შეიცავს და მის მინებრივ ძირითად მასაში ფენოკრისტებად მხოლოდ ავგიტია გამოყოფილი.

საქართველოში ამგვარი ქანები უფრო ხშირად გურიაში გვხვდება.

გენეზისის საკითხი. ტუტე გაბროიდებისა და ბაზალტების ჯგუფში შემავალი ქანების მრავალნაირი მინერალური შედგენილობა და სტრუქტურული თავისებურებანი საფუძველს იძლევიან იმისას, რომ მათი წარმოშობა არა უშუალოდ მაგმის დიფერენციაციიდან ვივარაუდოთ, არამედ ასიმილაციის გზით, ე. ი. მაგმისა და შემცველი ქანების (უმთავრესად კირქვების) ურთიერთქმედებით ანდა სხვადასხვა მაგმის (სიენიტურ-გრანიტული და ფუტე) შერევით.

პრაქტიკული გამოყენება. ტუტე გაბროიდებისა და ბაზალტების ჯგუფის ქანებს; გარდა იმისა, რომ შეიცავენ მადნეულსა და არამადნეულ წიაღისეულთ, თავად აქვთ მნიშვნელობა, როგორც მოსაპირკეთებელ დეკორატიულ ქვებს. ამის კარგ მაგალითად გამოდგება საქარაველოს (კურსების) ტეშენიტები და სხვა საბადოები, რომელთა ექსპლოატაცია კარგა ხნის წინათაა დაწყებული.

III. საშუალო სიმჟავიანობის ქანები

ამ ქანების რამდენიმე რიგია გამოყოფილი, მაგრამ მათში SiO_2 -ის რაოდენობა 53 — 64%-ის ფარგლებშია. ცალკეული რიგების გამოყოფა ტუტეების ($Na_2O + K_2O$) რაოდენობრავად ცვალებადობას და აგრეთვე დამახასიათებელ, ე. ი. ტიპომორფულ მინერალების არსებობას ან არარსებობას ემყარება.

ამ ნიშნების საფუძველზე აქამად საშუალო სიმჟავიანობის ქანებს შორის პეტროქიმიურად შემდეგი რიგები გამოიყოფა:

1. ნორმული რიგი — როცა $Na_2O + K_2O$ ტოლია 5,0 — 7,5%.

2. სუბტუტე¹ — $Na_2O + K_2O > 5,0 - 7,5$ და $< 9,5 - 14,0\%$.

3. ტუტე — $Na_2O + K_2O$ ჯამი ცვალებადობს 7,5 — 11,5-დან 23%-მდე.

მართალია, მეორე და მესამე რიგის ქანები ნაწილობრივ ერთმანეთს ფარავენ, მაგრამ ასეთ შემთხვევაში რიგის გამოყოფა ტიპომორფული მინერალების საშუალებით ხერხდება. ამასთან, როდესაც ტიპობრივ მინერალებზე ლაპარაკობენ, მხედველობაში აქვთ ის, რომ ნორმული რიგის ქანებში კალიუმ-ნატრიუმის ფელდშპატები საერთოდ არ მონაწილეობენ, ხოლო სუბტუტე ქანებში ეს მინერალები ყოველთვის არიან წარმოდგენილი, განსაკუთრებით კალიუმის ფელდშპატი. გარდა ამისა, სუბტუტე ქანებისათვის ტიტანის შემცველი მუქი მინერალების ასოციაციაა დამახასიათებელი და სხვ.

ქანების ნორმულ რიგში გაერთიანებული არიან დიორიტები და კვარციანი დიორიტები, სუბტუტე რიგში — სუბტუტე დიორიტები, მონცონიტები და სიენიტები, ხოლო ტუტე რიგში — ტუტე და ფელდშპატიოლებიანი სიენიტები მათი ფიქსიური ანაოგებითურთ.

ა. დიორიტ-ანდეზიტის ჯგუფი

ზოგადი ცნობები

ამ ჯგუფის ქანები საშუალო სიმჟავიანობით ხასიათდებიან, რადგან მათში კაემიწის რაოდენობა 53 — 64%-ის ფარგლებს არ სცილდება. დიორიტები გაბროებსა და გრანიტებს შორის გარდამავალი ქანებია. ხშირია შემთხვევები როცა ეს ქანები გრანიტების ან გაბროების მასივების პერიფერიულ ფაციესს შეადგენს, თუმცა ზოგჯერ დამოუკიდებელი ინტრუზივების სახითაც გვხვდებიან. პეტროგრაფების აზრით, ზოგიერთი დიორიტი პიზირდულ ქანად უნდა იქნეს განხილული,

¹ სუბტუტე — თითქმის, დაახლოებით ტუტეს ნიშნავს.

რადგან მათ წარმოშობაში წინშენელოვანი როლი შეესრულებია ფუძე მაგმის მიერ მთავრე მაგმის ასიმილაციას.

მინერალური შედგენილობის მხრივ დიორიტ-ანდეზიტის ჯგუფის ქანები პლაგიოკლასიან-რქატყუარაიანი ქანებია. გაბროიდული ქანებისაგან განსხვავებით, პლაგიოკლასი აქ საშუალო სიმედიისა და უფრო ხშირად ანდეზიტის უპასუხებს. გაბროიტში კი ეს მინერალი უფრო ფუძე და მეტ შემთხვევაში ლაბრადორს შეესატყუისება. მეორე მხრივ, განსხვავება ჩანს მუქი მინერალების რაოდენობასა და ხასიათში. გაბროიდულ ქანებში მუქი მინერალი პირიქსენია, რომელიც რაოდენობით თითქმის უტოლდება პლაგიოკლასს. დიორიტებში კი უმთავრესად რქატყუარა გვაქვს, თანაც ეს უკანასკნელი რაოდენობრივად მნიშვნელოვნად ჩამორჩება პლაგიოკლასს.

გრანიტებში გარდამავალ დიორიტებისათვის დამახასიათებლად უნდა ჩათვალოს აგრეთვე შედარებით ცოტა კვარცისა და კალიუმის ფელდშპატის არსებობა, რომელთა მიხედვითაც ამ ქანების სახესხვაობების გამოყოფა ხდება.

პეტროქიმიურად დიორიტ-ანდეზიტის ჯგუფის ქანები ტიპურ კირტუტიან სერიას შეესატყუისება. როგორც გარდამავალს — ჰიბრიდულ ქანებს ტუტე რიგი არ გააჩნია.

თუმცა ის კია, რომ ტუტეების რაოდენობა აქ რამდენადმე გაზრდილია, ვიდრე ეს გაბრო ბაზალტებში არის. საპაეიროდ შემკირებულა კალციუმის, რკინისა და მაგნიუმის რაოდენობა. ამ კოჰონენტების საშუალო შემცველობა ასეთია: CaO 8,0 — 8,5⁰/₀; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 9,0 — 10,0⁰/₀; MgO 4,5 — 6,0⁰/₀; Na_2O ~ 3,5⁰/₀; K_2O 1,5⁰/₀-მდე. ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურება კიდევ უფრო ნათლად ჩანს მე-17 ცხრილში, რომელშიც დამახასიათებელი ქანების ანალიზებია მოტაოილი.

დიორიტები საკმაოდ გავრცელებული ქანებია, მაგრამ დიდი მასივების სახით იშვიათად გვხვდება. ბევრად უფრო ფართო გავრცელება აქვს ანდეზიტებს, განსაკუთრებით ნაოკა მხარეებში (წყნარი ოკეანის სანაპიროები და სხვ.). ძირითადად ანდეზიტებით არის აგებული კავკასიონის ბუშბურაზი ვულკანები: იალბუზი, ყაზბეგი, ჯავახეთის ზეგნის და სონხეთის ბევრი ვულკანური ცენტრი. სასარგებლო წიაღისეულიდან დიორიტ-ანდეზიტებთან უმთავრესად ტყვია-თუთიის, ოქროს, რკინის და სპილენძის საბადოებია დაკავშირებული.

ინტრუსიული ქანები — დიორიტები, კვარციანი დიორიტები, გაბროდიორიტები

დიორიტი საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი სრულკრისტალური ქანია, რომელსაც ღია ან მუქი რუხი ფერი ახასიათებს. ტიპური დიორიტები, არსებითად, უკვარცო ქანებია და, როგორც უკვე იყოს აღნიშნული, პლაგიოკლასისა და ფერადი მინერალებისაგან არის შემდგარი. ამასთან პირველი თითქმის ყოველთვის ზონურია და საშუალოდ ანდეზიტის უპასუხებს; მეორე, როგორც წესი, რქატყუარა უნდა იყოს, რომლის რაოდენობა მთელი ქანის მოცულობის 20 — 35⁰/₀-ს უნდა შეადგენდეს. მაგრამ ზოგჯერ რქატყუარას მაგიერ პიროქსენი — დიოპსიდი, იშვიათად ჰიპერსტენი, ჯარსებიდან კი ზიოტიტი მონაწილეობს; ძლიერ მცირე რაოდენობით შეიძლება იყოს კვარცი და კალიუმის ფელდშპატი — ორთოკლასი ან მიკროკლინი (ნახ. 173). აქცესორებია: ასპიტი, მაგნეტიტი და პირიტი, ხოლო მეორადი მინერალები — ქლორიტი, ურალიტი, სერიციტი და ლეიკოქსენი.

დიორიტის ზღვრული მონადლური მინერალური შედგენილობა (⁰/₀-ობით): პლაგიოკლასი (X 25 — 50, იშვიათად ფუძე) — 55 — 95, რქატყუარა — 0 — 40,

ბიოტიტი — 0 — 40, ავგიტი იშვიათად — 5 — 20. კვარცი იშვიათად — 5⁰/₆-მდე, სახესხვაობებიდან შეიძლება შეგვეხედეს ორპიროქსენიანი (ჰიპერსტენ-ავგიტიანი) ან ავგიტიან-რქატყუარიან-ბიოტიტიანი, ბიოტიტიანი და სხვ.

გარდა ამისა, დიორიტების სახესხვაობათა გამოყოფა ფემური მინერალების რაოდენობის მიხედვითაც ხდება: როცა ასეთი მინერალები ქანის მოცულობის 30⁰/₆-ზე ნაკლებს შეადგენენ, მაშინ ლეიკოკრატულ ანუ ლეიკოდიორიტებზე ლაპარაკობენ. ხოლო როცა ფემური მინერალების რაოდენობა ზემოაღნიშნულ რიცხვზე მეტია, ასეთ შემთხვევაში მელანოკრატული ანუ მელანოდიორიტები გვექნება. მელანოდიორიტები გარკვეულ სიახლოვეს იჩენენ გაბროებთან. უმთავრესად კი იმით, რომ მათში შემავალი პლაგიოკლაზი ანორთიტის კარბ რაოდენობას (45 — 50⁰/₆) შეიცავს. ასეთ ქანს გაბრო-დიორიტს უწოდებენ.

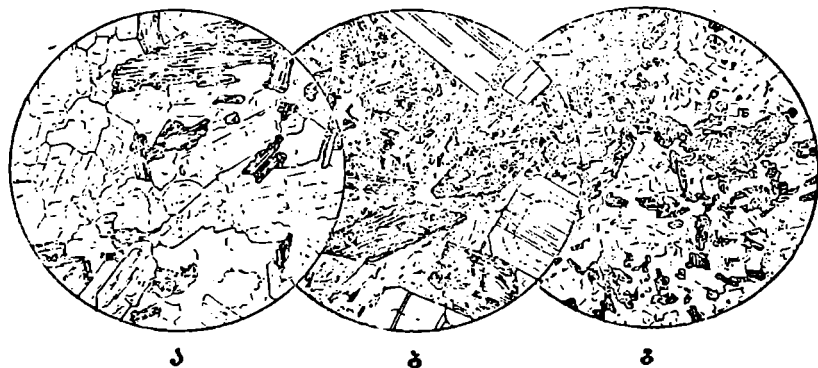
დიორიტის ზოგიერთი სახესხვაობა საკმაოდ გამდიდრებულია კვარცით, სამაგიეროდ ცოტას, ან თითქმის არ შეიცავს კალიუმის ფელდშპატს. ასეთ სახესხვაობას კვარციანი დიორიტი ეწოდება.

კვარციანი დიორიტის ზღვრული მოდალური მინერალური შედგენილობა (°/6-ობით): პლაგიოკლაზი (№ 20 — 50) — 55 — 95, ბიოტიტი — 0 — 35, რქატყუარა — 0 — 35 იშვიათად მეტიც, ორთო- და კლინოპიროქსენი (იშვიათად), კვარცი — 5 — 20.

სახესხვაობებიდან შეიძლება იყოს ავგიტ-ბიოტიტიანი და ავგიტ-რქატყუარიანი.

ჰიპაბისური და ძარღვეული ქანები — მიკროდიორიტი, დიორიტ-პორფირიტი, მალქიტი, კერსანტიტი, სპესარტიტი

დიორიტების ამ ჯგუფში შეიძლება გამოიყოს წვრილმარცვლოვანი და პორფირული აგებულების ქანები, რომლებიც ზემოაღწერილი ინტრუზიული დიორიტებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან. ასეთი ქანებიდან პირველ რიგში უნდა დავასახელოთ მიკროდიორიტები და დიორიტ-პორფირიტები. პირველი წვრილი, მაგრამ თანაბარმარცვლოვანი ქანია, მეორე კი — არა-



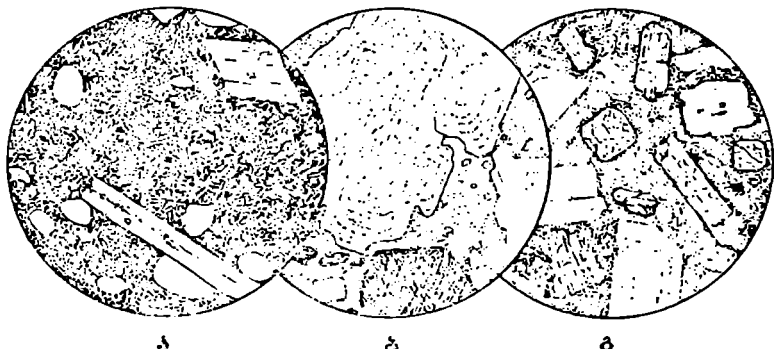
ნახ. 173. ა — კვარციანი დიორიტი. პრიზოულა ანდუზინი, რქატყუარა (მუქად დაშტრიხული), კვარცი კრისტალთაშორის აგებში (უფრო); ბ — დიორიტ-პორფირიტი. პორფირული ჩანართები — ზონური პლაგიოკლაზი, რქატყუარა და ბიოტიტი. იგივე მინერალები ძირითად მასაში; გ — მალქიტი, შექდგარა პლაგიოკლაზს, რქატყუარას და მალქელა (შავი) მინერალთაგან.

თანაბარმარცვლოვანი (ნახ. 173). მაგრამ ამავე ჯგუფში შედის ისეთი ძარღვეული ქანებიც, რომლებიც მინერალური შედგენილობით ღიორიტებისათვის დამახასიათებელ შედგენილობას ამჟღავნებენ, კიმიური შედგენილობით კი ნორმული ღიორიტებისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან. ასეთი ქანებიდან აღსანიშნავია მალქიტო, რომელსაც სხვანაირად ღიორიტ-აპლიტსაც უწოდებენ. მალქიტები წმინდამარცვლოვანი მუქი ფერის ქანებია, შემდგარი რქატყუარისა და ოლიგოკლაზ-ანდეზინისაგან (ნახ. 173). ქარსით მდიდარ ღიორიტულ ძარღვეულ ქანს კერსანტიტი ეწოდება. ამ ქანის შედგენილობა ასეთია: საშუალო სიძევის პლაგიოკლაზი — 53%, ბიოტიტი — 24%, პიროქსენი — 8%, კვარცი — 9%, კალციტი — 4%, მადნეული და აპატიტი — 2%. რქატყუარიან-პლაგიოკლაზიანი ქანია სპესარტიტი, რომელშიც მალქიტთან შედარებით უფრო ფუძე პლაგიოკლაზი მონაწილეობს და საერთოდ მეტი ფუძიანობით გამოირჩევა.

ღიორიტულ შედგენილობას ამჟღავნებს აგრეთვე საკმაოდ იშვიათი ლეიკოკრატული ძარღვეული ქანები — პლაგიოკლაზიტები, რომლებშიც ფულდშპატის ხასიათის მიხედვით ანდეზინიტებს და ოლიგოკლაზიტებს გამოყოფენ.

ეფუზიური ქანები — ანდეზიტები, ანდეზიტური პორფირიტები და ანდეზიტ-ბაზალტები

ეს ქანები ბაზალტებთან ერთად მეტად ფართოდაა გავრცელებული. ამასთან ანდეზიტები იმდენად მკიდრიდ — თანდათან გადასვლითაა დაკავშირებული ბაზალტებთან, რომ აუცილებელი გახდა მათ შორის გარდამავალი ტიპის — ანდეზიტ-ბაზალტის გამოყოფა. ეს უკანასკნელი ნორმული ანდეზიტებისაგან კაჟმინის ნაკლები შემცველობით და მუქი სილიკატების სიუხვით გამოირჩევა (ნახ. 174). რაც შეეხება ანდეზიტს და ანდეზიტურ პორფირიტს, ისინი ერთ-



ნახ. 174. ა — ანდეზიტ-ბაზალტი. ფენოკრისტები ფუძე პლაგიოკლაზია. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი, პიროქსენი და მინა; ბ — რქატყუარისანი ანდეზიტი. ფენოკრისტები: ანდეზინი და რქატყუარა; გ — პიროქსენიანი ანდეზიტი. ფენოკრისტები: ენსტატიტი და ზონური პლაგიოკლაზი. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზის მიკროლითების გარდა ბევრია მინა და მადნეული მინერალი.

მანეთისაგან არსებითად მხოლოდ შეცვლის ხარისხით განსხვავდებიან; ანდეზიტური პორფირიტები პალეოტიპური ქანებია და შეიცავენ მეორად მინერალებს — ქლორიტს, ეპიდოტს, თიხის მინერალებს და რკინის პიდროფანგს. ანდეზიტები კი, როგორც კაინოტიპური ქანები, მეტი სისალით გამოირჩევიან (ნახ. 174).

ანდეზიტებს და აგრეთვე ანდეზიტურ პორფირიტებს, როგორც ტიპურ ვულკანურ ქანებს. მკაფიოდ გამოხატულა პორფირული სტრუქტურა ახასიათებთ. ამასთან ანდეზიტების ძირითადი მასა საღი მინის, პლაგიოკლასისა და პიროქსენის ნიკროლითების ნარევეს წარმოადგენს. ამგვარ მასაში პორფირული გამონაყოფების სახით გვხვდება მკაფიოდ ზონური პლაგიოკლასი, ავეჯიტი ან ჰიპერსტენი და რქატყუარა (არა ყოველთვის). აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელი დაქანგვის ახე ოპაკტიზაციის პროცესის შედეგად მანდელ მინერალშია გადასული. იშვიათად გვხვდება ოლივინი და ისიც ამგვარივე პროცესით შეცვლილი.

დაახლოებით ასეთივე მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ ანდეზიტურ პორფირიტებს, თუმცა ამ ქანებში მინებრივი ძირითადი მასა და პორფირული გამონაყოფებიც მნიშვნელოვნადაა შეცვლილი.

ცხრილი 17

საშუალო სინჯავის ზოგიერთი ქანის ქიმიური შედგენილობა (ზევიარიცის და სოლოვიოვის მინდევით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,22	61,59	59,59	54,21	57,84	57,65
TiO ₂	0,73	0,66	0,77	1,09	1,11	1,00
Al ₂ O ₃	17,16	16,21	17,31	16,93	17,24	16,68
Fe ₂ O ₃	2,98	2,54	3,33	4,60	3,97	2,29
FeO	4,92	3,77	3,13	3,65	3,18	4,07
MnO	0,15	0,10	0,18	0,20	0,05	0,10
MgO	3,60	2,80	2,75	4,19	1,25	3,22
CaO	7,05	5,38	5,80	7,29	4,20	5,74
Na ₂ O	3,66	3,37	3,53	3,46	5,67	3,59
K ₂ O	1,84	2,10	2,04	2,19	3,62	4,39
H ₂ O	1,73	1,22	1,26	1,82	1,50	0,91
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,26	0,37	0,57	0,36
ჯამი	100,00	100,00	99,95	100,00	100,00	100,00

1 — დიორიტი; 2 — კვარციანი დიორიტი; 3 — ანდეზიტი; 4 — ანდეზიტობაზალტი; 5 — ტრაქანდეზიტი; 6 — ლატეტი.

არჩევენ ანდეზიტების შემდეგ სახესხვაობებს; ორპიროქსენიანს ან ცალ-ცალკე — ორთოპიროქსენიანს (ჰიპერსტენიანს, ენსტატიტიანს), კლინოპიროქსენიანს (ავეჯიტანს, პიეონიტიანს) ან კიდევ რქატყუარიანს და სხვ.

ანდეზიტ-ბაზალტებში SiO₂ = 53 — 57%, ანდეზიტებში კი — 57 — 64%. შესატყვისად პლაგიოკლასი და ძირითად მასაში შემავალი მინა პირველში უფრო ფუქეა, ვიდრე მეორეში.

ანდეზიტების გავრცელებისა და გენეზისის საკითხი. ანდეზიტების გავრცელების თავისებურებამ იმათივე მიიქცია პეტროლოგების ყურადღება. კარგადაა ცნობილი, რომ ქანების ეს საინტერესო ჯგუფი, რომელიც პეტროქიმიურად კირტუტიანი სერიის ტიპური წარმომადგენელია, წყნარი ოკეანის ოროგენულ სარტყელში უზარმაზარ ტერიტორიას მოიცავს. აქ ამ ვულკანური ქანების გავრცელების მთავარი ხაზი კონტინენტებისა და ოკეანეების საზღვარს მიუყვება. ამის კარგ-მაგალითს წარმოადგენს შტების ის სისტემა, რომელიც სამხრეთ (ანდებ), ცენტრულ და ჩრდილო ამერიკის კონტინენტების წყნარი ოკეა-

ნის სანაპიროებს მიუყვებიან და რომლებიც ანდუზიტური ვულკანიზმის გამოვლენების გრანდიოზულ მასშტაბზე მიგვიჩივებენ. (ანდუზიტები გავრცელებული არიან აგრეთვე კუნძულთა რკალებში, მაგრამ არც ოკეანეთა ცენტრალურ ნაწილებში და არც შუაოკეანურ ქედებში ამ ქანების ტიპური წარმომადგენლები თითქმის აქ სად არიან ცნობილი გავრცელების ამ თავისებურებათა გამო იყო, რომ ადრევე ანდუზიტებს საერთოდ კონტინენტურ ქანებად მიიჩნევენ) კიდევ ერთი თავისებურება, რომელიც ყურადღებას იქცევს, ეს არის, რომ კუნძულთა რკალების ეს ნაწილები (თუ მხარეები), რომლებიც მდებარეობენ ოკეანური ღრმულების მხარეზე, აგებული არიან კალციუმით გამდიდრებული ფუძე პლაგიოკლასის შემცველი ანდუზიტებით, რომლებთანაც შედარებით გაზრდილი რაოდენობით ბაზალტებიც გვხვდებიან. მაშინ როცა კუნძულთა რკალებს მოწინააღმდეგე მხარეზე, ე. ი. რკალის იმ ფლანგებზე, რომლებიც უშუალოდ ესაზღვრებიან კონტინენტების სანაპიროებს, ტუტეებით, განსაკუთრებით კალიუმით გამდიდრებულ ანდუზიტებს ვხვდებით.

იმის გამო, რომ ოროგენულ სარტყელებში ვულკანურ ქანებს შორის დომინირებული შინა ანდუზიტებია და თანაც მათი შეფარებითა აქ მუდმივია, ეს გარემოება თითქოსდა არ უნდა ეწინააღმდეგებოდეს პირველადი ანდუზიტური მაგმის არსებობას მაგრამ ის, რომ ანდუზიტები თავიანთი გავრცელებით კონტინენტებთან არიან დაკავშირებული, საფუძველს იძლევა ვივიქროთ კონტინენტების წამყვან როლზე ანდუზიტური მაგმის წარმოშობაში. ზოგი, მაგალითად, ვარაუდობს, რომ ბაზალტური მაგმის ზეგავლენით კონტინენტური ქერქის (გრანიტი 60, ბაზალტი 40 ნაწილი) გადაღობა ანდუზიტურ მაგმას უნდა იძლეოდეს. ეს კონცეფცია მართებული ჩანს ანდუზიტებში შემავალი მთავარი კომპონენტების მიმართ, მაგრამ მიკროელემენტების ხასიათი ამას არ ადასტურებს.

ამავე კონცეფციას ეწინააღმდეგება გეოფიზიკური მონაცემებიც, რომლებიც ზოგჯერ უარყოფენ ვულკანური რკალების ქვეშ სიალური ქერქის არსებობას. ამიტომ ვფიქრობთ, რომ ანდუზიტური მაგმა შეიძლება იყოს ბაზალტური მაგმის დიფერენციატი. ამგვარი დაშვება თითქოსდა მართებულია, მაგრამ ამ შემთხვევაში მნიშვნელობა აქვს რაოდენობრივ მხარეს. საკმე ისაა, რომ ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციით არ შეიძლება მივიღოთ იმ რაოდენობის ანდუზიტები, როგორც ეს სინამდვილეშია. ჩვეულებრივ ბაზალტური მაგმის ფრაქციული კრისტალიზაცია გვაძლევს რაოდენობრივად თანდათან კლებად შემდეგ რიგს -- ბაზალტი -- ანდუზიტი -- დაციტი -- რიოლითი. რადგანაც ანდუზიტების შექმნევაში სურათი საწინააღმდეგოა, ე. ი. ანდუზიტები სჭარბობენ ბაზალტებს, ამიტომ ეს კონცეფცია სრულად ვერ ხსნის ანდუზიტური მაგმის წარმოშობას. [დარჩა ერთი და, როგორც ახლა ამას ვარაუდობენ, უფრო მეტად მისაღები ახსნა. ეს კი დიდ სიღრმეებში (60 — 100 კმ) ანდუზიტური მაგმის სელექციურ გამოღობას გულისხმობს. ამგვარი პროცესი, როგორც ამის შესახებ ზვიგითა გეჟონდა აღნიშნული (გვ. 107), ფილაქენების ტექტონიკის კონცეფციის თანახმად ბაზალტური შედგენილობის (თუმცა ღრმა ზონებში ამფიბოლიტებად ან ეკლოგიტებად გარდაქმნილ) ქანების კონტინენტური ქერქის ჩაცურებით — ჩაწოლთ და შეწვდომ მათი გაღობით არის გაპირობებული (იხ. ნახ. 8). ეს პროცესი შედარებით ადვილად ხსნის ანდუზიტური მაგმის გენერაციის საკითხს. რადგანაც პროცესი უწყვეტლევ იმიმდინარეობს, ამიტომ ანდუზიტური მაგმის ფორმირების შესაძლებლობა ყოველთვის არის. ამასთან საყურადღებო ისიცაა, რომ ამგვარი დაშვების შესაძლებლობა ექსპერიმენტულად იქნა დადასტურებული; დიდი წნევის (20 კბარ) პირობებში ეკლოგიტებიდან ნაწილობრივ გამოძლვალი თხევადი ფრაქცია, რომელიც ტუტეებით და კაუზიწით არის გამდიდრებული, ანდუზიტურ შედგენილობას იჩენს. ასევე ამფიბოლი-

ტებიდან, მაგრამ შედარებით დაბალი წნევის (9—10 კბარი) პირობებში, ანდეზიტური შედგენილობის თხევადი ფრაქცია იქნა მიღებული.

პერიოდოტიტებიდან (ლერკოლიტიებიდან) ანდეზიტური მაგმის ფრაქციული გამოდნობა დ. იოდერმა დაადასტურა. რომელმაც აჩვენა, რომ ერთ და იმავე შედგენილობის მანტიური პერიოდოტიტიდან, იმისდა მიხედვით, მონაწილეობს თუ არა პერიოდოტიტში წყალი, შეიძლება გამოვლენეს როგორც ბაზალტი, ისე ანდეზიტი. ამრიგად, ეს ბოლო მოსაზრება თითქოსდა უფრო დამარწმუნებლად ხსნის ანდეზიტების წარმოშობის საკითხს.)

სასარგებლო წიაღისეული. დიორიტებთან გენეტიკურად დაკავშირებული არიან ოქროს, რკინის და სპილენძის მადნები. ამავე ჩვეულის ეფუზიურ ქანებს უკავშირდება ტელურიდებიც, ოქროს, ტყვიის, თუთიის და რკინის სულფიდური ჰიდროთერმული გზით წარმოქმნილი საბადოები.

ამავე დროს ანდეზიტი სიმკვების გამძლე საუკეთესო მასალად ითვლება, რომლის საბადოები საქართველოში ცოტა როდია (ბაკურიანი, ყაზბეგი და სხვ.).

2. მონცონიტ-ლატიტის (ტრამიანდეზიტის) ჯგუფი

როგორც ზევით აღენიშნეთ, მონცონიტები და მათი ეფუზიური ანალოგები ამჟამად შეტანილი არიან სუბტუტე ქანების რიგში. პეტროგრაფიულ ლიტერატურაში მონცონიტებს განიხილავენ როგორც გარდამავალ ქანებს დიორიტებსა და სიენიტებს შორის და ამიტომ ზოგი ამ ქანს სიენიტ-დიორიტსაც უწოდებს, ზოგი კი — სიენიტგაბროსს, მაგრამ უკანასკნელ შემთხვევაში პლაგიოკლაზი გაცილებით უფრო ფუძეა, ვიდრე ეს სიენიტდიორიტშია. პეტროგრაფიულად მონცონიტები დიორიტებთან შედარებით გამდიდრებული არიან ტუტეებით, განსაკუთრებით კალიუმით, მაშინ, როცა SiO_2 -ის რაოდენობა თითქმის იმდენივეა, რაც დიორიტში (იხ. ცხ. 18). საერთოდ მონცონიტები არ არიან ფართოდ გავრცელებული ქანები და გვხვდებიან კალიუმთან ტუტე ქანებთან და გაბროებთან ასოციაციაციაში.

ამ ჩვეულის ქანებიდან ინტრუზიულ ფაციესში საკუთრივ მონცონიტია წარმოდგენილი. ჰიპაბისურია მიკრომონცონიტი და მონცონიტპორფირი, ხოლო ეფუზიური — ლატიტი.

ინტრუზიული ქანები — მონცონიტები

მონცონიტი¹ გარეგნულად ღია რუხი ფერის, მსხვილმარცვლოვან, სრულკრისტალურ (ნახ. 175), ზოგჯერ სუსტად პორფირული აგებულების ქანს წარმოადგენს, რომლის მთავარი შემადგენელი მინერალები ფელდშპატებია, რომლებიც მთელი ქანის ორ მესამედს მაინც შეადგენენ. აქედან დაახლოებით 30% ანდეზინზე (პლ. № 30—50) მოდის და ამდენივე — ორთოკლაზზე. სხვანაირად ამბობენ, რომ მონცონიტში პლაგიოკლაზისა და ორთოკლაზის რაოდენობა თანაბარია. ფემური მინერალების საერთო რაოდენობა 30—35%-ს შეადგენს და წარმოდგენილი არიან ავგიტითი, ბიოტიტითი და რქატყუარით. არის შემთხვევები, როცა მონცონიტში ოლივინი და კვარციც გვხვდება. პლაგიოკლაზი წვრილი, მაგრამ იდომორფული კრისტალების სახით პოიკლიტურადაა ჩართული ორთოკლაზში. აქცესორებიდან წარმოდგენილია აპატიტი, ცირკონი, სფენი და მდნეული მინერალი.

¹ აღვ მონცონიტს სიენიტგაბროსაც უწოდებდნენ. ასეთი მონცონატი ორთოკლაზთან ერთად ფუძე პლაგიოკლაზის შემცველია.

მონცონის კომპლექსში (ტიბოლი) აღწერილი მონცონიტის ტიპური მინერალური შედგენილობა ასეთია: პლაგიოკლაზი (№ 40 — 50) — 32%, ნატრაუმინი ორთოკლაზი — 30%, ავეტიტი — 15%, ბიოტიტი და რქატყუარა — 15%, კვარცი — 2,5%, მადნეული და სხვა აქცესორული მინერალები — 6%.

ამა თუ იმ ფემური მინერალის სიჭარბის მიხედვით მონცონიტების შემდეგი სახესხვაობა გამოიყოფა: ბიოტიტ-ავეტიტანი, ავეტიტ-რქატყუარიანი და სხვ.

როდესაც მონცონიტში კვარცის რაოდენობა 5%-ზე მეტია, მაშინ ასეთ მონცონიტს კვარციანს უწოდებენ; ასეთ ქანში კვარცის რაოდენობა შეიძლება 20%-ზე მეტი იყოს.

მიჰაბისური ქანები: მიკრომონცონიტი და მონცონიტპორფირი

როგორც მიკრომონცონიტი, ისე მიკრომონცონიტპორფირი ინტრუზიული მონცონიტისაგან არსებითად მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან. პირველი ამათვანი წვრილკრისტალობით გამოირჩევა, მეორე კი არათანაბარ-მარცვლოვნებით, ე. ი. პორფირული აგებულებით.

ფეუზიური ქანები: ლატიტი, კვარციანი ლატიტი

ლატიტი მონცონიტის ეფუზიურ ანალოგს წარმოადგენს. ისე როგორც მონცონიტში, აქაც თანაბარი რაოდენობითაა ტუტე ფელდშპატი — ორთოკლაზი ან სანიდინი და პლაგიოკლაზი — ოლიგოკლაზ-ანდესინის რიგის. დამახასიათებელია, რომ პლაგიოკლაზი მეტ შემთხვევაში პორფირული ჩანართების სახითაა, ხოლო ტუტე ფელდშპატი ძირითად მასაში მიკროლითების ან კიდევ პლაგიოკლაზის გამონაყოფების გარშემო არსის სახითაა. არის შემთხვევები, როცა პორფირულ გამონაყოფებს სანიდინი იძლევა.

ლატიტის ძირითადი მასა წვრილკრისტალური ან კიდევ მიკროლითური და მინებრივიც არის. თუცა ლატიტში ტუტე ფელდშპატის რაოდენობამ მოიმატა. მაშინ იგი ტრაქიტში გადავა, ხოლო პლაგიოკლაზის რაოდენობრივად მომატების შემთხვევაში ტრაქი-ანდეზიტად გარდაიქმნება.

ლატიტში ფემური მინერალები იგივენი არიან, რაც მონცონიტში. ფემური მინერალების მიხედვით არის გამოყოფილი მასში შემდეგი სახესხვაობები: ორპიროქსენიანი, რქატყუარიან-ავეტიტანი, ავეტიტ-ოლივინიანი და სხვ.

იმ შემთხვევაში, როცა ლატიტის შედგენილობაში კვარცი მონაწილეობს, იმ რაოდენობით როგორც მონცონიტში, მაშინ ასეთ სახესხვაობას კვარციან ლატიტს უწოდებენ. ეს უკანასკნელი კი კვარციანი მონცონიტის ეფუზიურ ანალოგს წარმოადგენს.

1

ბ. სინეიტ-ბრაჰიტის ჯგუფი

ზოგადი ცნობები

სხვა მაგმურ ქანებთან შედარებით სინეიტები რამდენადმე უფრო იშვიათი ქანებია და ამავე დროს არც მათ ვიერ აგებული ინტრუზივებია მაინცდამაინც დიდი ზომის. სინეიტები გარეგნული იერით ღია რუხი ფერის ქანებია. მინერალური შედგენილობის მიხედვით ისინი უკვარცო, ფელდშპატებით, განსაკუთრებით კი კალიუმინიან ფელდშპატებით მდიდარ ქანებს წარმოადგენენ, რომლებშიც ფერადი მინერალები საერთოდ დამორჩილებული რაოდენობით მონაწილეობენ. მეო-

რე მხრივ, ისეთი სიენიტებიც გვხვდება, რომლებშიც ფელდშპატების მაგიერ, როგორც მთავარი ქანმანაწილი ზინერალი, რომელიმე ფელდშპატოიდია წარმოდგენილი. კაემციის შემცველობის მიხედვით სიენიტები საშუალო სიმკვავის ქანებს უახლოვდებიან, ნორმულ სიენიტებში SiO_2 58—60%-ის ფარგლებშია, ტუტე სიენიტებში კი 60—62%-ის ფარგლებში იცვლება (ცხრ. 19).

სხვა ელემენტებიდან მნიშვნელოვნად გაზარდილია თიხამიწისა (Al_2O_3 — 12—18%) და ტუტეების როლი ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 10—12%), სამაგიეროდ შემცირებულია (იხ. ცხ. 18) რკინა ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 4—5%), კალციუმი (CaO — 2—4%) და მაგნიუმი (1—2%).

ქიმიურ-მინერალური შედგენილობის მიხედვით სიენიტებს ანაწილებენ სამ რიგად: ა) სუბტუტე (თითქმის) კირტუტიან ანუ ნორმულ სიენიტებად, ბ) ტუტე სიენიტებად და გ) ფელდშპატიოიდებთან (ნეფელინთან) სიენიტებად.

სიენიტური ჯგუფის ქანები საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ბევრ ადგილასაა ცნობილი. კერძოდ — კოლის ნახევარკუნძულზე, ურალზე, უკრაინაში, ყაზახეთში, სომხეთში. საქართველოში სიენიტები და ტრაქიტები გურიაში გვხვდება.

პრაქტიკული თვალსაზრისით სიენიტური ქანები ინტერესს იმსახურებენ იმ მხრივ, რომ მათთან არიან დაკავშირებული რიგი სასარგებლო ნამარხები — მაგნეტიტი, სულფიდები, გრაფიტი, აპატიტი და ზოგი სამშენებლო მასალა.

ბ. სუბტუტე (თითქმის ნორმული) სიენიტ-ტრაქიტის რიგი

ინტრუზიული ქანები — სიენიტები, კვარციანი სიენიტები¹

სიენიტები ღია რუხი ფერის, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ქანებია, შემდგარი კალიუმის ფელდშპატისა და პლაგიოკლაზისაგან. ამასთან ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ კალიუმის ფელდშპატები, რომლებიც აქ წარმოდგენილია ორთოკლაზით, ანორთოკლაზით და იშვიათად მიკროკლინით, მნიშვნელოვნად მეტია (ორჯერ მაინც) პლაგიოკლაზზე. უკანასკნელი ჩვეულებრივ ოლიგოკლაზის ან ანდეზინის რიგისაა. როგორც ზევით ვთქვით, ნორმულ სიენიტებში კვარცი საერთოდ არ მონაწილეობს, მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ამ მინერალის რაოდენობა 10%-ს აღწევს.

ცხრილი 18

ნორმული სიენიტებისა და ტრაქიტების ქიმიური შედგენილობა (ზავარიცხის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3
SiO_2	58,65	56,12	60,68
TiO_2	0,86	1,10	0,38
Al_2O_3	16,58	16,96	17,74
Fe_2O_3	3,65	2,93	2,64
FeO	3,69	4,01	2,62
MnO	0,15	0,16	0,06
MgO	3,06	3,27	1,12
CaO	4,45	6,50	2,09
Na_2O	3,48	3,67	4,43
K_2O	4,79	2,76	5,74
H_2O	1,13	1,05	1,26
P_2O_5	0,31	0,47	0,24
ჯამი	100,00	100,00	100,00

1 — ნორმული სიენიტი; 2 — მონციონიტი; 3 — ტრაქიტი.

ასეთ შემთხვევაში ქანს კვარციანი სიენიტი ეწოდება. ნორმულ სიენიტებში მეტი მინერალების საერთო რაოდენობა 15%-ზე მეტი არაა. სიენიტებისათვის დამახასიათებელი მინერალებია მწვანე რკატიუარა და მურა ბიოტიტი. ზოგჯერ გვხვდება დიოპსიდ-ავგიტი და შედარებით ფუფე სახესხვაობებში — ტიტანა-

¹ ახალი კლასიფიკაციით კვარციანი სიენიტები მკავე ქანების ნორმულ რიგშია განხილული.

გრტი, რომბული პიროქსენი და ოლივინი. აქცესორებიდან ხშირია აპატიტი, სფენი, ცირკონი და რკინის მადნეული მინერალები (ნახ. 175).

სუბტუტე სიენიტების ზღვრულ მინერალურ-მოდალური შედგენილობა (%-ობით) ასეთია: პლაგიოკლაზი (№ 18 — 20) — 10 — 35, კალიუმის ფელდშპატი 65 — 90, ორთოპიროქსენი — 0 — 10, კლინოპიროქსენი — 0 — 30, ბიოტიტი — 0 — 30, კვარცი — 0 — 5.

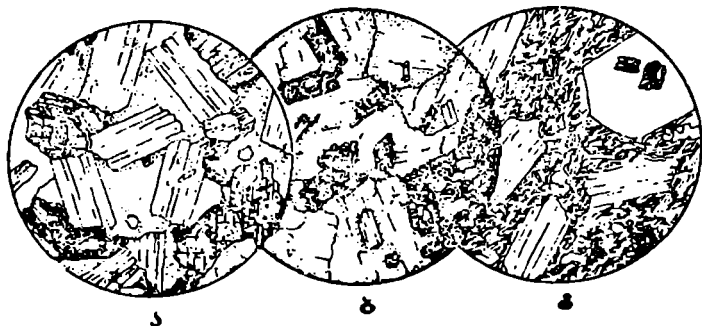
ფემური მინერალების მიხედვით გამოიყოფა რიგი სახესხვაობები: ბიოტიტ-რქატყუარიანი, ავგიტ-ბიოტიტაანი. რქატყუარიან-ანორთოკლაზიანი და სხვ.

ბოლო დროს ცალკე გამოიყო ტუტე ფელდშპატიანი (კალიუმ-ნატრიუმის) სიენიტები, რომელთა ზღვრული მოდალური მინერალური შედგენილობა ასეთია (%-ობით): კალიუმ-ნატრიუმის ფელდშპატი (ორთოკლაზი 40, ალბიტი 60) > 80%, პლაგიოკლაზი — 0 — 5, რქატყუარა — 0 — 10, ბიოტიტი — 0 — 5, კლინოპიროქსენი — 0 — 10, ორთოპიროქსენი — 0 — 10, ასეთი სიენიტების სახესხვაობებიდან აღწერილია ჰიპერსტენიანი, ავგიტ-რქატყუარიანი და სხვ.

ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები — მიკროსიენიტი, სიენიტ-პორფირი, სიენიტ-აპლიტი, შინეტა, ვოგეზიტი

ნორმული სიენიტის ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები წარმოდგენილია მიკროსიენიტით, სიენიტ-პორფირით, სიენიტ-აპლიტით, შინეტათი და ვოგეზიტით.

მიკროსიენიტი და სიენიტ-პორფირი ინტრუზიული ფაციესის სიენიტისაგან მხოლოდ სტრუქტურით და მარცვლის სიმსხოთი განსხვავდებიან. პირველი წვრილი და თანაბარმარცვლოვანი ქანია, მეორე — არათანაბარმარცვლო-



ნახ. 175. ა — მონციონიტი. ანდეზინი — პრიზმული კრისტალები, ორთოკლაზი კრისტალთაშორის არეუმში. მუქი მინერალი დიოპსიდ-ავგიტი. არის უკოტა ვარცი (უფერო); ბ — სიენიტი. მთავარი მინერალები: ორთოკლაზი (უფერო). ბიოტიტი, შეცვლილი ავგიტი, ანდეზინი წვრილი პრიზმების სახით; გ — ტრაქიტი. ფენოკრისტები: სანიდინი და ანდეზინ-ოლიგოკლაზი (ტუტევალობით). ძირითად მასაშია სანიდინის მიკროლითება, მცირედენი კვარცი და მადნეული მინერალი (ვილამსის, ტერანერის და ჯილბერტის მიხედვით).

ვანი. ძლიერ წვრილმარცვლოვან და მუქ მინერალებს მოკლებულ ლეიკოკრატულ ქანს წარმოადგენს სიენიტ-აპლიტი, რომელიც არსებითად კალიუმის ფელდშპატისა და პლაგიოკლაზისაგან შედგება.

საინტერესო ძარღვის ქანებია სიენიტური ლამპროფირები, რომლებიც მუქი მინერალებით მდიდარ ორთოკლაზიან ქანებს წარმოადგენენ. ერთი

ასეთი ქანი, შემდგარი რქატყუარისა და ორთოკლაზისაგან, ვოგეზიტად იწოდება; ამგვარსავე სიენიტურ ქანს, თუ რქატყუარის მაგიერ მასში ბიოტიტი შედის, მიწეცა ჰქვია. როგორც ვოგეზიტი, ისე მიწეცა პორფირული სტრუქტურის ქანებია. პორფირულ ჩანართებს რქატყუარა და ბიოტიტი ქმნის, იშვიათად ამ მიწერალებს ავგიტიც უერთდება.

ეფუზიური ქანები — ტრაქიტები და ორთოფირები

ნორმული სიენიტების ეფუზიური ანალოგები ტრაქიტებითა და ორთოფირებითაა წარმოდგენილი. პირველი მათგანი ღია რუხი ფერის, ხორკლიანი ზედაპირის მქონე, საღი კაინოტიპური ქანია, რომელსაც მკაფიოდ გამოხატული პორფირული სტრუქტურა ახასიათებს (ნახ. 175). პორფირული ჩანართები სანიდინს, პლაგიოკლაზს (უფრო ხშირად ანდეზინს) და ფერად მწერალებს — ბიოტიტს, რქატყუარას და პიროქსენს მიეკუთვნება. დამახასიათებელი ძირითადი მასა აქვს ტრაქიტებს; იგი პლაგიოკლაზისა და სანიდინის ფლუიდურად (დინების შთაბეჭდილება) განწყობილი მიკროლითების და მიკროლითებს შორის არსებული მცირეოდენი მინისაგან შედგება. ძირითადი მასის ამგვარმა აგებულებამ ტრაქიტული სტრუქტურის სახელწოდება მიიღო.

ორთოფირები ტრაქიტებისაგან რიგი ნიშნებით განსხვავდებიან: პირველი, რაც თვალში გვეცემა, ის არის, რომ ორთოფირში ფელდშპატის პორფირული ჩანართები სანიდინს კი არა, ორთოკლაზს ან მიკროკლინს მიეკუთვნება. მეორე მხრივ, ორთოფირები, როგორც პალეოტიპური ქანები, მნიშვნელოვნად შეცვლილი და მასთან მეორადი მინერალებით, უმთავრესად ქლორიტით, კაოლინით და ლიმონიტითაა გამდიდრებული. სწორედ ამის გამოა, რომ ეს ქანები იფერძლია წითელ ან მომწვანო ფერად.

ბ. ტუტე სიენიტების რიგი

ინტრუზიული ქანები — ტუტე სიენიტები, ნორდმარკიტები და სხვ.

ტუტე სიენიტები ღია ფერის მორუხო-მოვარდისფრო, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ქანებია, რომელთაც მასიური ან ზოლებრივი ტექსტურა ახასიათებთ: მინერალური შედგენილობით ტუტე სიენიტები, ნორმული სიენიტებისაგან განსხვავებით, მხოლოდ ტუტე ფელდშპატების და ტუტეების შეცვლილი ფერადი მინერალებითაა აგებული. ტუტე ფელდშპატი წარმოდგენილია ორთოკლაზით ან მიკროკლინით, ამავე მინერალების ნატრიუმის შემცველი სახესხვაობით და ალბიტით. ფერადი მინერალებიდან მონაწილეობს ამფიბოლი, პიროქსენი და ქარსებიდან — ლეპიდომელანი (ნახ. 176). ტუტე სიენიტის აქცესორებია: ციროკონი, აპატიტი, ტიტანიტი, ორთიტი, მადნეულებიდან — ილმენიტი და მავნეტიტი. ზემოხსენებული ფერადი მინერალების შემცველობის მიხედვით ტუტე სიენიტებს შემდეგი სახელწოდებით აღწერენ: ტუტე ამფიბოლიანი (არფვედსონიტისანი) სიენიტი — უმპტეკიტი, ბარკევიკიტისანი, ევირინ-ლიოპსიდიანი-ლეპიდომელანისანი სიენიტი — პულასკიტი და სხვ. ტუტე სიენიტებს მიეკუთვნება აგრეთვე ნორდმარკიტები, რომლებიც არსებითად კვარცთან სიენიტებს წარმოადგენენ. კვარცის რაოდენობა ამ ქანებში 5 — 8%. ტუტე ფელდშპატების გარდა, მათში ტუტე პიროქსენი — ევირინ-ავგიტი და ტუტე ამფიბოლი — არფვედსონიტი მონაწილეობს.

ტუტე სიენიტური ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა (ზავარიცკის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,00	60,01	64,36	61,32	62,68	61,51
TiO ₂	0,57	0,64	0,45	0,89	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	17,44	16,65	16,11	18,43	17,16	17,37
Fe ₂ O ₃	2,06	2,11	1,18	3,14	3,01	1,92
FeO	2,68	3,85	2,71	1,10	1,98	3,55
MnO	0,12	0,18	0,15	0,01	0,13	0,01
MgO	0,91	0,97	0,72	0,46	0,63	1,26
CuO	2,26	2,62	1,55	1,15	1,51	1,08
Na ₂ O	5,96	6,53	5,76	5,75	6,26	5,23
K ₂ O	5,17	5,47	5,62	4,94	5,37	3,29
H ₂ O	0,76	0,50	0,70	1,31	0,71	2,46
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,09	—	0,09	0,08
∑ ა მ ი	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1 — ტუტე სიენიტები; 2 — უმბტეკტი; 3 — ნორდმარკტი; 4 — ბოსტონიტი; 5 — ტუტე ტრაქტი; 6 — კერატოფირი.

ტუტე სიენიტები უმთავრესად ბაქნებს უკავშირდებიან და გვხვდებიან ნორმული სიენიტების, მონცონიტების და გრანიტების გავრცელების რეგიონებში (კოლის ნახევარკუნძულზე, ილმენის მთებში, ყაზახეთში, აღმოსავლეთ ციმბირში, სახალინზე და სხვ.).

პიკაბისური და ძარღვული ქანები — ტუტე სიენიტ-პორფირი, ტუტე-მიკროსიენიტი, ტუტე სიენიტ-აპლიტი, პეგმატიტი, ბოსტონიტი, ალბიტიტი და ორთოზიტი

ტუტე მიკროსიენიტი და ტუტე სიენიტ-პორფირი მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდება ინტრუზიული ფაციესის ტუტე სიენიტისაგან. პირველი თანაბარმარცვლოვანი წერილკრისტალური ქანია, მეორე არათანაბარმარცვლოვანი, პორფირული. ტუტე სიენიტ-აპლიტი ძლიერ წერილმარცვლოვანი დიკოკრატული ქანია, პეგმატიტი კი — უხეშმარცვლოვანი. მიუხედავად ამგვარი განსხვავებისა, ყველა ამ ქანს თითქმის ერთნაირი ჩრენალური შედგენილობა აქვს, დაახლოებით ისეთივე, როგორც ინტრუზიულ სიენიტს. თავისებურად, აპლიტურ ძარღვულ ქანს წარმოადგენს ბოსტონიტი, რომელიც ტრაქტიტიდული სტრუქტურით გამოირჩევა ამ ქანის ამგვარი მინერალები — ორთოკლაზი და ალბიტი ფლუიდურადაა განწყობილი. ტუტე სიენიტებთან ასევე დგას ალბიტიტი და ორთოზიტები. პირველი, ძირითადად აღბრტისაგან შედგება, მეორე — ორთოკლაზისაგან.

ფუზიური ქანები — ტუტე ტრაქტიტი, ტრაქტიტული პორფირები, კერატოფირები და სხვ.

ტუტე ტრაქტიტები სტრუქტურითა და გარეგნული ნიშნებით ნორმული ტრაქტიტებისაგან თითქმის არ განსხვავდებიან. როგორც კანონიერი სალი ქანები, შემდგარია სანიდინის, ალბიტის, შედარებით ცოტა ფერადი მინერალების პორფირული ჩანარებისა და ამავე მინერალების მიკროლითური გამონაყოფებისაგან.

ფერადი მინერალების ფენოკრისტები ტუტეების შემცველი პიროქსენებით — უმთავრესად ეგირინ-ავგიტი, ტუტე ამფიბოლით და რკინით მდიდარი ქარსით — ლუპა-ლომელანთაა წარმოდგენილი.

ტრაქიტული პორფირი ტუტე ტრაქიტისაგან ძირითადად იმით განსხვავდება, რომ, როგორც პალეოტიპური ქანი, გამდიდრებულია მეორადი მინერალებით — ქლორით, ეპიდოლით და სერპინით. გარდა ამისა, სანდინის მაგიერ ამ ქანში ორთოკლაზია წარმოდგენილი.

გარკვეულ სიახლოვეს იწინს ტუტე ტრაქიტებთან კერატოფირი, თუმცა ზოგი მკვლევარი ამ ქანს ნორმული სიენიტების ანალოგად მიიჩნევს. მაგრამ, თუ გავითვალისწინებთ ამ ქანში Na_2O -ს გაზრდილ რაოდენობას და ტუტეების შემცველი მქუქი მინერალების არსებობას, მაშინ უფრო მართებული იქნება, რომ კერატოფირები ტუტე სიენიტების ჯგუფს მივაკუთვნოთ.

ბ. ფელდშპატოიდებიანი სიენიტ-ფონოლითის ჯგუფი

ინტრუზიული ქანები — ნეფელინიანი და ანალიციმიანი სიენიტები, ფოიაიტი, ლუიავიტი, მარიუპოლიტი, მიასკიტი, ხიბინიტი, ფსევდოლექციტიანი სიენიტი და სხვ.

ნეფელინიანი (ფელდშპატოიდებიანი) სიენიტები არ არიან ფართოდ გავრცელებული; გამოანგარიშებულია, რომ ისინი საერთოდ მაგმური ქანების 1%-ს თუ შეადგენენ.

ქანების ეს ჯგუფი ნორმულ სიენიტებთან შედარებით ტუტეების, თიხამიწის სიუხვით და კაემიწის შედარებით ნაკლები და მასთან ცვალებადი შემცველობით ხასიათდება. იმ შემთხვევაში, როცა კაემიწის რაოდენობა დაბალია, მაშინ ქანში ფელდშპატების მაგიერ მათი შემცველი ფელდშპატოიდები — ნეფელინი, ანალიციმი, ლეიციტი და სხვა ამგვარი მინერალები ჩნდება. ხოლო, როცა კაემიწის რაოდენობა, ტუტეების სიუხვსთან ერთად, რამდენადმე გაზრდილია, ტუტე ფელდშპატების — ალბიტის, ორთოკლაზის და მიკროკლინის გამოკრისტალებასაც აქვს ადგილი.

ქიმიურად ქანების ეს ჯგუფი ტუტეების ($Na_2O + K_2O$ 13 — 15%) და თიხამიწის (Al_2O_3 20 — 22%) სიუხვით გამოირჩევიან, რაც შეეხება კაემიწის რაოდენობას, ეს კომპონენტი აქ საშუალო ქანების შესატყვისად 53-დან 60%-ის ფარგლებში იცვლება. ნეფელინიანი სიენიტ-ფონოლითის ჯგუფის ქანების ქიმიური თვისებებთან მე-20 ცხრილშია ნაჩვენები.

ნეფელინიანი სიენიტი ნაცრისფერ, მსხვლ ან საშუალომარცვლოვან ქანს წარმოადგენს, შემდგარს ტუტე ფელდშპატების (ალბიტი, ორთოკლაზი, ანორთოკლაზი, მიკროკლინი), ნეფელინის და მცირეოდენი ფერადი მინერალებისაგან (ლუპიდომელანი, ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი, არფედსონიტი, იშვიათად რიბეკიტი და ბარკევიკიტი). ნეფელინიანი სიენიტების საშუალო ტიპში ამ კომპონენტების რაოდენობა ასეთია: ტუტე ფელდშპატები — 65 — 70%, ნეფელინი — 20% და ფერადი მინერალები — 10 — 15%. თიხამიწით მდიდარი სახესხვაობებისათვის და მახასიათებელია მუსკოვიტი და კორუნდი.

სასარგებლო წიაღისეულებიდან ნეფელინიანი სიენიტებში ყოველთვის გვხვდება ტიტანო მაგნეტიტი, აპატიტი, ცირკონი, სფერი და ცერკონ-ტიტანოლიტოკატი. ბი. ხშირია მეორადი მინერალები — ცეოლიტები, კანკრინიტი და კალციტი.

ნეფელინიანი სიენიტები და ზოგი მისი ეფუზიური ანალოგი ალჰენინის ნედლეულის მისაღებად გამოიყენება.

ტუტე სიენიტების საინტერესო ტიპია ანალციმიანი სიენიტი. ამ ქანში ნეფელინის ადგილი ანალციმს უკავია. უკანასკნელი ფელდშპატების კრისტალთა შორის არეებშია გამოყოფილი და მიჩნეულია როგორც ჰისტერომაგმური, ე. ი. მაგმის კრისტალიზაციის ბოლო სტადიაში გამოყოფილი მინერალი. ანალციმიანი სიენიტებში კალიუმთან ფელდშპატებთან ერთად პლაგიოკლაზიც (ოლიგოკლაზ-ანდუზინი) აღინიშნება. გაბატონებული ფერადი მინერალებიდან მომწვანო იისფერი ტიტანავიტი და მასზე რკალად შემოვლებული ეგირინია დამახასიათებელი. ამფიბოლებიდან ბარკევიციტსაც ვხვდებით.

ანალციმიანი სიენიტები საქართველოშიც არის გავრცელებული. ამ ქანების რამდენიმე მცირე ინტრუზივი გურიაში (ვაკისჯვარი) და ვანის რაიონშია (მდ. ყუმური) ცნობილი.

ფოფიტი ორთოკლაზ-ნეფელიანი სიენიტს წარმოადგენს, რომელშიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით ტუტე ამფიბოლი და პიროქსენი (ეგირინ-ავიტი, ეგირინი, ტიტანავიტი), ზოგჯერ ლეპიდომელანი მონაწილეობს. ამ მინერალების ზღვრული მოდალური რაოდენობა (%-ობით) ასეთია: ორთოკლაზი — 30 — 60, ნეფელინი — 25 — 40, ტუტე პიროქსენი — 5 — 10, ტუტე ამფიბოლი — 0 — 18. სტრუქტურა აპლიტოიდური ან პეგმატიტოიდური აქვს. ფოფიტის სახესხვაობებიდან აღსანიშნავია: ამფიბოლიანი, ბიოტიტანი, ეგირინიანი, ფსევდოლექციტანი და სხვ.

ლუიავრიტი ცვალებადი შეფერილობის, ტრაქიტოიდური სტრუქტურის სრულკრისტალური ქანია. ლუიავრიტის შედგენილობაში მონაწილეობს კალიუმ-ნატრიუმიანი ფელდშპატი, ნატრიუმიანი ფელდშპატი (ალბიტი), ტუტე პიროქსენი (ეგირინი), ამფიბოლი (არფვედსონიტი), ხშირად ვედილიტი. ამ მინერალების ზღვრული მოდალური შედგენილობა (%-ობით) ასეთია: კალიუმ-ნატრიუმიანი ფელდშპატი — 35 — 50, ნეფელინი — 20 — 35, ალბიტი — 5 — 10, ტუტე მონოკლინური პიროქსენი — 10 — 40, ამფიბოლი — 0 — 30. არჩევენ ამფიბოლიანს, ვედილიტიანს და სხვ. სახესხვაობებს.

მარიუპოლიტი ნატრიუმიანი ფელდშპატი — ალბიტით გამდიდრებული ქანია. ნეფელინი შედარებით ცოტა და 30%-ს არ გადააჭარბებს. დანარჩენი ფემური მინერალებზე მოდის, რომელთა შორის მთავარი ეგირინია. ზოგჯერ გვხვდება ტუტე ამფიბოლი, ლეპიდომელანი და კალიუმის ფელდშპატიც. აქცესორებიდან შეიძლება იყოს ცირკონი, აპატიტი, პიროქსენი და სხვ. მარიუპოლიტის ზღვრული მოდალური მინერალური შედგენილობა (%-ობით): ალბიტი — 50 — 80, ნეფელინი — 0 — 30, ეგირინ-ავიტი — 15 — 30, კალიუმის ფელდშპატი — 0 — 15; სახესხვაობებიდან ხშირია ლეპიდომელანიანი, სოდალითიანი, ცირკონიანი და სხვ.

მიასკიტი საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი მონაქრისფრო კალიუმის ფელდშპატის შემცველი ბიოტიტ-ნეფელინიანი სიენიტია. ფემური მინერალებიდან გაბატონებული ადგილი უკავია ლეპიდომელანს (ბიოტიტი), მაგრამ გარდა ამისა შეიძლება იყოს ამფიბოლი, პლაგიოკლაზი, სოდალიტი, კანკრინიტი, მდნეული მინერალი, აპატიტი, ცირკონი და სხვ.

მიასკიტის ზღვრული მოდალური შედგენილობა (%-ობით): კალიუმის ფელდშპატი — 20 — 60, ნეფელინი — 20 — 30, ლეპიდომელანი — 5 — 20, ამფიბოლი — 0 — 20, ოლიგოკლაზი — 0 — 20.

ხიბინიტი ტლანქმარცვლოვანი მონაქრისფრო პეგმატიტოიდური სტრუქტურა

ნეფელინიანი (ფელდშპატეზიანი) სიენიტების და ფონოლიტების და სხვა ქანების ქიმიური შედგენილობა (ზავარიცის და ხოლოვიოვის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,38	56,28	53,44	56,11	57,45	49,83
TiO ₂	0,66	0,14	0,87	0,45	0,41	0,71
Al ₂ O ₃	21,30	21,96	22,14	21,38	20,60	19,00
Fe ₂ O ₃	2,42	2,07	2,89	1,87	2,35	3,17
FeO	2,0	1,12	1,29	1,47	1,03	3,59
MnO	0,19	0,14	0,28	0,05	0,13	0,17
MgO	0,57	0,24	0,72	0,55	0,30	1,79
CaO	1,97	1,33	1,36	1,72	1,50	5,69
Na ₂ O	8,84	8,63	9,65	8,46	8,84	7,19
K ₂ O	5,34	5,79	6,01	6,46	5,23	6,15
H ₂ O	0,96	2,23	1,05	1,50	2,04	1,93
P ₂ O ₅	0,19	0,07	—	0,01	0,12	0,78
ჯამი	99,82	100,00	99,90	100,00	100,00	100,00

1 — ტუტე სიენიტები; 2 — ანალციმანი სიენიტი; 3 — ხიზინიტი; 4 — ფოაიტი; 5 — ფონოლითი; 6 — ლეიტოფირი.

რის მქონე ნეფელინიანი სიენიტია, რომლის შედგენილობაში (%-ობით) მონაწილეობს კალიუმის ფელდშპატი (44), ნეფელინი (33), ვეირინი არფვედსონიტი (20), გვხვდება ველიალითი (3), ტიტანავიტი და სხვა.

ფსევდოლექციტიანი სიენიტი. არსებითად ეს ნეფელინიანი სიენიტია, რომელიც შეიცავს ორთოკლაზით და ნეფელინით ჩანაცვლებულ ლეიტოფირის კრისტალებს. ამის გამოა, რომ მან აღნიშნული სახელწოდება მიიღო. ფსევდოლექციტიანი სიენიტში ფემური მინერალებიდან მონაწილეობს დიოპსიდი, ვეირინ-ავიტი და მელანიტი (ბიოტიტი). ამ ქანის ზღვრული მინერალური შედგენილობა (%-ობით) ასეთია: ლექციტი — 25 — 80, კალიუმის ფელდშპატი — 20 — 60, მონოკლინური პიროქსენი — 5 — 20, მელანიტი — 0 — 10, ნეფელინი — 0 — 10.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ასეთი ქანები აღწერილია ალდანზე, პამბაკის ქედში (სომხეთი) და სხვ.

ნეფელინიანი სიენიტები მეტ შემთხვევაში მცირე ზომის ოვალური ფორმის მასივებს — შტოკებს, ლაკოლითებს და ლოპოლითებს ქმნიან. ზოგჯერ გვხვდება საკმარის დიდი ზომის მასივები, რომელთაც რამდენიმე ასეული კვადრატული კილომეტრი ფართობი უჭირავთ. ამასთან, ასეთი მასივებისათვის დამახასიათებელია ფენობრივი, უფრო კი კონცენტრული აგებულება.

გარდა ამისა, არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა ეს ქანები რთული მასივების აგებულებაში მონაწილეობენ. ამ დროს მათთან ასოციაციაში არიან ტუტე სიენიტები, ტუტე გაბროიდები და გრანიტებიც კი. როგორც წესი, ნეფელინიანი სიენიტები და მათი ეფუზიური ანალოგები ბაქნებს უკავშირდებიან, თუმცა იშვიათად ნაოჭი მხარეებშიც გვხვდებიან, სადაც ისინი გეოსინკლინის განვითარების ბოლო სტადიაზე არიან ჩამოყალიბებული.

ყველაზე ფართო გავრცელება ნეფელინიანი სიენიტებს კოლის ნახევარკუნძულზე აქვთ. აქ მათ მიერ აგებულია ფსევდოსტრატომორფული ლოპოლითის მსგავსი ორი მძლავრი მასივი. ერთი ეს არის ხიზინსკის, ხოლო მეორე — ლოვოზერსკის.

ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები — ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირი,
მიკროსიენიტი, ტინგუაიტი

ნეფელინიანი სიენიტების ჰიპაბისური ქანები ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირებითა და ნეფელინიანი მიკროსიენიტებითაა წარმოდგენილი. ეს ქანები ინტრუზიული ფაციესის ნეფელინიანი სიენიტებისაგან განსხვავდება მხოლოდ სტრუქტურით. იგივე უნდა ითქვას პეგმატიტებსა და აპლიტებსზე. პირველი ნეფელინიანი სიენიტებისა და ნეფელინიანი სიენიტების შეიქმნა, მაგრამ მეტისმეტად მსხვილი მარცვლების სახით (ხიბინიტი), მეორე კი, პირიქით, მეტად წმინდამარცვლოვანი ქანია. რანდენადმე თავისებურია ე. წ. ტინგუაიტები, რომლებიც პორფირული სტრუქტურის მქონე ტიპურ ძარღვის ქანებს წარმოადგენენ, შემდგარს კალუმ-ნატრიუმისანი ფელდშპატების (46%), ნეფელინის (32%), ეგირნის (21%) და აპატიტისაგან (1%). ზოგჯერ ბიოტიტი და ტუტე ამფიბოლიც გვხვდება. ამასთან ამ ქანის ისეთ სახესხვაობას გამოყოფენ, რომელშიც ნეფელინის მაგიერ ანალციმიან განვითარებული. ასეთ ტინგუაიტს ანალციმიანს უწოდებენ.

ეფუზიური ქანები — ფონოლითები, ლეიციტოფირები და სხვ.

ეფუზიური ანუ ვულკანური ქანები, რომლებიც შედგენილობით ნეფელინიანი სიენიტებს შეესატყვისებთან, ფონოლითებია. სახელწოდება ფონოლითი მრეკავ ქვას ნიშნავს და მართლაც ამ ქანის თხელი ფირფიტები დარტყმით ზარის ხმას გამოსცემს. ფონოლითებში შედგენილობის მიხედვით გამოიყოფა შემდეგი სამი ტიპი (ა. ზავარიცკი):

1. ნეფელინიანი ფონოლითები ნათლად პორფირული ან მიკროპორფირული და ზოგჯერ აფირული, უმთავრესად სალი იურის ქანებია.

ფონოლითის ნათლად პორფირული სახესხვაობა ფენოკრისტების სახით შეიქმნა სანიდინს ან ანორთოკლასს, ნეფელინს, ზოგჯერ ჰაუინს, ნოზეანს და სოდალითს. ფერადი მინერალებიდან წარმოდგენილია დიოპსიდი, ზონური ტრტანაეტი, ეგირინი, ტუტე ამფიბოლებიდან კი — ბარკევიტი ან რებეკიტი, იშვიათად გვხვდება ტატანიტი, ოლიგინი და მელანიტი (ნახ. 176).

თითქმის ამავე მინერალებით არის აგებული ფონოლითის ძირითადი მასა, რომელიც საერთოდ მკიდრო აგებულებით გამოირჩევა.

2. ლეიციტიანი ფონოლითები სანიდინის, ლეიციტის, ტუტე პიროქსენისა და ბიოტიტის პორფირულ ჩანართებს შეიცავენ; ნეფელინი კი არ არის. ძირითადი მასა სრულკრისტალურია და ზემოაღნიშნული კომპონენტებზე გარდა პლაგიოკლასსა და მინას შეიცავს.

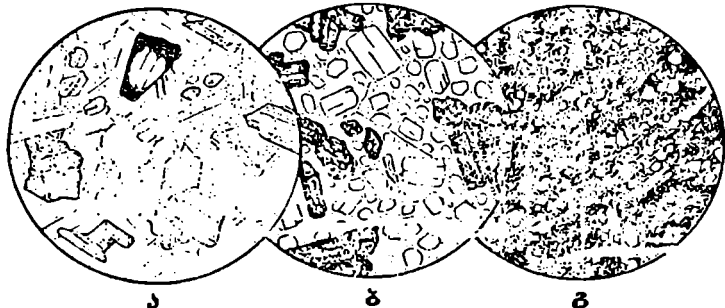
3. ლეიციტოფირებში გაცილებით უფრო მეტი რაოდენობით არის ლეიციტი. ვიდრე ეს წინა შემთხვევაში გვქონდა. გარდა ამისა, აქვე გვხვდებით ისეთ იშვიათ მინერალებს, როგორც არის ჰაუინი, ნოზეანი და, ზოგჯერ, მელანიტი.

ლეიციტოფირები ცხადად პორფირული აგებულებისა და პორფირული ჩანართების სახით ყოველთვის შეიცავენ ლეიციტს, თუმცა ამ უკანასკნელთან ერთად შეიძლება იყოს ტუტე ფელდშპატები, ანალციმი, ეგირინ-ავეტი და ბიოტიტი.

ფონოლითები საერთოდ იშვიათი ქანებია და გვხვდება მხოლოდ ტუტე ქანების გავრცელების რეგიონებში — ატლანტიური ოკეანის კონტინენტზე. აღმოსავლეთ აფრიკაში, ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე, ევროპაში და სხვ. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ცნობილია ციმბირში, ყაზახეთში, სომხეთსა და საქართველოში (წულუკიძის რაიონში). ლეიციტიანი ფონოლითები განსაკუთრებით ფართოდაა გავრცელებული იტალიაში.

სასარგებლო წიაღისეულებიდან ფელდშპატოიდებიან სიენიტებთან გენეტურ აუ დაკავშირებულია აპატიტ-ნეფელინიანი ქანები. აპატიტს კი დიდი მნიშვნელობა აქვს როგორც ფოსფორის ნედლეულს. ნეფელინის გამოყენება შეიძლება ალუმინის მისაღებად.

ფელდშპატოიდებიანი ქანების წარმოშობის შესახებ. ტუტე ქანების, მათ შორის ნეფელინიანი სიენიტების წარმოშობის საკითხი დღესაც არ არის საბოლოოდ გადაწყვეტილი. ჯერ კიდევ ადრე რ. დელიმ ყურადღება მიაქცია იმ



ნახ. 176. ა — ტუტე სიენიტი. უმთავრესი შემადგენელი კომპონენტები: ფელდშპატი (ლია, ჩაწინწკლული), ვეირინ-ავგიტი და ბირკეიციტი; ბ — ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირი. ნეფელინი მომრგვალო იზომეტრული მარცვლების სახით. სანიღნი ჩაწინწკლული. მუქი მინერალი ვეირინ-ავგიტია; გ — ფონოლითი. ნეფილინი წერტილი, იდიომორფული მარცვლების სახით. მუქი მინერალი ვეირინია.

გარემოებას, რომ ნეფელინიანი სიენიტების უმთავრესი საბადოები კირქვების გავრცელების რაიონებშია თავმოყრილი. გარდა ამისა, არცთუ იშვიათად, კირქვები ქსენოლითების სახითაა ჩარაული სიენიტებში. აქედან გამომდინარე, რ. დელი ფიქრობს, რომ მაგმის გაღარიბება SiO_2 -ით კირქვების ან სხვა ფუძე ქანების ასიმილაციის შედეგი უნდა იყოს. კერძოდ, მაგმის მიერ შთანქმული კირქვები დასაბამს აძლევს კალციუმის და მაგნიუმის მეტასილიკატების წარმოშობას, რომელნიც, გარკვეული რაოდენობით მოიხმარენ რა კაემიწას, გრავიტაციული დიფერენციაციით გამოყოფიან მაგმის ზედაფენებს და იძირებიან, რის შედეგად ეს ზედაფენები გაუჭერებელი ხდება კაემიწით. ამის გამოა, რომ ახლა მაგმიდან ფელდშპატების მაგიერ მათი შემცველი ნეფელინი გამოკრისტალდება. დ. ბელიანიკინი ულტრაფუფე ქანების ასიმილაციის პროცესით ხსნის ნეფელინიანი და სხვა სიენიტების წარმოშობას. ზოგი ავტორი ტუტე ქანების წარმოშობას, ან საერთოდ ქანებში ტუტეების კონცენტრაციის გაზრდას, მინერალიზატორების მოქმედებას მიაწერს (სმიტი, კორუინსკი). ზოგი კი გადამწყვეტად მიიჩნევს მაგმის განსაკუთრებულ პირობებში დიფერენციაციას (ბოუენი, პარკერი, ბილიბინი, პოლმსი) და ა. შ.

IV. მუშავე ქანები

გრანიტ-რიოლითის და გრანოდიორიტ-დასიტის ჯგუფი

ზოგადი ცნობები

გრანიტები, გრანოდიორიტები და კვარციანი დიორიტები, რომელნიც ერთად აღებული გრანიტოიდებად იწოდებიან, მწერალური შედგენილობის მიხედვით კვარციან ფელდშპატიანი ქანებს წარმოადგენენ. SiO_2 -ის შემცველობით ისინი,

მეყვე ქანებს მიეკუთვნებიან — SiO_2 -ის რაოდენობა ხსენებულ ქანებში 65%-ზე მეტია (იხ. ცხრ. 21, გვ. 195). ტუტეებისა და თიხამიწის შეფარდების მიხედვით, ისე როგორც სხვა შემთხვევაში, აქაც ნორმული და ტუტე რიგი გამოიყოფა.

გრანიტები და გრანოლორიტები უზარმაზარ მასივებს (პლუტონებს) ქნიან, უმთავრესად ბათოლითებისა და შტოკების სახით. ამავე დროს, ამ ქანებს ძალზე დიდი გავრცელება აქვთ როგორც ძველ კრისტალურ ფარებში (ფინეთ-სკანდინავიის, ციმბირის, კანადის და სხვ.), ისე გადაარეცხილ ნაოკა მზარეებში (საიანები, ალტაი, ტიან შანი, ურალი. პირენეეზი, ალპები, ანდები და სხვ.). გრანიტოიდები საქართველოშიც არის ცნობილი, ერთი მხრივ, ძირულის, ხრამის და ლოქის ძველ მასივებში, მეორე მხრივ, კავკასიონის ნაოკა სისტემის ლერძულ ნაწილში (აფხაზეთი, სვანეთი, რაჭა, დარიალი და სხვ.).

გრანიტები და გრანოლორიტები სხვადასხვა ასაკის არიან. შედარებით დიდი გავრცელება აქვთ არქეულ, რამდენადმე ნაკლები — პალეოზოურ და მეზო-კაინო-ზოურ გრანიტოიდებს.

გრანიტოიდული ქანების ჭგუფთან რიგი სასარგებლო წიაღისეულებია დაკავშირებული. მანქნელებიდან ამ ჭგუფს უკავშირდება კალის ქვის, ვოლფრამის, მოლიბდენის, ოქროს, რკინა-კობალტის, ვერცხლის, სპილენძის, ტყვია-თუთის საბადოები, არამეტალურიდან — მუსკოვიტის, ლითიუმის და ბორის შემცველი მინერალების, ფლოროიტის, ბარიტის და სხვა. თვით გრანიტები კი სამშენებლო საქმეში გამოიყენება.

მაგმური ქანების ახლად შემოთავაზებული კლასიფიკაციის თანახმად (55) პეტროქიმიურად მეყვე ქანებში სამი რიგია გამოყოფილი: 1. ნორმული (გრანიტ-რიოლითის და გრანოლორიტ-დაციტის); 2. სუბტუტე (კვარციანი სიენიტ-ტრაქიტის, სუბტუტე გრანიტ-ტრაქიანდებიტის) და 3. ტუტე (ტუტე გრანიტ-რიოლითის რიგი).

წინამდებარე სახელმძღვანელო რომ არ გადაიტვიროს, გარდამავალს, ე. ი. სუბტუტე რიგის ქანების დახასიათებას გვერდს აუვლით და ისე, როგორც ეს სხვა სახელმძღვანელოებშია მიღებული, მხოლოდ ნორმულ და ტუტე რიგის გრანიტოიდებს განვიხილავთ. სუბტუტე ქანების შესახებ ცნობები მსურველთ შეუძლიათ ნახონ სპეციალურ ლიტერატურაში (55).

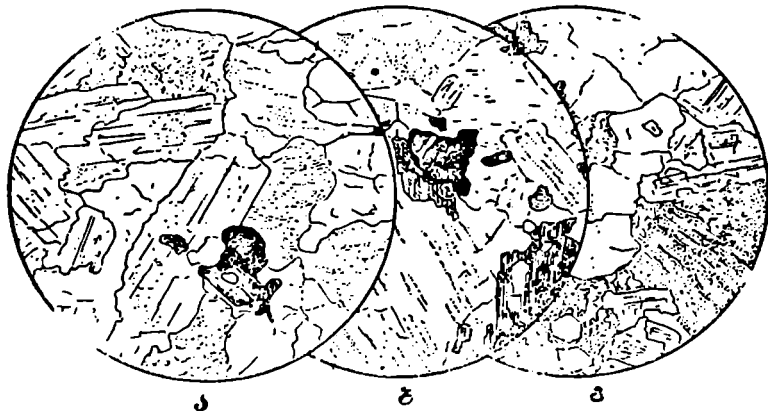
ა. გრანიტ-რიოლითის ჯგუფის კირატინიანი რიგი

ინტრუზიული ქანები — ნორმული გრანიტები, გრანოლორიტები, ტრონდემიტები

ნორმული ანუ ჩვეულებრივი გრანიტი ღია ნაცრისფერი ან ხორცისებრ მოწითალო ფერის, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი, ნათლად კრისტალური ქანია. გრანიტების მთავარი ქანმამწერი მინერალებია: კვარცი, კალიუმინი ფელდშპატი — ორთოკლაზი ან მიკროკლინი; მეყვე პლაგიოკლაზი — უმთავრესად ოლიგოკლაზი, ფერადი მინერალებიდან — ბიოტიტი, იშვიათად რქატყუარა ან კიდევე უფრო იშვიათად პიროქსენი (ავგიტი). შედარებით მეყვე სახესხვაობებში მუსკოვიტიც აღინიშნება. აქცესორებიდან წარმოდგენილია აპატიტი, ცირკონი, ტიტანიტი; მანქნელებიდან — მაგნეტიტი და პირიტი; იშვიათებიდან — ტურმალინი, იართიტი, მონაციტი და სხვ. მეორადი მინერალებიდან ფელდშპატების დაშლით სერიციტი და კოლინი ჩნდება, ხოლო მუქი მინერალების ხარჯზე — ეპიდოტი და ქლორიტი.

კალიუმის ფელდშპატი— <90 და >40 . გრანოდიორიტო: პლაგიოკლაზი— $65-90$, კვარცი— $20-40$, იშვიათად მეტი, კალიუმის ფელდშპატი— $8-25$, ფემური მინერალები— $2-25$.

საკმაოდ გავრცელებული ქანებია ტონალიტები, რომლებიც თავიანთი შედგენილობით ბიოტიტ-რქატყუარაან გრანიტოიდებს შეესატყვისებინან, ტონალიტის მინერალური შედგენილობა დაახლოებით ასეთია: კვარცი— 20% ზე მეტი,



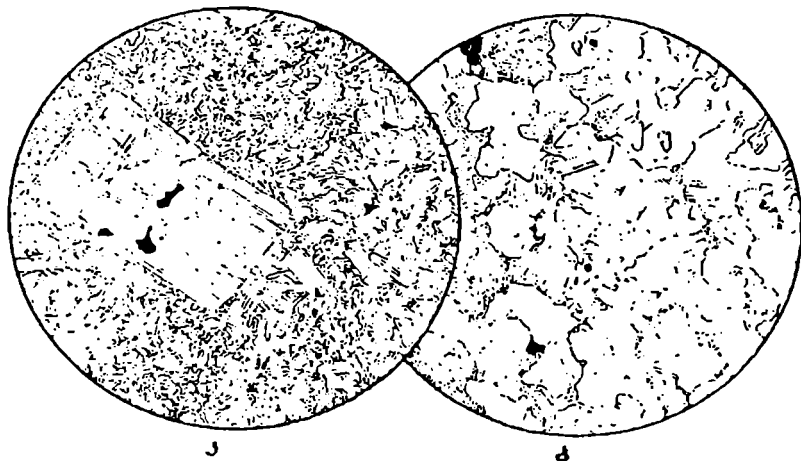
ნახ. 178. ა — ნორმული გრანიტი შთაქარი ჭანმაშენი მინერალებია ოლიგოკლაზი (ნათელი ტექჩეალობით), კალიუმის ფელდშპატი (პერტრული, კვარცი (უფერო) ჩანაზარდებით, ბიოტიტი და მაგნეტიტი (შავი); ბ — გრანიდიორიტი, პლაგიოკლაზი, კალიუმის ფელდშპატი და კვარცი (უფერო). მეტი მინერალები — ზოტიტი და რქატყუარა; გ — ალასკიტი კალიუმის ფელდშპატი (რუხი), ოლიგოკლაზი (ტექჩეალობით) და კვარცი (უფერო).

კალიუმ-ნატრიუმისანი ფელდშპატი — 10% -მდე. ბევრად მეტია (30%) პლაგიოკლაზი, რომელიც შედგენილობით ანდეზინს უპასუხებს. ფემური მინერალებიდან ბიოტიტი და რქატყუარა გვხვდება, რომელთა რაოდენობა 30% -მდეა, SiO_2 — $64-68\%$.

ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები — მიკროგრანიტები, გრანიტ-პორფირები, აპლიტები და პეგმატიტები

ჰიპაბისურ პირობებში დაქრისტალებული გრანიტული მავმა წარმოშობს ძლიერ წვრილკრისტალურ მიკროგრანიტებს ან არათანაბარმარცვლოვან, პორფირული აგებულების ქანებს — გრანიტ-პორფირებს (ნახ. 179). ამ უკანასკნელს წვრილმარცვლოვანი ძირითადი მასა და პორფირული გამონაყოფები ახასიათებს. ძირითადი მასა მინერალური შედგენილობით არ განსხვავდება ჩვეულებრივი გრანიტისაგან. პორფირული ჩანართები კვარცს, ფელდშპატებს და ზოგჯერ ბიოტიტს ან რქატყუარას შეიცუთენება. ისე რომ, მიკროგრანიტი და გრანიტ-პორფირი ინტრუზიული ფაციესის გრანიტებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდება და არა შედგენილობით. მიკროგრანიტები და გრანიტპორფირები მცირე სიდიდის ჰიპაბისურ სხეულებს — შტოკებსა და ლაკოლიტებს აგებს; გვხვდება აგრეთვე ძარღვებისა და დაიკების სახით. არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა ისინი გრანიტული დიდი მასივების პერიფერიულ ნაწილებს შეადგენენ.

გრანიტების ძარღველი ფაციესი უფრო ხშირად აპლიტებითა და პეგმატიტებით არის წარმოდგენილი. აპლიტი ძლიერ წვრილ და თანაბარმარცვლოვანი, თითქმის თეთრი ან მოვარდისფრო, მუქი მინერალებით ძლიერ გაღარიბებული გრანიტული ქანია (ნახ. 179). არჩევენ ჩვეულებრივ აპლიტს, შემდგარს კვარცისა და ტუტე ფელდშპატებისაგან, და პლაგიოკლატს, შემდგარს კვარცისა და შავე პლაგიოკლაზისაგან. აპლიტები დედაქანებს — გრანიტულ მასივებს უკავშირდებიან და მათში ძარღვებისა და დაიკების სახით არიან გამოყოფილი. რადგან აპლიტები ძლიერ წვრილმარცვლოვანი ქანებია, უნდა ვიფიქროთ, რომ მათი მომცემი მდნარი შედარებით სწრაფად არის დაკრისტალბული, ვიდრე შემცველი გრანიტები. მეორე მხრივ, აპლიტებში ბიოტიტის, მუსკოვიტის და ტურმალინის უმნიშვნელო რაოდენობით არსებობა იმაზე მიგვითითებს, რომ მდნარი მინერალიზატორებს თითქმის არ შეიცავდა.



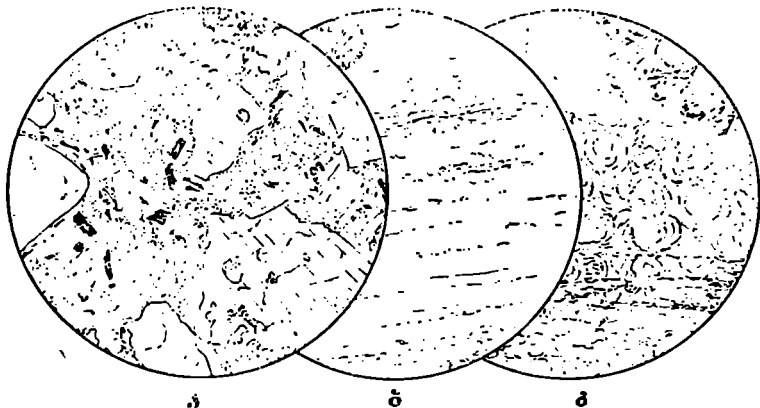
ნახ. 179. ა — გრანიტ-პორფირი. მიკროგრანიტულ ძირითად მასაში გამოყოფილია კვარცი და გაპლიტებული კალუშის ფელდშპატი. რადიალურ-სხივასნური — ტურმალინია; ბ — აპლიტი. მთავარი მასა კვარცით (უფერო) და ფელდშპატით არის აგებული. ცოტა მაგნეტიტი (შავი).

პეგმატიტები აპლიტებისაგან განსხვავებით მეტისმეტად მსხვილმარცვლოვანი აგებულებით ხასიათდებიან. გარდა ამისა, ისინი დაკრისტალბული არიან გრანიტული შედგენილობის ისეთი ნარჩენი მდნარიდან, რომელიც მდიდარი ყოფილა მინერალიზატორებით. სწორედ ამ უკანასკნელი გარემოებით უნდა აიხსნას ის, რომ პეგმატიტებში მთავარ მინერალებთან — კვარცთან და ფელდშპატებთან ერთად, იშვიათი ელემენტების შემცველი მინერალებიც გვხვდება (კოლუმბიტი, ორთიტი, მონაციტი და სხვ.).

პეგმატიტებთანაა დაკავშირებული მუსკოვიტი, მორიონი, ამეთესტო, ტოპაზი, ბერილი, კასიტერიტი, ცირონი, აპატიტი და სხვა მინერალები, რომლებიც სამკაული ქვების, იშვიათი მეტალებისა და რადიაქტიური ელემენტების მოპოვებისათვის ძვირფას ნედლეულს წარმოადგენს.

ფეუზიური ქანები¹ — რიოლიტები (ლიპარიტები), რიოლითური პორფირები (კვარციანი პორფირები), დაციტები და დაციტური პორფირები (კვარციანი პორფირიტები)

რიოლიტები და რიოლითური პორფირები აფირულ, უფრო ხშირად კი პორფირული აგებულების, ღია ფერის ვულკანურ ქანებს წარმოადგენენ. მათგან პირველი კაინოტიპური ქანია და სისალით გამოირჩევა, ხოლო მეორე რამდენადმე შეეცვლილ პალეოტიპურ ქანებს მიეკუთვნება. როგორც რიოლიტში, ისე რიოლითურ პორფირში პორფირული ჩანართები კვარციტ, პლაგიოკლაზით, ტუტე



ნახ. 180. ა — რიოლიტი, პორფირული ჩანართები კვარცი, სანიდინი და პლაგიოკლაზია, ჩანს ბიოტიტის წვრილი ქერცლები, ძირითადი მასა მინაა; ბ — ობსიდინი — ვულკანურ მინაში მხოლოდ სფეროლიტები ჩანს; გ — პერლიტი. მეყვე მინა პერლიტური ნაპრალეებით (სფეროლიტული ტექსტურა).

ფელდშპატიტ, შედარებით ცოტა ბიოტიტით ან ღია ფერის პიროქსენით და მურა რქატყუარით არის წარმოდგენილი (ნახ. 180). კვარცი კიდევ შემოღობილია და ძირითადი მასის ჩანართებს შეიცავს, რაც დამახასიათებელია კვარცის შემცველი მეყვე ფეუზიური ქანებისათვის. პლაგიოკლაზი, როგორც წესი, ოლიგოკლაზს მიეკუთვნება. თუმცა ფერადი მინერალებით მდიდარ და სწრაფად გაცივებულ მინებრივ სახესხვაობებში იგი, მნიშვნელოვნად, ფუქე ხდება და შედგენილობით ლაზარდორსაც კი უახლოვდება.

ტუტე ფელდშპატი რიოლიტებში სანიდინია, ხოლო რიოლითურ პორფირებში მღვრიე, მოწითალო ორთოკლაზი ან იშვიათად მიკროკლინი.

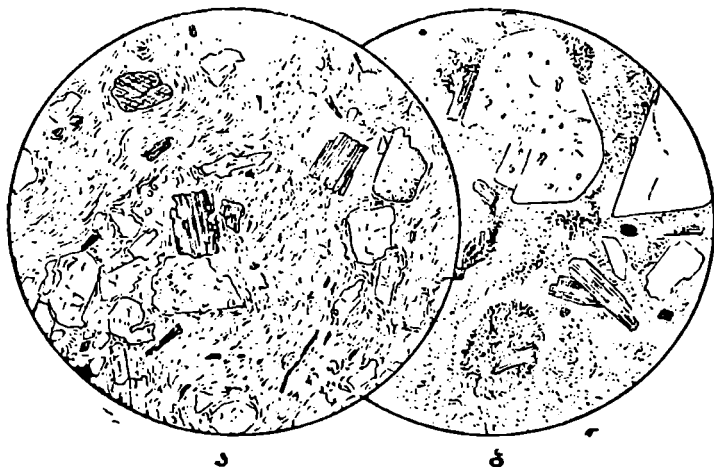
ძირითადი მასა სრულკრისტალური, მიკროგრანიტული, მიკროფელზიტური, მინებრივი და სფეროლითურია. მიკროგრანიტული ძირითადი მასა ექსტრუზივების, განფენების და ნაკადების შუა ნაწილებისათვისაა დამახასიათებელი, ხოლო მიკროფელზიტური და მინებრივი ერთი და იმავე სხეულის სხვადასხვა უბანში გვხვდება.

ისეთი რიოლითური პორფირები, რომლებიც პორფირული ჩანართების სახით მხოლოდ ფელდშპატებს შეიცავენ და კვარცი კი ძირითად მასაშია უწერილესი მარცვლების სახით გამოყოფილი, ფელზიტურ პორფირებად იწოდება.

რიოლითებისა და რიოლითური პორფირებისათვის ძლიერ დამახასიათებელია ფლუიდური ტექსტურა, ზოლებრიობა და საერთოდ ღენადობის ნიშნები. სიტყვა რიოლითი სწორედ ამ თვისებას (ღენადობას) გამოხატავს.

ქანების ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება ფელზიტები, პეზტეინები (ფისისებრი ქანები), ობსიდიანები, პერლიტები და პემზა.

ფელზიტები არსებითად აფირულ რიოლითებს წარმოადგენენ და შეუიარაღებელი თვალთ შესამჩნევ პორფირულ გამონაყოფებს არ შეიცავენ. პეზტეინი შავი, მურა, მომწვანო, იშვიათად ღია ფერის, ფისისებრი ელვარების მქონე წყლით მდიდარი ($H_2O=8\%$) მინებრივი ქანია. ობსიდიანი სხვადასხვა ფერის, უმთავრესად შავი, მოწითალო ან მონაცრისფრო, თითქმის უწყლო ვულკანური მინაა (ნახ. 181), რომელსაც დამახასიათებელი ნიჟარისებრი მონატეხი და კიდევში გამჭვირვალობა ახასიათებს. მიკროსფეროიდული განწყვერების მქონე ვულკანური მინას წარმოადგენს პერლიტი, რომელიც უმთავრესად ღია ფერით ხასიათდება (ნახ. 181). პერლიტში წყლის რაოდენობა 3—4%-ს აღწევს.



ნახ. 181. ა — დაციტი რიოლითოიდური. ფლუიდურ ძირითად მასაში გაოყოფილია პლაგიოკლასი, ამფიბოლი და ბიოტიტი; ბ — დაციტი ანდეზიტოიდური. ძირითად მასაში კრიტალითებიანი მინაა, ზოგან სფეროლითური აგებულების. პორფირული ჩანართები — ანდეზინი, რქაბუფარა და ბიოტიტი (ზეარციკის მიხედვით).

პემზა ქაფსებრი აგებულების, შეორთქლილი ზინის ან აბრეშუმის ელვარების მქონე, მეტად მჩატე, თეირი ან მოწითალო-მორუხო ფერის ვულკანური მინაა. პემზაში წყალი (პიგროსკოპული) ზოგჯერ საკმაოდ ბევრია.

რიოლითები, რიოლითური პორფირები და მათი სახესხვაობები უმთავრესად ნაოკა მხარეებს უკავშირდებიან. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ეს ქანები გავრცელებულია აღმოსავლეთ ციმბირის მხარეში, შორეულ აღმოსავლეთში, კამჩატკაზე, ალტაიზე, ყაზახეთში, კავკასიასა და ყირიმში. ამ ქანებს საქართველოში ვხვდებით ძირულისა და ხრამის მასივების პერიფერიებზე და ახალგაზრდა ვულკანების გავრცელების მხარეებში — ჭავჭავთში, ყელის ზეგანზე და სხვაგან.

დაციტები და დაციტური პორფირები (კვარციანი პორფირიტები). გრანოლიორიტების კანოტიპური ანალოგები დაციტებითაა წარმოდ-

გენილი, პალეოტიპური კი — დაციტური პორფირებით. დაციტები საერთოდ ღია ფერის პორფირული ან აფირული ქანებია. პორფირულ ჩანართებს ზონური პლაგიოკლაზი — ანდეზინ-ლაბრადორი და რომელიმე შეფერილი მინერალი — პიროქსენი, ამფიბოლი, ან იშვიათად ბიოტიტი ქმნის (ნახ. 181). კვარცი თავისუფალი სახით იშვიათად თუ არის გამოყოფილი, რადგანაც დაკრისტალდება ვერ ასწრებს და ძირითადი მასის მინაშვივთა გაცეხებული. ამიტომ, რომ ეს უკანასკნელი ბევრად უფრო მკაფიოა, ვიდრე ანდეზიტებში. დაციტის ძირითადი მასა შედარებით მკაფიო პლაგიოკლაზის, ტუტე ფელდშპატის და ავგიტის მიკროლითებითა და მკაფიო მინით არის აგებული. ამასთან არის ისეთი შემთხვევები, როცა ძირითადი მასა მთლიანად მინებრივია. ასეთ შემთხვევაში ქანის დაციტად განსაზღვრა მინის გარდატეხის მაჩვენებლის გაზომვით ან ქიმიური ანალიზის საშუალებით ხდება.

რაც შეეხება დაციტურ პორფირის, ის როგორც პალეოტიპური ქანი, მეორადი მინერალების სიუხვით ხასიათდება. მას ადრე კვარციან პორფირიტს უწოდებდნენ, თუმცა მასში პირველადი კვარცი იშვიათია. ეს ქანი დაციტისაგან განსხვავებით ძირითად მასაში სანიდინის მაგიერ ორთოკლაზის მაკროლითებს შეიცავს. დაციტები და დაციტური პორფირები გვხვდება იმავე მხარეებში, სადაც რიოლითები და რიოლიტური პორფირებია გავრცელებული.

ბოლო დროს ფართო ხმარებაშია ტერმინი დელენიტი, რომელიც გულისხმობს გარდამავალ ქანს რიოლითსა და დაციტს შორის. სხვანაირად ეს არის დაციტ-ლიპარიტი ან კიდევ ოლიგოკლაზიანი რიოლითი. უკანასკნელ დროს გამოქვეყნებულ ლიტერატურაში ზოგი მას ტრაქირიოლით-დაციტს უწოდებს.

დელენიტი მკაფიო ხასიათის ფელზიური ქანია, რომლის შედგენილობაში მონაწილეობს პლაგიოკლაზი და ორთოკლაზი, არის ცოტა (4%) ჰიპერსტენი და მადნეული მინერალი (1%). დელენიტის ძირითადი მასა, რომელიც მთელი ქანის 80%-ს შეადგენს, გაკრისტალბულ სფეროლიტურ მინას წარმოადგენს.

კვარციანი კერატოფირები და კვარციანი ალბიტოფირები. ჩვეულებრივი კერატოფირები წინა თავში, სიფიტ-ტრაქიტის ჯგუფთან ერთად იქნა დახასიათებული. რაც შეეხება კვარციან კერატოფირებს და კვარციან ალბიტოფირებს, ესენი, იმის გამო, რომ თავისუფალ კვარცს შეიცავენ და შესატყვისად კავშირით არიან გაჭერებული, მკაფიო ქანებთან ერთად არიან განხილული, კერძოდ კი კვარციანი კერატოფირები, როგორც ნატრიუმით გამდიდრებული ქანები, პლაგიოგრანიტების ანალოგებად არიან მიჩნეული. როგორც ჩვეულებრივი კერატოფირები, ესენიც გეოსინკლინურ ნალექებთან მორიგეობენ და სპილიტებთან ერთად გვხვდებიან. კვარციანი კერატოფირი პორფირულ აგებულებას ამჟღავნებს. პორფირული ჩანართები კვარცისა და ალბიტისაა. ასეთივე სახით ზოგჯერ კალიუმის ფელდშპატიც გვხვდება. ფემური მინერალი საღად დარჩენილი აღარსადაა — მის ადგილზე ქლორიტ-ეპიდოტის და კარბონატული მასებია წარმოქმნილი. ძირითადი მასა ჩვეულებრივ ფელზიტურ-სფეროლიტურ აგებულებას ამჟღავნებს. ანალოგიური სტრუქტურა ახასიათებს კვარციან ალბიტოფირს, თუმცა ის კია, რომ ამ ქანში კალიშპატი საერთოდ არ გვხვდება.

უკანასკნელ დროს კვარციან კერატოფირებს და კვარციან ალბიტოფირებს განიხილავენ როგორც მეორად ქანებს, წარმოშობილ დაციტების, პლაგიორიოლითების და ტრაქიტების გააღბიტების შედეგად. შედარებისათვის შეიძლება ვაიმეორროთ, რომ ჩვეულებრივი კერატოფირი სიმკაფიანობის მიხედვით საშუალო სიმკაფიის ფელზიური ქანს წარმოადგენს, რომელიც მეორადი მინერალებით — ალბიტით, ალბიტოლიგოკლაზით, ქლორიტით და ეპიდოტ-კალციტით არის გამდიდრებული. ძირი-

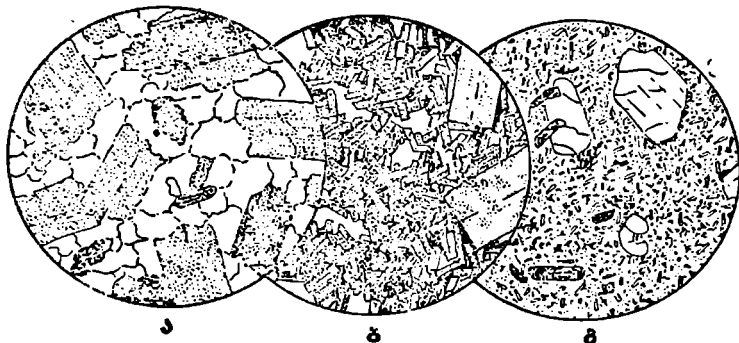
თადი მასა ფელზიტური, მიკროლითური ან სფეროლითურია. პორფირული ჩანარ-
თები ალბიტ-ოლიგოკლასს შეეკუთვნება.

კერატოფირები გეოსანკლინურ მხარეებთან არიან დაკავშირებული. მორიგეო-
ბენ ნორმულ დანალექ ქანებთან და ასოციაციაში არიან სპილიტებთან და დიაბა-
ზებთან. ვარაუდობენ, რომ, ისე როგორც სპილიტებში, ალბიტი ან ოლიგოკლასი
მეორადი წარმოშობის უნდა იყოს. ასეთი ქანები კავკასიაში და მათ შორის სა-
ქართველოშიც არის გავრცელებული.

ბ. ტუტე-გრანიტებისა და კროლიტების ჩივი

ინტრუზიული ქანები — ტუტე გრანიტები

ტუტე გრანიტები ნორმული გრანიტებისაგან იმით განსხვავდებიან,
რომ არ შეიცავენ კალციუმ-ნატრიუმთან ფელდშპატებს, ე. ი. პლაგიოკლასებს,
და მათ ნაცვლად აქ უხვდაა წარმოდგენილი ტუტე ფელდშპატები — უმთავრესად
ანორთოკლასი და თითქმის სუფთა ალბიტი. გარდა ამისა, ამავე გრანიტებისათ-
ვის დამახასიათებელია ისიც, რომ მათ აგებულებაში მონაწილეობს ნატრიუმით
და რკინით მდიდარი მუქი მინერალები — ამფიბოლებიდან რიბეკიტი და არფველ-



ნახ. 182. ა — ტუტე გრანიტი. მთავარი შემადგენელი მინერალებია: მიკროპერტი (ნა-
რისფერი), რიბეკიტი და ეგირინი (მუქი); ბ — რიბეკიტანი მიკროგრანიტი, შემდგარა ნატ-
რიუმის ორთოკლასისაგან (პორფირული და წერტილი იდომორფული კრისტალები), რო-
მელთა შორის რიბეკიტი (მუქი) და კვარცია (უფერო) გამოყოფილი; გ — ტუტე რიოლი
(პანტელურიტი). პორფირული ჩანარები: სანიდინი, ანორთოკლასი. კიდევმშემოღობილი
კვარცი. ბირთვად მასაში სანიდინი, არფველსონიტი და ეგირინი (ვილამსის, ტერნერის
და ჯილბერტის მიხედვით).

სონიტი; პიროქსენებიდან — ეგირინი ან ეგირინ-აეგიტი. მინერალების ამ ასოციაც-
იას ხშირად ბიოტიტიც უერთდება. ამ მინერალების მისედვით გამოყოფილია
ტუტე გრანიტის შემდეგი სახესხვაობები: ა) რიბეკიტანი, ბ) არფველსონიტანი,
გ) ეგირინიანი, დ) ბიოტიტანი და სხვ. (ნახ. 182).

მეორე მხრივ, ტუტე გრანიტები მათში შემავალი ფელდშპატების მიხედვი-
თაც ნაწილდებიან: ამ მინერალების გათვალისწინებით გამოყოფენ ნატრიუმთან და
კალიუმთან ტუტე გრანიტებს. პირველი ფელდშპატებიდან ანორთოკლასსა და
ალბიტს შეიცავენ, ნატრიუმთან მუქ მინერალებთან ერთად, მეორე კი — მხოლოდ
და მხოლოდ კალიუმთან მინდვრის შპატს და ბიოტიტს.

გრანიტების და გრანოლოიტიული ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა
(ზავარციის და სოლოვიოვის მიხედვით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6
O ₂	72.08	73.30	72.80	74.57	65.08	65.01
TO ₂	0.37	0.11	0.33	0.17	0.57	0.57
A ₂ O ₃	13.86	12.33	13.49	12.58	16.25	15.94
e ₂ O ₃	0.86	2.58	1.45	1.30	2.38	1.74
eO	1.67	1.28	0.88	1.02	1.90	2.65
M O	0.06	0.02	0.08	0.05	0.06	0.07
M O	0.52	0.26	0.38	0.11	1.41	1.91
CaO	1.33	0.16	1.20	0.61	3.46	4.42
a ₂ O	3.08	4.55	3.38	4.13	3.97	3.70
K ₂ O	5.16	4.20	4.16	4.73	2.67	2.75
H ₂ O	0.53	0.86	1.47	0.66	1.50	1.04
P ₂ O ₅	0.18	0.05	0.08	0.07	0.15	0.20
ჯ ა მ ი	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

1 — ნორმული გრანიტი; 2 — ტუტე გრანიტი; 3 — რიოლიტი; 4 — ტუტე რიოლიტი; 5 — ლაცი; 6 — გრანოლოიტი.

აი ყველა ის ნიშანი, რითაც ტუტე გრანიტები ნორმული გრანიტებისაგან გაირჩევა.

ტუტე გრანიტების ჯგუფში შედის ტუტე ალიასკიტი, ჩარნოკიტი, რაპაკივი და სხვ.

ტუტე ალიასკიტი არსებითად კვარცისა და კალიუმის ფელდშპატებისაგან შედგება, რაოდენობრივად ასეთი დამოკიდებულებით 20—40% კვარცი, კალიუმის ფელდშპატი 50—70%.

ჩარნოკიტი თითქმის უპლაგიოკლაზო, ჰიპერსტენიანი ტუტე გრანიტია, რომლის მთავარი შემადგენელი მინერალი კალიუმ-ნატრიუმინი ფელდშპატი (35—65%) და კვარცია (20—50%). ბევრად ცოტაა ოლიგოკლაზი (5—6%), ჰიპერსტენი (5%-მდე). კიდევ უფრო ცოტაა ბიოტიტი და მადნეული მინერალი.

თავისებურ გრანიტულ ქანს წარმოადგენს რაპაკივი, რომელიც ხასიათდება ე. წ. ოვოიდური სტრუქტურით, რაც იმაში გამოიხატება, რომ მოვარდისფრო ორთოკლაზის მსხვილი მომრგვალო ფორმის კრისტალები გარშემოვლებული არიან ოლიგოკლაზის არშიით. ოვოიდებს შორის მასა წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი ოლიგოკლაზით, პლაგიოკლაზით, კვარცით, რკინით მდიდარი ბიოტიტით და რქატყუარით. აქცესორებიდან გვხვდება აპატიტი, მაგნეტიტი-ფლუორიტი, მონაციტი, ორთიტი და სხვ.

ჰიპაბისური და ძარღვული ქანები — ტუტე მიკროგრანიტი და გრანიტ-პორფირი, გრორუდიტი, პეჯანიტი და სხვ.

ტუტე მიკროგრანიტი და გრანიტ-პორფირი ინტრუზიული ფაციესის ტუტე გრანიტისაგან მხოლოდ და მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდება. პირველი მათგანი ძლიერ წმინდა და მასთან თანაბარმარცვლოვანი ქანია, ხოლო მეორე — არათანაბარმარცვლოვანი — პორფირული. ტიპურ ძარღვის ქანს წარმოადგენს გრორუდიტი, რომლისთვისაც დამახასიათებელია მკაფიოდ გამოხატული პორფირული სტრუქტურა; სრულკრისტალური, წვრილმარცვლოვანი ძირითადი

თადი მასა ტუტე ფელდშპატიო (მიკროკლინი), ეგირინით და მცირეოდენი კვარცით არის აგებული. პორფირული ჩანართებია მიკროკლინი, იშვიათად ანორთოკლაზი, ტუტე პიროქსენი ან ამფიბოლი.

ტუტე, აპლიტური ძარღვის ქანია პეზანტი, რომელიც მინერალური შედგენილობით რაბეკიტთან გრანიტებს შეესატყვისება.

ფუზიური ქანები — ტუტე რიოლითები და ტუტე კვარციანი პორფირები

ტუტე გრანიტების ფუზიური ანალოგები კაინოტიპური ტუტე რიოლითებით და პალეოტიპური პორფირებითა (კომენდიტებით) წარმოდგენილი.

ტუტე რიოლითები ანუ ნატრიუმიანი რიოლითები (პანტე-ლეირიტები) ღიად შეფერილი, პორფირული ქანებია, რომელთა ძირითადი მასა მინებრივ და ტრაქიტულის მსგავს სტრუქტურას ამჟღავნებს და აგებულია კვარცის, სანიდინის, ტუტე ამფიბოლის (არფვედსონიტის) უწყვილესი გამოწყოფებისაგან, რომელთაც ნემსისებრი ეგირინი უერთდებათ. პორფირული ჩანართები უფრო ხშირად ბიპირამიდულ კვარცს, ანორთოკლაზს, ნატრიუმიან სანიდინს და ალბიტს მიეკუთვნება. ფერადი მინერალები პორფირულ ჩანართებს იშვიათად ქმნიან, თუმცა ამ ჯგუფის მინერალებიდან შეიძლება შეგვეხედეს ტუტე პიროქსენები — ეგირინ-ავგიტი და ტუტე ამფიბოლი (კროსსიტი).

რაც შეეხება ტუტე კვარციან პორფირებს, ეს ქანები ზემოაღწერილთაგან მხოლოდ მეორადი მინერალების შემცველობით განსხვავდებიან და, როგორც სხვა შემთხვევებშიც, სანიდინის მაგივრად მათში მოწითალო ფერის ორთოკლაზია განვითარებული.

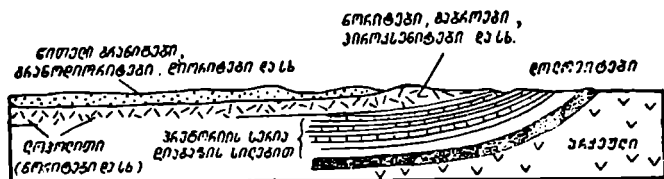
ზოგი რამ გრანიტების წარმოშობის შესახებ

ზემომოტანილი მაგალითები ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს მაგმური ქანების მრავალნაირობაზე, მათ განსხვავებულ მინერალურ და ქიმიურ შედგენილობაზე. მიზეზი ამ მრავალფეროვნებისა დღეს სხვადასხვაანაირადაა ახსნილი. ზოგის აზრით, თავდაპირველად ორი მაგმა არსებობდა — გრანიტული და ბაზალტური, რომელთა სხვადასხვა რაოდენობით შერევას უნდა მოეცა ყველა ცნობილი მაგმური ქანი. ზოგის მიხედვით, მაგმა მხოლოდ ერთია — ბაზალტური და მისი დიფერენციაცია გვაძლევს განსხვავებულ ქანებს და, მათ შორის, გრანიტსაც. საყურადღებოა, რომ დღეს ამ უკანასკნელ მოსაზრებას უფრო მეტი მომხრე ჰყავს და მართლაც. რაც მაგალითებში თქვით ამას ადასტურებს. ამ მაგალითებიდან ჩვენ მხოლოდ ორს დავასახელებთ: მაგმის ადგილზე დიფერენციაციით სხვადასხვა ქანების და მათ შორის გრანიტის წარმოშობის ნათელ სურათს ბუშეელის (ტრანსვალი — სამხრეთ აფრიკა) კომპლექსში ვხედავთ; იქ საკმაოდ დიდი ზომის ლობოლითურ სხეულში სხვადასხვა ქანების მკაფიო სტრატოფიკაცია შემჩნევა; იმგვარად, რომ ლობოლითის ქვედა ნაწილში მაღალი კუთრი წონის მქონე ქანები — პიროქსენიტები და გაბროები (ნორიტები) გაბატონებული, აღმაველ კრილში მათ შედარებით დაბალ კუთრი წონის მქონე ქანები (დიორიტები, გრანიტოპორფირები და გრანიტები) ცვლის. მართალია, რაოდენობით აქ ბევრად ჰკარბობს ფუძე ქანები, მაგრამ გრანიტი მინც მკაფიო ინდივიდუალობით გამოირჩევა (ნახ. 183).

მსგავსი დიფერენციაციის კარგი მაგალითია აგრეთვე ტაგლის ზონური მასივი ურალზე, რომლის აგებულებაში მრავალი ქანი მონაწილეობს, კერძოდ, დუ-

ნიტები, გაბროები, გაბრო-ლიორიტები, სიენიტები, მონცონიტები, ლიორიტები და გრანიტები. ამ ქანების სივრცობრივი ურთიერთდამოკიდებულება ქვემოთ მოტანილ სქემაზე ჩანს (ნახ. 184).

(ამრიგად, უშუალოდ მაგმიდან გრანიტის გამოკრისტალდება, ამ მაგალითების მიხედვით, თითქმის ექვს არ უნდა იწვევდეს.)



ნახ. 183. ბუმველდის კომპლექსის გაბარტივებული კრილი (რ. დულის მიხედვით).

მეორე მხრივ, გრანიტული შედგენილობის ეფუზიური ქანების (რიოლიტების, დაციტების) არსებობა, რომელთაც ვულკანები ამოაფრქვევს, უდავოდ ამტკიცებს გრანიტული მაგმის არსებობას. ამასვე ადასტურებს გრანიტის ძარღვეული, დიკუზური თუ აპოფიზური ფორმის სხეულები, მკაფიოდ შეკრალი ამა თუ იმ ქანში. ყველა ასეთ შემთხვევაში ძარღვეულ ქანებს მკვეთრი და მასთან მალალტემპერატურული კონტაქტები აქვს. ასე რომ, ზემომოტანილი მაგალითები მაგმური (პირველადი, იუვენური) გრანიტის არსებობას ადასტურებს.

მაგრამ ყოველივე ეს როდი გამოიხატავს იმის შექმნა-ღებლობას, რომ გრანიტები სხვა გზითაც იყოს წარმოშობილი. მართლაც, ჭერ კიდევ აღარევი, მეცხრამეტე საუკუნის დასაწყისში (კეილპუ, ფუქსი), განსაკუთრებით კი ჩუენი საუკუნის უკანასკნელ ათეულ წლებში, გრანიტის მაგმური წარმოშობის იდეის წინააღმდეგ ბევრმა გაილაშქრა. გრანიტი რომ ყოველთვის უშუალოდ მაგმიდან არ უნდა იყოს გამოკრისტალებული, ამას ბევრი რამ ადასტურებს, ამ მხრივ განსაკუთრებით საყურადღებო მაინც შემდეგია:



ნახ. 184. ტაგლის მასივის აგებულებას სქემა (ე. კუზნეცოვის მიხედვით)

1 — დუნიტები; 2 — გაბრო და გაბრო-ლიორიტები; 3 — სიენიტები და მონცონიტები; 4 — კვარციანი ლიორიტები და გრანიტები; 5 — მასივის შემცველი ქანები.

თავიდანვე ყურადღება მიიქცია მეავე და ფუქე ინტრუზიული ქანების გავრცელების საკითხმა. გეოლოგიურმა აგებმამ გაარკვია, რომ მეავე ინტრუზიული ქანები — გრანიტები და გრანოლიორიტები, ბევრად უფრო ფართოდაა გავრცელებული (95%), ვიდრე ფუქე ქანები — გაბროები (5%). ამასთან მეავე ქანებით აგებული უზარმაზარი სხეულები — გრანიტული ბათოლითები ძველ კონტინენტებში და ოროგენული ზონების ღრმად გადარეცხილ ნაწილებშია თავმოყრილი. კარგად ცნობილი ფაქტია ისიც, რომ ფრაქციული დიფერენციაციის შემთხვევაში ბაზალტურ მაგმას შეუძლია მოგვეცეს მხოლოდ 5% მეავე (უკვარცი) მაგმა, ძირითადად,

ლიორიტული შედგენილობისა. ამის მიხედვით კი ოროგენულ ზოლებში უნდა გვექონდეს არა გრანიტული, არამედ გაბროილული მასივების სიუხვე, მაგრამ, რადგანაც სურათი საწინააღმდეგაო, ამიტომ უშვებენ, რომ ოროგენებში გრანიტოიდული ქანები წარმოშობილ უნდა იყოს არა მაგმის დიფერენციაციის, არამედ, ყოველგვარი სილიკატური ქანების (ე. ი. ისეთი ქანების, რომლებიც გრანიტის წარმოშობისადვის საკმარის ელემენტებს შეიცავს) დაძირვის და მათი გადაღობის, ან, როგორც სხვანაირად ამბობენ, ანატექსისის შედეგად. აი ასეთი გადაღობის გზით წარმოშობილ მაგმას და შესატყვისად გრანიტს ანატექსიტური ჰქვია. გ. გუსპიდი ამგვარ მაგმას ნეომაგმას უწოდებს.

სხვაგვარადაა ახსნილი ძველი კონტინენტების — კრისტალური ფარების და ბაქნების, გრანიტების წარმოშობა. დიდი ჭანია შემჩნეული იყო, რომ ძველ კონტინენტებში გრანიტები შემცველ ქანებში გადადის იმგვარად, რომ გრანიტსა და შემცველ ქანს შორის საზღვრის გაღვება შეუძლებელიც კია. ზოგჯერ ასეთ გრანიტებში შემცველი ქანების ისეთ ქსენოლითებს პოულობენ, რომელთაც შენარჩუნებულ აქვთ თავდაპირველი ტექსტურა. — ზოლებრივობის ან ფიქლებრივობის სახით და, როცა ქსენოლითებში შემჩნეულ ტექსტურულ ნიშნებს გრანიტის შემცველი ქანებისას აღარებენ, მათ შორის სრულ დამთხვევას (სივრცობრივს) ხედავენ. გარდა ამისა, საყურადღებო აქ ისიც არის, რომ გრანიტიანი უბნების სიმძლავრე უგრანიტო უბნების ტოლია. გამოდის, რომ აქ გრანიტი ისე „შემოჭრილა“, რომ შემცველი ქანები ადგილიდან არც კი დაუძრავს — არ გაუწვია. აი ამ საკითხთან დაკავშირებით წამოიჭრა სივრცის ცნობილი პრობლემა. მართლაც, თუ დავუშვებთ, რომ აქ გრანიტი შემოჭრილია, მაშინ სად წავიდა ის ქანები, რომელთა ადგილი ახლა გრანიტმა დაიკავა? პასუხი ამ კითხვაზე ასეთი იქნება: აქ არავითარი გრანიტის შემოჭრა არ მომხდარა, გაგრანიტებულა ის ქანები, რომლებიც თავიდან აქ იყო. ნაწარაულებია, რომ ამ უკანასკნელთა გარდაქმნა, მათი გრანიტიზაცია, ძირითადად მყარ მდგომარეობაში ადგილზევე მიმდინარეობდა, მინერალიზატორების მონაწილეობით. ეს კი ყარგად ცნობილი პროცესია, რომელსაც მეტასომატისმი იწოდებდა. ეს პროცესი ამჟამად ესმით როგორც ჩანაცვლებითი პროცესი, რომლის დროსაც ქანებში ადგილი აქვს ძველი მინერალების გახსნას და ერთდროულად ახლთ ჩანაცვლებას. პროცესის მსვლელობაში ნაწარაულებია თხევადი და გაზობრივი ნივთიერებების მოტანა და გატანა. ასე ესმით დღეს ზოგიერთი გრანიტის წარმოშობა.

V. არასილიკატური ქანები — კარბონატიტები

ბოლო დროს კარბონატიტებმა დიდი ყურადღება დაიმსახურეს. პირველ რიგში იმით, რომ ამ მეტად თავისებურ ქანებთან გენეტიკურად დაკავშირებულია ისეთი მნიშვნელოვანი მინერალური ნედლეულის საბადოები, როგორიცაა ტანტალის, ნიობის, იშვიათი მიწების, აპატიტის, ვერმიკულითის, სულფიდებისა და რკინის.

ყურადღებას იმსახურებს აგრეთვე ამ ქანების სივრცობრივი და გენეტიკური კავშირი როგორც ინტრუზივებთან, ისე ეფუზიურ მაგმურ ქანებთან. ფაქტობრივი მონაცემებით დადასტურებულია, რომ კარბონატიტები ენდოგენური წარმოშობის სხვადასხვა კარბონატებით არიან აგებული. ასეთ ქანებში ერთ შემთხვევაში სულფთა, კალციტი მონაწილეობს, სხვა შემთხვევებში კი დოლომიტი ან კიდევ ანკერიტი. ყურადღებას ისიც იმსახურებს, რომ ერთ და იმავე საბადოში ერთი ფენა რომ კალციტითაა აგებულ, მეორე უმთავრესად დოლომიტს შეიცავს. ამასთან შენიშ-

ნულია ისიც, რომ კარბონატიტები თანდათან გადადიან სილიკატურ ქანებში. ამის კარგ მაგალითად ასახელებენ რ. იანშინის მიერ აღწერილ ქანს — ტუვინიტს, რომლის შედგენილობაში 75 — 95% ნეფელინია, ხოლო 5 — 25% კარბონატი. ეს და სხვა მაგალითები გვიჩვენებენ კარბონატიტების მკიდრო გენეტიკურ კავშირს ნეფელინიან სიენიტებთან. თუმცა არის სხვა შემთხვევები, როდესაც კარბონატიტები სხვა რთულად აგებულ მაგმურ კომპლექსებში არიან წარმოდგენილი. მაგრამ კიდევ უფრო საინტერესოა ის ფაქტი, როცა კარბონატიტები ამოფრქვეულ ქანებად წარმოგვიდგებიან. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ცენტრალურ და სამხრეთ აფრიკის ზოგი ფარისებრი ვულკანი, რომლებთანაც კარბონატიტებია დაკავშირებული. დასავლეთ აფრიკის რიფტებში კარგა ხანია შემჩნეულია კარბონატიტული ლავის არსებობა.

ცნობილი პეტროგრაფების (93) მონაცემებით სულ სხვა ხასიათის ამოფრქვეულ მასალას იძლევა ვულკანი ოლ. დონო-ლენგაი, რომელმაც 1966 წელს ამოაფრქვია არა კალციუმიანი, არამედ ნატრიუმიანი კარბონატიტი. ამგვარი ლავის ქიმიური შედგენილობა მეტად თავისებურია. კაჟიწა მასაში მხოლოდ კვალის სახითაა. ძალიან ცოტაა Al_2O_3 (0,06%), $Fe_2O_3 + FeO$ (0,26%) და აგრეთვე MgO (0,47%). სამაგიეროდ დიდი რაოდენობით მონაწილეობს Na_2O (29,53%), CaO (12,74%), K_2O (7,58%), SrO (1,25%), BaO (0,95%) და H_2O (8,59%), ძალზე დიდია აქროლადი კომპონენტების როლი, კერძოდ, CO_2 (31,75), Cl (3,80), F (2,69) და SO_3 (2,00).

კარბონატიტების წარმოშობის შესახებ ერთი აზრი არ არსებობს, მაგრამ ფაქტია, რომ ამ ქანების მაგმური წარმოშობა ექვს არ უნდა იწვევედეს. მართალია ამ მოსაზრებას ერთგვარად ეწინააღმდეგება $CaCO_3$ ლღობის მაღალი წერტილი (1339° C) და ისიც, რომ კარბონატული მდნარისათვის საჭიროა CO_2 მაღალი წნევა, მაგრამ ექსპერიმენტულად დადგენილია, რომ წყლის გარკვეული რაოდენობის მონაწილეობა დაბლა სწევს (650°) კარბონატის ლღობადობას და ამისათვის არც დიდი წნევაა საჭირო. ასე რომ, კარბონატული მაგმის არსებობა თითქოსდა შესაძლებელია. არის სხვა მოსაზრებები, კერძოდ, მათი მეტასომატურ გზით წარმოშობაზე და სხვა.

საერთოდ კი კარბონატიტების გენეზისის საკითხი ახლაც კი დავის საგანს წარმოადგენს.

დ ა ნ ა ლ ე ჟ ი ქ ა ნ ე ბ ი

დ ა ნ ა ლ ე ჟ ი ქ ა ნ ე ბ ი ს წ ა რ მ ო შ ო ბ ა

ზ ო გ ა ლ ი ც ნ ო ბ ა ბ ი

ლითოსფეროს ამგები ქანები მიწის ზედაპირზე არამდგრადია; ტემპერატურის რყევადობით, უანგზადის, ნახშირორჟანგის და წყლის მოქმედებით ქიმიურ და მექანიკურ გადამუშავებას — დაშლას განიცდის; ნაშალი მასალა ადვილად ემორჩილება დენუდაციური პროცესების მოქმედებას, უმთავრესად კი ქარის, წყლის, მყინვარების მიერ გადაიტანება და ახალ გარემოში იწყებს დაგროვებას ნალექის სახით.

გარდა ამისა ნალექწარმოშობაში დიდ როლს ასრულებს ვულკანების მიერ ამოფრქვეული მასალა ფერფლის, ლაპილების და სხვათა სახით, რომლებიც მძლავრ ვულკანურ და ვულკანოგენურ - დანალექ წყებებს წარმოქმნის. სრულიად უმნიშვნელო უნდა იყოს დანალექი ქანების გაჩენაში კოსმოსური მასალის მონაწილეობა (მეტეორიტული მტკრის სახით).

ც ხ რ ი ლ ი 22

მიწის ქერქში დანალექი და მაგმური ქანების შეფარდებითი გავრცელება %-ობით

ქანები	მოცულობა	ფართობი
დანალექი	5	75
მაგმური	95	25

ახალ გარემოში მოხვედრილი ნაშალი მასალა ერთიმეორეზე მომყოლი შრეების სახით იწყებს დაგროვებას ზღვიურ, ტბიურ ან სხვა აუზში, ან ხმელეთზე. იმ შემთხვევაში, როცა ნალექდაგროვების პროცესი ხანგრძლივად მიმდინარეობს, შრეებს შრეები ემატება, იზრდება ნალექების სისქე და ამ გზით წარმოიშობა დანალექი წყებები, რომელთა სიმძლავრე ასეული და ზოგჯერ ათასეული მეტრებით იზომება. ამგვარად, ნათქვამიდან ცხადია, რომ ნალექების დაგროვება არსებითად მიწის ზედაპირზე მიმდინარეობს დაბალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში, უშუალოდ ხმელეთზე ან წყალში.

დანალექი ქანებს მთლიანად ლითოსფეროს აგებულებაში უმნიშვნელო მოცულობა უკავია, სამაგიეროდ მიწის ზედაპირის ფართობის დიდი ნაწილი სწორედ ამ ქანებით არის დაფარული. საილუსტრაციოდ 22-ე ცხრილში ნაჩვენებია დანალექი ქანების შეფარდებითი გავრცელება. რიცხობრივი მონაცემებიდან კარგად ჩანს, რომ დანალექი ქანებს მაგმური ქანებთან შეფარდებით მიწის ზედაპირის ფართობის ბევრად უფრო დიდი ნაწილი უკავია.

როგორც უკვე იყო აღნიშნული, დანაღები ქანები წარმოდგარია მაგური და მეტამორფული, ან, რიგ შემთხვევაში, თვით ძველი დანაღები ქანების მექანიკური და ქიმიური დაშლისა და გადაღების შედეგად. მექანიკური და ქიმიური პროცესების ერთობლივ მოქმედებას, რომლებიც ქანების დაშლას იწვევს, გამოფიტვა ეწოდება.

გამოფიტვის პროცესები არსებითად ორი გზით მიმდინარეობს. ერთ შემთხვევაში ადგილი აქვს ადრე წარმოშობილი ქანების მექანიკურ დამსხვრევას — დაქუცმაცებას ანუ დეზინტეგრაციას, სხვა შემთხვევაში კი მათ ქიმიურ დაშლას — გარდაქმნას. მართალია, ორივე ეს პროცესი ერთმანეთს მჭიდროდ უკავშირდება, მაგრამ სხვადასხვა ფაქტორის (უმთავრესად კლიმატის) ზეგავლენით რომელიმე მათგანის გაბატონება მაინც შეიძლება. მაგალითად, მშრალი (არიდული) კლიმატის პირობებში (უდაბნოებში) უმთავრესად მექანიკური გამოფიტვის ფაქტორებია გაბატონებული, მაშინ როცა, ნესტიანი (ჰუმიდური) კლიმატის პირობებში ძირითადად ქიმიური გამოფიტვის პროცესები უპირატესობს.

მექანიკური გამოფიტვა. მთავარი ფაქტორები, რომლებიც ქანების მექანიკურ დამსხვრევას ანუ დეზინტეგრაციას იწვევს, არის ტემპერატურის რყევა, ყინვის, ქარის, წყლის, ორგანიზმების მექანიკური მოქმედება, ტექტონიკური პროცესები და სხვ. ტემპერატურის რყევალობა ქანების დეზინტეგრაციას იმიტომ იწვევს, რომ ტემპერატურის სწრაფი ცვლის დროს ქანთა ზედაპირი და მისი დრამა ნაწილები არათანაბრად თბება და ცივდება. ასევე თვითონ ქანის შექადგენელი მარცვლები არათანაბრად ფართოვდება ან იკუმშება. ყოველივე ეს ქანის ნაწილებსა და მინერალურ მარცვლებს შორის კავშირს ასუსტებს. ქანი იწყებს აქერცვლას, დაბზარვას და დასკდომას. ამგვარი ხასიათის გამოფიტვა არიდულ მხარეებში ფართო მასშტაბით მიმდინარეობს.

დიდი მექანიკური ძალა შესწევს ყინულს. როდესაც წყალი ქანის ბზარებს, ნაპრალებს და პორებს აესებს და შემდეგ იყინება, იგი ფართოვდება, მოცულობაში დაახლოებით 10%-ს მატულობს და ამ გზით პორებს ან ნაპრალებს აგანიერებს და ბოლოს ამსხვრევს ქანს. ყინვის მოქმედებით გამოფიტვა ინტენსიურად მიმდინარეობს ზღვის დონიდან მაღალ ადგილებსა და არქტიკულ მხარეებში.

ქარის მექანიკური მოქმედება იმაში გამოიხატება, რომ იგი გამოფიტული მასალის გადაბერვას (დეფლაციას) და ამავე დროს ატაცებული ქვიშის ნაწილაკებით ქანების ზედაპირის ხეხვას (კორაზიას) აწარმოებს. გამოფიტული მასალის ჩამორეცხვა და გადატანა კი წვიმის წყლით ხდება.

საკმაოდ ეფექტურია ზღვის აბრაზიით გამოწვეული ქანების დეზინტეგრაცია. გარდა იმისა, რომ ქანების დამსხვრევას ადგილი აქვს ტალღის ცემის დროს, თვით ნამსხვრევი მასალა, რომელსაც ტალღები ამოძრავებს, სულ უფრო და უფრო ხეხავს და დაქუცმაცებს ერთმანეთს. რაც უფრო მსხვილია მასალა და მოძრაობა სწრაფი, მით უფრო ეფექტურია დეზინტეგრაციის პროცესი.

ფართო მასშტაბით მიმდინარეობს დეზინტეგრაცია ტექტონიკური პროცესების ზეგავლენით. ამ დროს ადგილი აქვს ქანების დანაპრალიანებას, დამსხვრევას და გასრესასაც კი.

ორგანიზმებიდან მექანიკურ გამოფიტვაში მონაწილეობენ როგორც ცხოველები, ისე მცენარეები. ცხოველები ამსხვრევენ და აფხვიერებენ ქანებს (მბურღავი მოლუსკები), მცენარეები კი ფესვებით სოლისებურად იჭრებიან ქანის ნაპრალებში და გარდა იმისა, რომ მათ შიერ გამოყოფილი ორგანიზმი მკვებები ხელს

უწყობენ ქანის დაშლას, მექანიკურადაც აწარმოებენ ნაპარაღების გაგანიერებას. გაცილებას იწვევს ხოლმე თითქოს უსუსური ბალახის მიერ ასფალტის სქელი ფენის გარღვევა. ამგვარი სურათი კი ხშირად შეიძლება ვნახოთ ჩვენი ქალაქის განაპირა ქუჩებში იქ, სადაც ზოძრაობა ნაკლებინტენსიურია.

ქიმიური გამოფიტვა. ქანების ქიმიურად დაშლას რიგი ფაქტორი განაპირობებს, კერძოდ კი წყლის, ბუნებრივი მყაეების (უმთავრესად ორგანული), უანგბადის და ნახშირორჟანგის მოქმედება. ქიმიური გამოფიტვის მსველელობაში მთავარი მნიშვნელობა შემდეგ რეაქციებს აქვს: დაუანგვა-აღდგენით პროცესებს, გახსნას, ჰიდრატაციას, კარბონატრზაციას და სხვ. ამასთან გამოფიტვის პროცესის სისწრაფე და მასშტაბი გაცილებით უფრო დიდია ცხელი და ნუსტიანი კლიმატის პირობებში, ვიდრე ცივ ან არიდულ მხარეებში.

დაუანგვა-აღდგენითი პროცესი. დაუანგვა ჩვეულებრივი ქიმიური რეაქციაა, რომელიც ამა თუ იმ ქიმიურ შენაერთთან თავისუფალი უანგბადის შეერთებას გამოხატავს. სხვანაირად რომ ვთქვათ, ეს პროცესი მინერალებში უანგბულების წარმოშობით მთავრდება. მაგალითად, დაუანგვა აქტიურია ისეთ მინერალებში, რომლებიც ორვალენტოვან „ქვეუანგურ“ რკინას შეიცავს. უკანასკნელი, შეუერთდება რა თავისუფალ უანგბადს, გადადის სამვალენტოვან რკინაში და შესატყვისად რკინის უანგი წარმოიშობა. ამგვარი რეაქციის მაგალითად შეიძლება მოვიტანოთ მეტალური რკინისა და გაზისებრი უანგბადის ურთიერთქმედება, რომელიც მზხაიისფერ-მოწითალო რკინის უანგს წარმოშობს. თავისუფალი უანგბადი ბევრი რკინისა და რკინის კაბრში, ისე წყალში, ამიტომ დაუანგვის პროცესი ჩვეულებრივ წყლის მონაწილეობით მიმდინარეობს, რის გამოც დაუანგვისთან ერთად ჰიდრატაციასაც აქვს ადგილი. დაუანგვის პროცესის გამოა, რომ სულფიდურ საბადოებს ყოველთვის აკრავს რკინის ჰიდროქანგის სქელი საფარი (რკინის ქული).

თავისუფალი უანგბადის გავრცელების სიღრმე სხვადასხვაა. ზოგ ადგილებში იგი უშუალოდ დედამიწის ზედაპირს ემთხვევა (ტორფებში), ზოგან რამდენიმე ასეულ მეტრს აღწევს, საერთოდ კი ნიადაგის წყლის დონის ქვევით არ ჩადის, სადაც უკვე აღდგენითი გარემოა და შებრუნებულ პროცესს აქვს ადგილი, ე. ი. სამვალენტოვანი რკინა (უანგი — Fe_2O_3) ორვალენტოვანში გადადის (ქვეუანგი — FeO). აღდგენით პროცესს ადგილი აქვს იმ შემთხვევაში, როცა წყალში გოგირდწყალბადი და ორგანული მყაეებია. მაგრამ აღდგენით პროცესში არანაკლები მნიშვნელობა აქვთ ანაერობულ ბაქტერიებს, რომლებიც არსებობისათვის უანგბადს მოითხოვენ. ანაერობული ბაქტერიები უანგბადის წყაროდ უმთავრესად უანგულებს იყენებენ. ართმევენ რა ამ უკანასკნელს უანგბადს, უანგი ქვეუანგში გადაჰყავთ, რის გამოც წითელი ფერის უანგულები იცვლის ფერს და მომწვანო-მოლურჯო ფერის ხდება.

ჰიდრატაცია მინერალებზე ან ქანებზე წყლის მოქმედებით მიმდინარეობს. ამ პროცესს წყლით მდიდარი მინერალების წარმოშობამდე მივყავართ. მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ის გარემოება, რომ წყალი ყოველთვის მოქმედებს როგორც ქიმიური რეაგენტი, განსაკუთრებით მაშინ, თუ იგი ნახშირორჟანგით არის გაზდიდრებულ. მაგრამ იმ შემთხვევაშიც კი, როცა იგი სრულიად სუფთაა, მინც წარმოდგენს სუსტად დისოცირებულ სითხეს, რომელიც თავისუფალ იონებს — H^+ და OH^- -ს შეიცავს. ამასთან, რაც უფრო მაღალია ტემპერატურა, მით უფრო ძლიერია დისოციაცია და წყლის აქტიური როლიც. წყალში ამ იონების კონცენტრაცია, რომელთა უარყოფითი ლოგარითმული სიდიდე ჩვეულებრივ pH -ით აღინიშნება (წყალბადიონთა კონცენტრაცია), საკვებით საკმარისია იმისათვის, რომ წყალმა ქიმიური ზემოქმედება მოახდინოს ქანებზე ან მინე-

რალეებზე. იმ შემთხვევაში, როცა წყალში მეტი რაოდენობითაა H^+ -იონი, მას მჟავის თვისება აქვს, ხოლო OH^- იონის სიჭარბის შემთხვევაში იგი ტუტე ხასიათს ღებულობს. ასე რომ, წყალს შეუძლია იმოქმედოს როგორც სუსტმა მჟავამ ან სუსტმა ტუტემ. მიღებულია, რომ როცა $pH > 7$, რეაქცია ტუტე ხასიათისაა, როცა $pH < 7$ — მჟავე, ხოლო თუ $pH = 7$ — ნეიტრალური (ნახ. 185).

ჰიდრატაციის შედეგად რკინა-მაგნეზიური მინერალები გამოფიტვის ზონაში ქლორიტებში, ჰიდროქსიდებში, მონტმორილონიტში და სხვა მინერალებში გადადის, ალუმინოსილიკატები კი თიხის მინერალებს წარმოქმნის. ამასთან უნდა შევნიშნოთ, რომ ჰიდრატაცია ქანის მოცულობის გაზრდას იწვევს, თუ, რასაკვირვე-

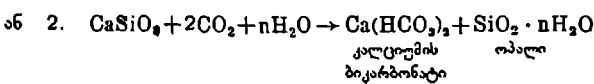
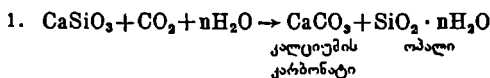


ნახ. 185. pH-ის სკალა.

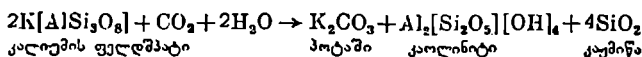
ლია, რომელიმე გახსნილი ნივთიერება ქანიდან გამოტანილი არ არის. მაგალითისათვის შეიძლება დავასახელოთ ანკიდრიტის თაბაშირში გადასვლა, რაც მინერალის მოცულობის 1,5-ჯერ გაზრდას იწვევს. იმ შემთხვევაში, როცა ჰიდრატაცია მიწის ქერქის შედარებით ღრმა ზონებში მიმდინარეობს, ამ პროცესით გაპირობებული მოცულობის გაზრდა ქანების გადაადგილებას, მსხვერველს და რიგ შემთხვევაში დაწვრილნაოქებას იწვევს. ამასთან ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ ნალექდაგროვების ზონებში ზოგჯერ ადგილი აქვს ჰიდრატაციის საწინააღმდეგო პროცესს — დეჰიდრატაციას ანუ წყლის დაკარგვას. ამგვარი პროცესი უმთავრესად ცხელი და მშრალი მხარეების — უდაბნოებისათვის არის დამახასიათებელი.

გახსნა ანუ კათიონების გამოტანა (გამოტუტვა). ეს პროცესი უმთავრესად წყლისა და ნახშირორჟანგის ერთობლივი მოქმედებით მიმდინარეობს. გახსნას ან კათიონების გამოტანას ადგილი აქვს აგრეთვე იმ ხსნარების მოქმედებით, რომლებიც ორგანულ მჟავეებს შეიცავენ. რომ არაფერი ვთქვათ ისეთი ადვილად ხსნადი მინერალების შესახებ, როგორცაა ჰალოგენიდები (ჰალიტი, სილინი), სულფატები (თაბაშირი, ანკიდრიტი), კარბონატები (კირქეები და დოლომიტები) და სხვ., ძნელად ხსნადი სილიკატური მინერალებიც კი ნახშირორჟანგის და წყლის მოქმედებით სრულ დაშლას განიცდიან. ნახშირორჟანგი, როგორც აქტიური გამხსნელი, ადვილად შლის ყოველგვარ სილიკატს, ამეყვებს მათგან კაჟმიწას და უკავშირდება იმ მეტალებს, რომლებიც ადრე ამა თუ იმ სილიკატის შედგენილობაში შედიოდა. ძირითადად ამ გზით წარმოიშობა კარბონატები და ბიკარბონატები. მაგალითისათვის მოვიტანოთ მარტივი და რთული სილიკატების დაშლის პროცესები, რომლებიც კარბონატიზაციის რეაქციის სახელწოდებითაა ცნობილი.

მარტივი სილიკატი — ვოლასტონიტი ($CaSiO_3$), ნახშირორჟანგის და წყლის მოქმედებით ადვილად წარმოშობს კარბონატს და ბიკარბონატს:



ანალოგიურ რეაქციას ადგილი აქვს უფრო რთული ალუმოსილიკატების — ფელდ-შპატების დაშლის შემთხვევაში:



როგორ პირობებშიც უნდა მიმდინარეობდეს ამგვარი დაშლა, სილიკატებიდან გამოტანილი კათიონები (K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn) კარბონატებს წარმოქმნიან. მათგან ადგილზე ნაწილობრივ მხოლოდ K რჩება, რადგანაც სუსტადხსნადი დაშლის პროდუქტების მიერ შთაინთქმება, დანარჩენი მეტალები, კარგი ხსნადობის გამო, მდინარეული წყლის მიერ გადაიტანება და სადმე აუზში ილექება.

ტუტემიწა მეტალებიდან Ca და Mg, განსაკუთრებით კი Fe, Mn, ნაკლებ მოძრავია და ამიტომ, მათი მარტივი კარბონატები წყალში ადვილად გამოიყოფა. მაგრამ იმ შემთხვევაში, როცა წყალი მდიდარია თავისუფალი CO₂-ით, ეს კარბონატები ბიკარბონატებში გადადის და ამით ისინი ადვილად მოძრავნი ხდებიან. როგორც ვხედავთ, თუ სხვა ფაქტორებსაც არ გავითვალისწინებთ, მარტო CO₂-იც კი დიდ როლს ასრულებს ნალექწარმოებაში — მის როდენობაზე დაპოკიდებული წყლიდან ქიმიური ნალექების (CaCO₃-ის, FeCO₃-ის, MgCO₃-ის და სხვ.) გამოყოფა.

ქიმიურ დაშლას ხელს უწყობს არა მარტო CO₂, არამედ ჰუმუსის მკვებები, რომლებიც უმთავრესად მცენარეული ნაშთების ლპობის დროს წარმოიშობა. ამგვარი მკვებები, გარდა იმისა, რომ სილიკატური ნაერთებიდან კათიონების გამოტანას აწარმოებენ, წინააღმდეგობას უწევენ ხსნარებიდან ადვილადამლევი ნივთიერებების გამოყოფას, სტოვებს მათ ხსნარში და ამ გზით საშუალებას აძლევს მდინარეულ წყალს, რომ ეს ნივთიერებები დედაქანის დაშლის ადგილიდან საკმაოდ შორს იქნეს გადატანილი. სწორედ ჰუმუსის მკვებების მეშვეობით ხდება მოძრავი ისეთი ელემენტები, როგორიცაა ალუმინი, სამვალენტოვანი რკინა და სხვ.

მინერალურ ნივთიერებათა დაშლას, მათ გარდაქმნას ადგილი აქვს არა მარტო მიწის ზედაპირზე, არამედ ზღვის ფსკერზე — ზღვის წყლის მოქმედებით. ამ პროცესს წყალქვეშა გამოფიტვა — პალმიროლიზი ეწოდება. წყალქვეშა გამოფიტვის პროცესები თავისებური პირობების გამო ძირითადად უნდა განსხვავდებოდეს იმ პროცესებისაგან, რომელთაც უშუალოდ მიწის ზედაპირზე აქვთ ადგილი. პალმიროლიზური გარდაქმნა გულისხმობს არა მარტო კლასტური ნაწილაკების გადაამუშავებას და მათ ხარჯზე ახალი მინერალების წარმოქმნას, არამედ გახსნას, ჰიდრატაციას, დაეანგვას, კათიონების გაცვლას და სხვა ფიზიკურ ქიმიურ პროცესებს. ამასთან პალმიროლიზური პროცესები შეიძლება შექმნას არა მარტო ხმელეთიდან ზღვაში ჩატანილ მასალას, არამედ იმ მინერალებსაც, რომლებიც ადრე ზღვის წყლიდან იყო გამოყოფილი, და, აგრეთვე, ვულკანური მოქმედების შედეგად დაგროვილ მასალას. პალმიროლიზის პროცესით ხსნიან ზოგიერთი ისეთი მინერალის წარმოშობას, რომლებიც მხოლოდ ზღვიურ ნალექებთანაა დაკავშირებული. ასეთებს მიეკუთვნება: გლაუკონიტი, შამოზიტი, პალაგონიტი, ფილიპსიტი, ბენტონიტური თიხები და სხვ. გლაუკონიტი, როგორც ფიქრობენ, რკინა-მაგნეზიური ქარსის — ბიოტიტის დაშლით უნდა იყოს წარმოშობილი. ამასთან იგი წარმოიშობა ზღვის ნაპირიდან სამუშაოდ 200 მ სიღრმეზე. პალაგონიტის გაჩენა ბაზალტური ტუფის დაშლას უკავშირდება, ბენტონიტური თიხებისა კი — ვულკანური ფერფლისას.

ფილიპსიტი — (K₂Ca)[Al₂Si₄O₁₂] · 4,5H₂O, რომელიც ტიპური ცეოლითური მინერალია, ფართოდ არის გავრცელებული წყნარი და ინდოეთის ოკეანის ღრმა

ნაწილებში. მიჩნეულია, რომ ეს მინერალთა ვულკანური მასალის პალმიროლიზური დაშლის შედეგად უნდა იყოს გაჩენილი, თუმცა სხვა შემთხვევაში იგი პირობითი პროცესითაა წარმოიშობა.

ასეთია ძირითადად ის პროცესები, რომლებიც ქანებისა თუ მინერალების დაშლას — მათ გამოფიტვას იწვევს. მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს ისიც, რომ ყველა მინერალი ერთნაირად როდი ემორჩილება გამოფიტვის აგენტებს; ზოგი ამ უკანასკნელთ დიდ წინააღმდეგობას უწევს და ამიტომ მდგრად მინერალად იწოდება. ზოგი კი, პირიქით, არამდგრადობას იჩენს და ადვილად იფიტება. მდგრად მინერალებს მიეკუთვნება კვარცი, ცირკონი, რუტილი, ეპიდოტი, სტავროლითი, ტურმალინი, გრანატები, კორდიერატი, ანდალუზიტი და სხვ.; არამდგრადებია ფელდშპატები, ფელდშპატოიდები, ცეკლითები, ოლივინი, ამფიბოლები და სხვ.

გამოფიტვის პროდუქტების გადატანა 1/

გამოფიტვის პროდუქტების მთავარი მასა სიმძიმის ძალის გავლენით, წყლის (მდინარეებისა და ზღვის დინება), ქარის და მყინვარების საშუალებით წარმოშობის ადგილიდან გადაიტანება და იქ, სადაც გადაიტანი აგენტების მოქმედება წყდება, იწყება ამ მასალის დაგროვება ანუ სელიმენტაცია.

სიმძიმის ძალის უშუალო გამოქვადენების შედეგია მეწყარების, ზევეების, ტალახის ღვარების წარმოშობა და აგრეთვე შემსხვლი ნიადაგის და ნაშალი მასალის დაქანებულ რელიეფზე გადაადგილება (სოლიფლიუქცია).

ყველა ამ შემთხვევაში სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის მასალით შემდგარი უზარმაზარი მასები დაბალი ადგილებისაკენ მოძრაობს და ნალექთა თავისებურ ტიპს წარმოშობს.

ყველაზე მეტი გამოფიტული მასალა გადააქვს მდინარეებს. ეს უკანასკნელი მასალის ტრანსპორტს სამი სახით აწარმოებს: გახსნით, ატივტივებით და თრევით. ცხადია, ატივტივებული მასალის ზომა გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე იმ მასალისა, რომელიც მას თრევით გადააქვს. ამვე დროს, წყალი ამ მასალას გზადაგზა ახარისხებს და მის „დამუშავებას“ — დამრგვალებასაც აწარმოებს. მარცვლები, რომლებიც ატივტივებულ მდგომარეობაში მოძრაობს, დაკუთხულია, ხოლო რომლებსაც წყალი მიათრევს, დამრგვალება ემჩნევა. ამასთან, რაც უფრო მსხვილმარცვლოვანია მასალა, მით უფრო დამრგვალებულია. მასალის სხვადასხვა მანძილზე გადატანა დამოკიდებულია ნაწილაკთა სიდიდეზე, მათ კუთრ წონასა და წყლის დინების ძალაზე.

არანაკლებ მუშაობას აწარმოებს ქარი, რომელსაც გამოფიტული მასალა ატაცებით (თიხოვანი ნაწილაკები მტერის სახით) და გადაგორებით (ქვიშის ნაწილაკები) გადააქვს. გასაგებია, რომ ატაცებული ნაწილაკების სიდიდე და მათი გადატანის სიშორე ქარის სიძლიერეზე დამოკიდებულია. ცნობილია, რომ ქარს შეუძლია გადაიტანოს 0,25 მმ სიდიდის მარცვლები, როცა მისი სიჩქარე უდრის 4,5 — 6,7 მ/სეკ, და 1,5 მმ ზომის მარცვლები, თუ სიჩქარე = 11,4 — 13 მ/სეკ. წვრილი მასალის დახარისხება და დამუშავება ქარს უფრო სრულყოფილად შეუძლია, ვიდრე მდინარეს.

ნამსხვრები მასალის დიდი რაოდენობით გადატანას აწარმოებს მყინვარებიც, მაგრამ მათ მიერ გადატანილი მასალა, რომელიც მორენების სახელწოდებით არის ცნობილი, სრულიად დაუხარისხებელია; უზარმაზარი სიდიდის ლოდების გვერდით წვრილ ნატეხებსა და თიხოვან ნაწილაკებსაც კი ვნახავთ. მორენული მასალისათვის დამახასიათებელია დაკუთხულობა, გახეხილი ზედაპირი და „ნაკაწრები“. ამ-

გვარად „დამუშავებული“ მასალა ძირითადად ფსკერის მორენისათვის არის დამახასიათებელი.

თუმცა ზღვა არსებითად აკუმულაციის არეს წარმოადგენს, მაგრამ ზღვის წყალი ლეღვის, მოქცევისა და უკუქცევის დროს და აგრეთვე დამახასიათებელი ღინებთ საქმაოდ ღიდ მუშაობას აწარმოებს ნამსხვრევი მასალის დამუშავებასა, გადატანასა და დახარისხებაში.

დალექვა (დაგროვება)

გამოფიტვის პროდუქტების გადატანას მათი დაგროვება ანუ სელიმენტაცია მოსდევს. მასალის დაგროვება კი მაშინ იწყება, როცა ზემოაღნიშნული გადამტანი აგენტები სუსტდება ან მთლიანად წყვეტს თავის მოქმედებას. ასე, მაგალითად, მდინარე ნაშალი მასალის ინტენსიურ გადატანას ხეობის ზედა და შუა ნაწილში აწარმოებს, ხოლო ქვედა ნაწილში ანუ ბარში, სადაც მდინარის ძალა შემცირებულია, მასალის მნიშვნელოვანი ნაწილი ადგილზევე რჩება, ხეობის ფსკერზე გროვდება, ნაწილი კი ზღვაში შეიტანება (უმთავრესად წმინდა მარცვლოვანი მასალა) და იქ იწყებს დაგროვებას. ასე რომ, ამ შემთხვევაში მასალის დაგროვებას, ერთი მხრივ, ადგილი აქვს მდინარის კალაპოტის ქვედა ნაწილში, ე. ი. ხმელეთზე, მეორე შემთხვევაში კი — ზღვის გარეშოში. შესაბამისად გვექნება კონტინენტური (ალუვიური) და ზღვიური ნალექები. გარდა ამისა, მასალის დაგროვების არეს შეიძლება ლაგუნა წარმოადგენდეს, ამის მიხედვით ლაგუნური ნალექები წარმოიშობა.

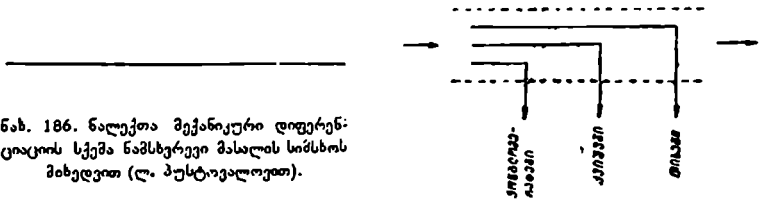
გახსნილი ნივთიერებანი. ქიმიური გამოფიტვის პროდუქტების მნიშვნელოვანი ნაწილი მდინარეულ წყალს გახსნილი სახით შეაქვს ამა თუ იმ აუზში. სადაც მათი დაგროვება ხდება. თავიანთი ბუნებით ეს ხსნარები ქიმიურ ელემენტთა რთულ სისტემას წარმოადგენენ. გარკვეულ პირობებში ისინი წყლიდან გამოლექვას იწყებენ და გვაძლევენ სხვადასხვა ქიმიურ ნალექებს (ქლორიდები, სულფატები, კარბონატები და სხვ.). მაგრამ, იმის გამო, რომ ზოგი ნივთიერების დასალებად საქმარისია სულ მცირე კონცენტრაცია, ზოგისათვის კი გაცილებით მეტი, ეს ნივთიერებანი ერთდროულად არ ილექებიან.

დანალექი მასალის დიფერენციაცია (დანაწილება)

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, გამოფიტვის პროდუქტების გადატანისა და დაგროვების დროს ადგილი აქვს მათ დახარისხებას ანუ დიფერენციაციას, რომლის ორ სახეს არჩევენ: მექანიკურს და ქიმიურს.

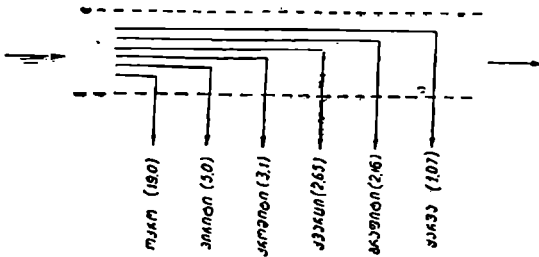
მექანიკური დიფერენციაცია ნაშალი მასალის დახარისხებას გულისხმობს მარცვლის სიმსხოსა და კუთრი წონის მიხედვით. სწორედ ამგვარი დიფერენციაციის შედეგია, რომ მთიანი მხარეების მდინარეთა სათავეებში ძირითადად უხეში და მსხვილმარცვლოვანი მასალა დაგროვილი, მაშინ როცა მდინარეთა შუა და ქვედა ნაწილებში ბევრად უფრო წვრილმარცვლოვანი და ბოლოს თხილვანი ნაწილაკებიც კი გვხვდება. ნაშალი მასალის ამგვარი განაწილება გვაქვს აგრეთვე ლაგუნებში, ზღვებსა და ოკეანეებში, სადაც ნაპირიდან აუზის ცენტრისაკენ მასალა სულ უფრო წვრილმარცვლოვანი ხდება. ნალექთა მექანიკური დიფერენციაცია მარცვლის სიმსხოს მიხედვით გამარტივებული სახით ნაჩვენებია 186-ე ნახ.ზე. ანალოგიურ დიფერენციაციას აქვს ადგილი მინერალთა კუთრი წონის მიხედვით, რაც ნაჩვენებია 187 ე ნახ.ზე.

ნივთიერების ქიმიური დიფერენციაცია დამოკიდებულია რამ ფაქტორებზე; მაგრამ პირველ რიგში მაინც ეს პროცესი გაპირობებულია ამა თუ იმ ქიმიური ნაერთის ხსნადობით. ცნობილია, რომ ხსნარიდან პირველ რიგში გამოიყოფა ძნელად ხსნადი ნივთიერებები, პროცესს კი ადვილად ხსნადი ნივთიერებები ამთავრებს. ასე, მაგალითად, ალუმინის, რკინის და მანგანუმის ქანგულეები, აგრეთვე კაემიწა, ძნელად ხსნადი ნაერთებია. ამიტომ ისინი ნაპირთან ახლოს



ნახ. 186. ნალექთა მექანიკური დიფერენციაციის სქემა ნამსხვერევი მასალის სიმსხოს მიხედვით (ლ. პუსტოვალოვით).

ილექებიან. ნაპირიდან რამდენადმე მოცილებით იწყებენ დაგროვებას ფოსფატები, რკინის სილიკატები და კარბონატები. დიფერენციაციას ამთავრებენ უფრო ხსნადი ნაერთები — კერძოდ, ჰალოგენიდები. ასე რომ, ქიმიური დიფერენციაციის დროს თანმიმდევრულად ხდება გამოლექვა — ჯერ ქანგულეების, შემდეგ სილიკა-



ნახ. 187. ნივთიერების მექანიკური დიფერენციაციის შესაძლებელი სქემა კუთრი წონის მიხედვით (ნატეხების სილიდ თანატოლია).

ტების, კარბონატების, სულფატების, და ბოლოს, ჰალოიდური მარილების (ნახ. 183). ნალექთა დიფერენციაციის ერთიან სურათს გვიხატავს 189-ე ნახ., რომელიც ნ. ლოგენინკოს წიგნიდანაა (104) აღებული.

ნალექწარმოშობის პროცესების მსვლელობაში დიდ როლს ასრულებენ სხვადასხვა ორგანიზმები, რომელთაც უნარი შესწევთ არამტუთუ გაჭერებული, არამედ სუსტად კონცენტრირებული წყლიდანაც კი ათვისონ მათთვის საჭირო ესა თუ ის ქიმიური ნივთიერება და მყარი სველეტი ან ნივთიერება განივითარონ. მაგალითად, კარგად ცნობილია, რომ ღრუბლები, რადიოლარიები და დიატომეები წყლიდან ითვისებენ კაემიწას და ამ უკანასკნელს თავისი სველეტის ასაგებად იყენებენ. ასევე, ზღვაში ჰობინადრე მთელი რიგი ორგანიზმები, მათ შორის მოლუსკები, ფორამინიფერები, ზღარბები და სხვა, ზღვის წყალს ართმევენ Ca -ის კარბონატს და თავის ნივთიერებას აგებენ. მნიშვნელოვანი როლს ასრულებენ ფოსფორის უმარტარესნი, უხერხემლო (რბელტანიანი) ორგანიზმები. ზემოაღნიშნული ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ მათი ნაშთები (ნივთიერები) აუზის ფსკერზე ილექებიან და თავისებურ დანალექ ქანებს ქმნიან.

ნალექდაგროვების ხაშუალო ხიჩქარე გეოსინკლინებსა და ბაქნებზე (ხაინის და რონოვის მიხედვით)

გეოსინკლინური მხარე	დაგროვების სისწრაფე სმ/100 წ.	ბ ა ქ ა ნ ი	დაგროვების სისწრაფე სმ/1000 წ.
კავკასიის შუა და ზედა მოოცენი	5—20	რუსეთის ბაქნის ქვედა იურა	0,5
კავკასიის ქვედა იურა	3—24	" " შუა იურა	1,1
ღონბასის კარბონული	25—32	" " ზედა იურა	0,3

ნალექის ქანად გარდაქმნა — დიაგენეზი

გამოფიტვის სხვადასხვა პროდუქტები გადატანილი და დალექილი ამა თუ ამ გარემოში ჭერ კიდევ არ არის ქანი, რადგანაც ამ უკანასკნელისაგან განსხვავებით მათ აკლიათ სიმკვრივე, შეცემენტება და რიგი სხვა თვისებები, რომლებიც დამახასიათებელია ჩვეულებრივი დანალექი ქანისათვის. თუ დალექვა ზღვის გარემოში ხდება, ცხადია, ასეთ შემთხვევაში ნალექი თავიდანვე მდიდარი იქნება წყლით და ამიტომ იგი ჩვეულებრივ თხევად მასას (შლამს) უფრო წააგავს, ვიდრე ნორმალურ ქანს. ამ ეტაპზე ნალექი ზღვის წყლის ზემოქმედებას განიცდის, რასაც ზოგჯერ ხელს უწყობს ორგანიზმების ხრწნის შედეგად წარმოშობილი გოგირდწყალბადი, ნახშირორჟანგი თუ სხვა გაზები. ნალექის შემადგენელ კომპონენტებზე ზღვის წყლის მოქმედებით ახალი მინერალები წარმოიშობა. მაგალითად, იმ შემთხვევაში, როცა გარემო ტუტე ხასიათისაა ($pH > 8 - 9$), მაშინ ნალექში შემავალი ფელდშპატები და ლია ფერის ქარსები პიდროქარსებში გადადის, ხოლო მთავე გარემოს პირობებში ($pH < 7$) იგივე მინერალები კაოლინიტად გარდაიქმნება. რკინა-მაგნეზიური მინერალები—პიროქსენები, ამფიბოლები, შეფერილი ქარსები და სხვ. სუსტად დამყანგველ ნეიტრალურ გარემოში ($pH = 8$) გლაუკონიტს წარმოშობს.

მეორე მხრივ, როცა დალექვა უწყვეტლივ მიმდინარეობს, გარკვეულ მომენტში დალექილ მასალას ზემოდან ნალექების სულ ახალი და ახალი ულუფა ემატება, რაც ადრე დალექილი ნალექების დამარხვას იწვევს. ცხადია, რაც უფრო ღრმად იქნება ნალექი დამარხული, მით მეტ დაწოლას უნდა განიცდიდეს ის ზემომდებარე ნალექების მხრივ. გაზრდილი წნევა ნალექის შემადგენელი მარცვლების ერთმანეთთან დაახლოებას, მათ შემკიდროებას, ზოგ შემთხვევაში შემადგენელი მინერალების გადაკრისტალებას და, რაც მთავარია, ნალექიდან წყლის თანდათან გამოწურვას იწვევს. მაგრამ წყალი, რომელიც რთული ქიმიური რეაქტივის როლს ასრულებს, პორებში მოძრაობის დროს ნალექის შემადგენელი წვრილი აწილაკების გახსნასთან ერთად სხვადასხვა მინერალების ქიმიურ გამოლექვასაც აწარმოებს. სწორედ ამ პროცესის შედეგია მარცვლების ერთმანეთთან შეკავშირება და ნალექის შეკმეფება. აი ამ რთულ პროცესს, რომელიც ნალექის თავდაპირველი შედგენილობის მნიშვნელოვან შეცვლას, მის გამკვრივებას, შეცემენტებას და საერთოდ ქანად გარდაქმნას იწვევს, დიაგენეზი ეწოდება.

დიაგენეტური პროცესების შესწავლას მეტად დიდი მნიშვნელობა აქვს ნალექწარმოშობის პირობების გარკვევისათვის. მაგალითად, დიაგენეტური მინერალებიდან გლაუკონიტი მხოლოდ ზღვის წყალში წარმოიშობა, პირიტი კი უანგბადის მეტად გაღარიბებულ გარემოში ჩნდება. თაბაშირის წარმოშობა მარილებით

კონცენტრირებულ გარემოს უქაფშირდება. ესენი და აგრეთვე სხვა მრავალი დიაგნეტიკური მინერალები გარკვეულ წარმოდგენას გვაძლევენ იმ გარემოს შესახებ, რომელშიც ამა თუ იმ დანალექი ქანის ჩამოყალიბება ხდებოდა.

დაბოლოს, უნდა აღინიშნოს, რომ დიაგნეტიკური პროცესის სისწრაფე ერთობ სხვადასხვაა. არის შემთხვევები, როცა ახალგაზრდა ნალექები ბევრად უფრო სწრაფად მკვრივდება, ვიდრე ძველი. ეს, როგორც ჩანს, დამოკიდებულია საწყისი ნივთიერების შედგენილობასა და ნალექდაგროვების გეოლოგიურ პირობებზე.

საკვიროა აქვე აღინიშნოს, რომ გეოლოგიურ ლიტერატურაში დიაგენეზისი გვერდით ხშირად ხმარებანია ისეთი ტერმინები, რომლებიც გამოხატავენ დანალექი ქანების ფორმირებისა თუ მათი შემდგომი შეცვლის პროცესებს. ასეთებია: სელიმენტოგენეზი (იგივე სელიმენტოგენეზისი), სინგენეზისი, ეპიგენეზისი, კატაგენეზისი და სხვა.

სელიმენტოგენეზი ფართო ცნებაა და საერთოდ ნალექწარმოქმნას გულისხმობს. სინგენეზი ნიშნავს ქანთა ფორმირების ან კიდევ დიაგენეზის პროცესის მსვლელობის თანადროულად ახალ მინერალების თუ ქანების წარმოშობას. ეპიგენეზი საერთოდ ქანის ჩამოყალიბების შემდეგ მიმდინარე მეორად პროცესებს გულისხმობს, რომელსაც მოსდევს მეორადი მინერალების ან ქანების ჩამოყალიბება. კატაგენეზი ა. ფერსმანის და სხვათა განმარტებით დანალექ ქანთა ან მინერალთა გარდაქმნის პროცესს გამოხატავს, რომელიც მიმდინარეობს გარკვეულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში დიაგენეზისის შემდეგ, ვიდრე მეტამორფიზმამდე. კატაგენეზის სტადიაში ორი ეტაპი გამოიყოფა. აღრეული — როცა ტერიგენულ და თიხოვან ქანებში თიხოვანი ნივთიერება შეუცვლელი რჩება, და მეორე — დაგვიანებით ეტაპი, რის დროსაც გაზრდილი წნევის შედეგად თიხის მინერალები იცვლებიან და ამავე დროს ტერიგენ ნამსხვრევ მასალაში გახსნის სტრუქტურები ჩნდება.

საერთოდ ნ. სტრახოვი დანალექ ქანთა ისტორიაში სამ არსებით სტადიას არჩევს: პირველი ეს არის სელიმენტოგენეზი ანუ ნალექთა წარმოშობის სტადია, მეორე დიაგენეზისის ანუ ნალექის ქანად გარდაქმნის სტადია და მესამე ეპიგენეზისი ანუ სტადია უკვე ჩამოყალიბებული ქანის შეცვლისა, მხოლოდ მეტამორფიზმისა და გამოფიტვის პროცესების ჩაუთვლელად.

ფაციისის ცნება

ზემოთქმულიდან ნათელი უნდა იყოს, რომ სხვადასხვა გარემოში, ვთქვათ კონტინენტზე და ზღვაში, ნალექწარმოშობა შეიძლება ერთდროულად მიმდინარეობდეს, მაგრამ იმის გამო, რომ ამ ორ გარემოში ერთნაირი ფიზიკურ-ქიმიური და სხვ. პირობები არ არის, ცხადია, მათში წარმოშობილი ნალექები, თუ მთლიანად არა, ზოგი ნიშნებით მაინც უნდა იყოს ერთმანეთისაგან განსხვავებული და, მართლაც, თუ ამ მხრივ კონტინენტური ნალექებს ზღვიურს შევადარებთ, მათ შორის მნიშვნელოვან განსხვავებას დავინახავთ. კონტინენტური გარემოს ერთ-ერთი ტიპური მხარე უდაბნოა, რომლის ნალექებისთვის მეტად დამახასიათებელია კარგად დახარისხებული (ხშირად მხოლოდ ფელდშპატიანი ან თაბაშირიანი) ქვიშაქვები, მრგვალი და მოელვარე მარცვლებით. თავისებურია აგრეთვე ამ ნალექების ფერი (ღია რუხი ან ყვითელი) და მათთან დაკავშირებული ფლორა და ფაუნა. მართალია, ეს უქანასწელი ღარიბი, მაგრამ მეტად სპეციფიკურია. სულ სხვაა ზღვის გარემო. აქ ნალექების დიდი სხვადასხვაობა შეიძინევა, ამასთან ნალექების ხასიათი (ლითოლოგია, შრეებრივობა, ფლორა, ფაუნა და სხვ.) დამოკიდებულია

ზღვის სიღრმეზე, ნაპირის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე და სხვ. მაგალითად, ზღვის სანაპირო ზოლში ძირითადად უხეშმარცვლოვანი მასალა გროვდება, რომელშიც ნამარხები ძლიერ იშვიათია. თხელ ზღვაში კი მთავარ როლს კირქვები ასრულებს, არის ქვიშა და თხაპ, ნამარხებიც ბევრია. ზღვის უფრო ღრმა ზოლში არსებითად თიხები ილექება, რომელთაც დიდი გავრცელება და ერთგვაროვნება ახასიათებთ, სულ სხვა არის ძლიერ ღრმა (უფსკრულის) ზღვის ნალექები. აქ ნალექების სიმძლავრე უმნიშვნელოა და თანაც წარმოდგენილია წითელი თიხებით, გლობიგერინებიანი, რადიოლარიებიანი და სხვა ზღაპებით.

როგორც ვხედავთ, სხვადასხვა გარემოში წარმოშობილ ნალექებს ერთმანეთისაგან განსხვავებული თვისებები აქვს. აი, ამ თვისებების ერთობლიობას, რომლებიც განასაზღვრავს ნალექების იერს — მის სახეს, და რომლის საშუალებით შესაძლებელი ხდება ნალექდაგროვების პირობების აღდგენა, ფა ც ი ე ს ი¹ ეწოდება. ფაციესის ცნება გეოლოგიურ ლიტერატურაში გრესლიმ შემოიტანა და მანვე მიუთითა, რომ ერთი და იმავე ხნოვანების ნალექები სხვადასხვა ადგილას სხვადასხვა ქანებით შეიძლება იყოს წარმოდგენილი. მიზეზი ამისა, ცხადია, წარმოშობის პირობებია. სწორედ ამ უკანასკნელის გათვალისწინებით არჩევენ ფაციესების სამ დიდ ჯგუფს: კონტინენტურს, ზღვიურს და ამ ორს შორის გარდამავალს — ლაგუნურს. კონტინენტურ ფაციესში თავის მხრივ გამოიყოფა ალუვიური (მდინარეული), დელუვიური (ფერდობის ნალექი), ტბიური, ეოლური და მყინვარეული; ზღვიურში კი — სანაპირო (იგივე ლიტორული), თხელი ზღვის (ნეიტრული), ღრმა ზღვის (ბათიალური) და უფსკრულის (აბისური).

ფაციესების შესწავლას უარესად დიდი მნიშვნელობა აქვს გეოლოგიური წარხულის პირობების აღდგენისათვის, პლეოგეოგრაფიული საკითხების ვადაწყვეტაში და სხვა.

დანალექი ქანების კლასიფიკაცია, შედგენილობა და აგებულება

კლასიფიკაცია. დანალექი ქანების ყველაზე მარტივი და მოხერხებულ კლასიფიკაცია გენეტურ პრინციპზეა დაყარებული; წარმოშობის პირობების გათვალისწინებით დანალექი ქანები შემდეგნაირად ნაწილდება:

კლასტურ ანუ ნამსხვრევ (მექანიკურ), ქემოგენურ (ქიმიურ) და ბიოქიმიურ (ორგანოგენულ) ქანებად. მართალია, კლასიფიკაციის ეს სქემა მარტივად და გასაგებია, მაგრამ მას გარკვეული შეუსაბამობაც ახლავს. კერძოდ, ეს ის არის, რომ დანალექი ქანების უმეტესობა პოლიგენეტურია, ე. ი. სხვადასხვა გზითაა წარმოშობილი. ამის მაგალითად შეიძლება დავსახელოთ თუნდაც მარტო კარბონატული და კაჟიანი ქანები, რომლებიც წარმოიქმნება როგორც ქიმიური გამოლექვით, ისე ორგანიზმების შემწეობით. ამ ერთი მაგალითითაც ცხადია, რომ მარტო გენეტურ ნიშნებზე დაყრდნობით დანალექი ქანების კლასიფიკაცია სრულყოფილი ვერ იქნება. ამიტომ ახლად შემუშავებულ სქემებში გენეტურ ნიშნებთან ერთად მხედველობაშია მიღებული ქანების ნივთიერი შედგენილობა და, ზოგჯერ, მათი სტრუქტურაც კი.

კლასტური ქანები, რომლებიც ადრე არსებული ქანების მსხვრევის შედეგად და ნამსხვრევი მასალის მექანიკური დაგროვებით წარმოიქმნება, თავის მხრივ, იყოფა პიროკლასტურ, ვულკანოგენ-დანალექ და ნორმალურ კლასტურ ქანებად. ქე-

¹ ფაციესი, ლათ. — სახეს ნიშნავს.

მოგენური (ქიმიური) და ბიოქიმიური (ორგანოგენული) ქანების წარმოშობაში მთავარი როლი ქიმიურ პროცესებს და ორგანიზმების მოქმედებას მიეწერება. ქანების ამ ორ უკანასკნელ ჯგუფში ნივთიერი შედგენილობის მიხედვით გამოიყოფა: თიხამწიანი (ალბიტური), რკინიანი, მანგანუმიანი, ფოსფორიტისანი, კაჟიწიანი, კარბონატული ქანები, მარილები და კალსტობილოითები.

დანალექი ქანების ნივთიერი შედგენილობა

დანალექი ქანების შემადგენელი ნივთიერება სხვადასხვა წარმოშობისა და შედგენილობის მინერალურ კომპონენტებს შეიცავს. ამ კომპონენტების ერთი ჯგუფი გადარეცხვის ამა თუ იმ არიდან (ანუ კვების წყაროდან) მოიტანება და არსებითად შედგება გამოფიტვის ღრმა პროცესებს გადარჩენილ მინერალთა და ქანთა ნატეხებისაგან, რომლებიც მექანიკურადაა გადატანილი და დალექილი სედიმენტაციურ აუზში. სხვანაირად რომ ვთქვათ, ეს არის ხმელეთიდან მოტანილი და სედიმენტაციურ¹ აუზში დაგროვილი კლასტური ანუ ტერიგენი² მასალა, რომელსაც საერთო ტერმინით ალოტიგენურად³ აღნიშნავენ. ტიპური ალოტიგენური კომპონენტებია რიყის ქვები, სხვადასხვა ქანთა ნატეხები, ქვიშა, კვარცის, ფელდშპატების და სხვა ქანმაშენ მინერალთა ნატეხები. ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება უფრო წვრილი აგრეგატული მასალა, წარმოდგენილი თიხის მინერალებით, სერიცით, პილროქარსებით, ქლორიტით და სხვ. ალოტიგენური მინერალებისა და ქანთა ნატეხებისათვის მკაფიოდ დაკუთხული ან კარგად დამრგვალებული ფორმებია დამახასიათებელი.

მინერალური კომპონენტების მეორე ჯგუფი სედიმენტაციურ აუზში ან თვით ქანში წარმოიშობა და ამიტომ მათ ალოტიგენურს⁴ უწოდებენ. ალოტიგენური მინერალების წარმოშობაში მთავარ როლს ქიმიური პროცესი ასრულებს. ტიპური ალოტიგენური კომპონენტებია კალციტი, დოლომიტი, ანკერიტი, სიდერიტი, კვარცი, ოპალი, ჭალცედონი, გლაუკონიტი, ჰალიტი, სილვინი, ანჰიდრიტი, ბარიტი, თაბაშირი, მარკაზიტი, ჰემატეტი და სხვ. ეს მინერალები გარდა იმისა, რომ შეადგენენ მთელი რაგი ქანების მთავარ მასას, ამავე დროს კლასტური ქანების და კონკრეციების ცემენტსაც წარმოქმნიან. ალოტიგენურ მინერალებს, ალოტიგენური მინერალებისაგან განსხვავებით, ხშირად კარგად განვითარებული (იდიომორფული) ფორმები ახასიათებთ. დანალექი ქანების უმრავლესობა ალოტიგენური და ალტიგენური კომპონენტების ნარევეს წარმოადგენს. ამის შესატყვისად ხშირად ხმარებაშია ქანების ასეთი სახელწოდება: კირქვიანი ქვიშაქვა ან ქვიშიანი კირქვა. პირველ მათგანში ალოტიგენური კომპონენტებია გაბატონებული, მეორეში — ალტიგენური.

ტერიგენ და ალტიგენურ ნივთიერებებთან ერთად დანალექი ქანები ხშირად შეიცავენ სხვადასხვა ორგანიზმების ნაშთებს და ვულკანურ მასალას. ორგანიზმთა ნაშთების რაოდენობა საერთოდ ცვალებადობს, თუმცა არის შემთხვევა, როცა დანალექი ქანი მთლიანად ამ ნაშთებითაა აგებული (ნიჟარებიანი კირქვა, ნუშულიტებიანი კირქვა, დიატომიტი, ქვანახშირი და სხვ.). უმთავრესი ქანწარმომქმნელი ორგანიზმებია რადიოლარიები, კაჟიანი ღრუბლები, დიატომები, რომლებიც კა-

¹ სედიმენტუ, ლათ. — ნალექი; სედიმენტაციური აუზი — აუზი, სადაც ნალექები გროვდება.

² ტერიგენი, ლათ. — ხმელეთიდან წარმოშობილი.

³ ალოტიგენური, ლათ. — სხვა ადგილას წარმოშობილი.

⁴ ალტიგენური, ბერძ. — ადგილზე წარმოშობილი.

ყის სკელეტს ივითარებენ. დიდ როლს ასრულებენ კარბონატული ქანების შედგენილობაში კალციუმის კარბონატის სკელეტინი ორგანიზმები — მარცხები, კირქვიანი ღრუბლები, მოლუსკები, ნუმულიტები, ეკალკანიანები, კირქვიანი წყალმცენარეები და სხვ. ტორვისა და ქუანახშარის მთავარი მასა მცენარეულ ნაშთებს წარმოადგენენ.

დანალექ ქანებში ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს ვულკანური წარმოშობის კლასტური მასალა, რომელიც წარმოდგენილია ვულკანური მინის და ქანმავენი მინერალების — პიროქსენ-ამფიბოლების, ფელდშპატების, ფელდშპათოიდების და სხვა მინერალთა კუთხელი და მათთან შედარებით სალი ნატეხებით. გარდა ამისა, ვულკანებას მოქმედებას უკავშირდება პირობათიერი წარმოშობის ზოგიერთი ნივთიერების (კაისის, რკინის, მანგანუმის, ტყვია-თუთის და სხვ.) მნიშვნელოვანი დაგროვება, რომლებიც დანალექ წყებებში ზოგჯერ პრაქტიკულად საინტერესო საბადოებსაც კი წარმოქმნიან.

თუმცა დანალექი ქანების ქიმიური შედგენილობა საკმაოდ ცვალებადობს, მაგრამ მათი საშუალო ქიმიური შედგენილობა მიიწვ ახლოსაა მაგმური ქანების საშუალო შედგენილობასთან (იხ. ცხრილი 24).

ცხრილი 24

მაგმური და დანალექი ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა

კომპონენტები	მაგმური ქანი	დანალექი ქანი	კომპონენტები	მაგმური ქანი	დანალექი ქანი
SiO ₂	59,14	59,58	Na ₂ O	3,84	1,10
TiO ₂	1,05	0,57	K ₂ O	3,13	1,84
Al ₂ O ₃	15,44	13,07	P ₂ O ₅	0,90	0,15
Fe ₂ O ₃	3,08	3,37	Cl	0,48	კვალი
FeO	3,80	2,00	S	0,052	კვალი
MnO	0,124	კვალი	H ₂ O	1,15	4,28
MgO	3,49	2,51	CO ₂	0,10	4,94
CaO	5,08	5,44	C	—	0,65

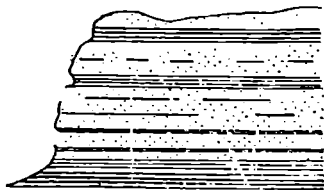
დამახასიათებელი თავისებურება, რაც დანალექი ქანების შედგენილობაში შეიმჩნევა, ის არის, რომ მაგმურ ქანებთან შედარებით რამდენადმე გაზრდილია რკინის უანგი, კალიუმი ნატრიუმს სჭარბობს. გაზრდილია წყლის, ნახშირორჟანგის და ნახშირბადის რაოდენობა.

დანალექი ქანების აგებულება

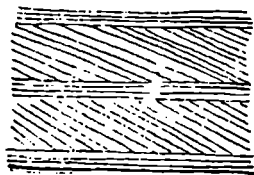
შ რ ე ბ რ ი ე ბ ა. დანალექი ქანების ერთ-ერთი თავისებურება მათი შრეებრივობაა, რის გამოც ხშირად ამ ქანებს შრეებრივს ანუ ფენებრივს უწოდებენ. ყველა შემთხვევაში შრე შემოსაზღვრულია მეტ-ნაკლებად სწორი და პარალელური სიბრტყეებით, რომელთაც დაშრეების სიბრტყეები ეწოდებათ. შრის ზედა სიბრტყე სახურავი გვერდი იქნება, ქვედა ზედაპირი კი — საფეხი გვერდი. მანძილი სახურავსა და საფეხ გვერდს შორის შრის სისქე ანუ სიმძლავრეა.

შრე შეიძლება იყოს მილიმეტრის ან რამდენიმე მეტრის სისქის და ვრცელდებოდეს საკმაოდ დიდ მანძილზე. პორიზონტალური მიმართულებით შრის გათავება თანდათან გათხლებით და ბოლოს, გამოსვლივით ხდება. თუ გამოსვლა ახლო მანძილზე მოხდა, მაშინ ლინზის ფორმის შრე მიიღება. რადგანაც შრე დანალექითაა წარმოშობილი, ამიტომ იგი თავდაპირველად პორიზონტალური იქნებოდა (ნახ. 190). მაგრამ ჩვეულებრივ პორიზონტალური შრეების გარდა არის

კიდევ ირიბი შრეებიც, რომლებიც ნალექწარმოქმნის ამა თუ იმ პირობებისათვის არის დამახასიათებელი. არჩევენ ირბშრეებრცვობის ერთმანეთისაგან განსხვავებულ რამდენიმე ტიპს: ღვარების (ნახ. 191), მდინარის კალაპოტის (ნახ. 192), ზღვის

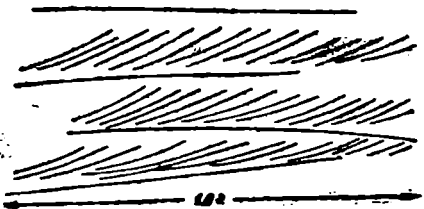


ნახ. 190. პორიზონტალური შრეებრივობა.



ნახ. 191. ღვარული ნალექების შრეებრივობა.

სანაპიროსი (ნახ. 193), ეოლურის (ნახ. 194) და სხვ. როგორც შრეებრივობა, ისე შრის ზედაპირის თავისებურება დანალექი ქანების ტექსტურულ ნიშანს წარმოადგენს. ჩვეულებრივ შრის ზედაპირი სწორი ანუ გლუვია, მაგრამ არც ისეთი შემთხვევები იშვიათი, როცა რაიმე ფაქტორის გავლენით ზედაპირის სისწორე ახალი ნიშნების შექმნით დარღვეულია. ფაქტორები, რომლებიც შრის ზედაპირს ცვლის, შეიძლება იყოს: ქვალის (ნახ. 195), წვიმის წვეთების (ნახ. 196), მარილის ან ყინულის კრისტალების (ნახ. 197), გვალვის ნაპრალების (ნახ. 198), ქიე-



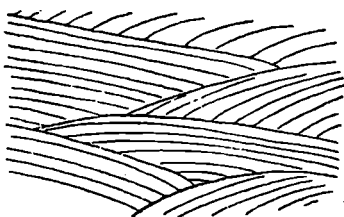
ნახ. 192. მდინარის კალაპოტის ნალექების შრეებრივობა.

ბის ან სხვა ცხოველების ანაბეჭდები მნიშვნელობა აქვს ნალექწარმოქმნის

შრეს თავისებურ ტექსტურულ კრეციები, სექტარიები, ოლითები, სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის ჩანართებს კმნიან შრეებში და თავიანთი შედგენილობით მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან გარემომცველი ქანისაგან. ფორმის მიხედვით კონკრეციები შეიძლება იყოს სფერული, ელიპსური, ცილინდრული, თირკმლისებრი და სხვ. (ნახ. 200), შედგენილობით — რკინიან-მანგანუმიანი, კირქვიანი, კაჟიანი, ფოსფორიტული, სულფიდური (პირიტი, მარკაზიტი), სულფატური (ბარიტი, თაბაშირი). კონკრეციების წარმოშობა დიაგენეტურ პროცესს უკავშირდება, კერძოდ Eh და pH ცვლელადობას და აგრეთვე შლამური ხსნარების არაერთნაირ კონცენტრაციის ნალექების სხვადასხვა ნაწილში. ამგვარ პროცესს ჩვეულებრივ

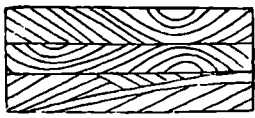
პირობების გარკვევისათვის.

თუ სტრუქტურულ ნიშნებს ანიჭებს კონსტიტუციური და სხვ. კონკრეციები

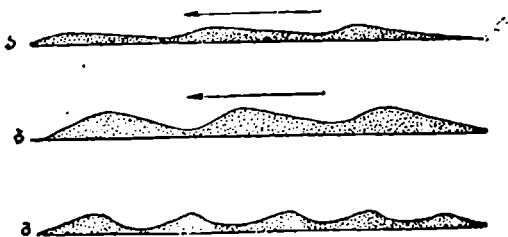


ნახ. 193. ზღვის სანაპიროს ნალექების დიაგონალური შრეებრივობა.

დიაგენეტიური მინერალების განაწილება მოსდევს — ერთ უბანზე მათ გახსნას აქვს ადგილი, მეორეზე კი მათ კონცენტრაციის და გამოყოფას. პირველად კონკრეციის ამგები მასალა კოლოიდური ბუნებისაა და ნაკლებადაა გამკვრივებული, მაგრამ დიაგენეზისის გვიან სტადიაზე, როცა პორების წყლის გამოწურვა და საერთოდ კონკრეციის გამკვრივება ხდება, ამ უქანასკნელის მოცულობის შემცირებას და ზედაპირის დასკდომას აქვს ადგილი. სკდომის ნაპრალები შემდეგში სხვადასხვა ნივთიერებებით იცემა და ამ გზით წარმოშობს თავისებურ ფორმებს, რომელთაც სექტარიები ეწოდებათ (ნახ. 201), მეტად წერილ კონკრეციებს მოგვაგონებენ ოლითები, რომელთა



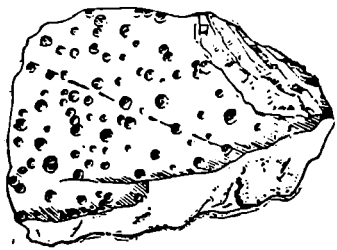
ნახ. 194. ეოლური შრეებრივობა



ნახ. 195. სამი ქაელის სქემატური კრილი:
 ა — ეოლური; ბ — ღნების; გ — ტალღის.

ზომა მილიმეტრების რიგისაა; ფორმით ელიპსური მარცვლებია, რომელთაც ნაქუქისებრი აგებულება ახასიათებთ. ოლითები დამახასიათებელია კირქვიანი, რკინიანი და კაჟიანი ნალექებისათვის.

სტილოლითები შრის ზედაპირზე წარმოქმნილი შეერილებია, რომლებიც ზოგჯერ

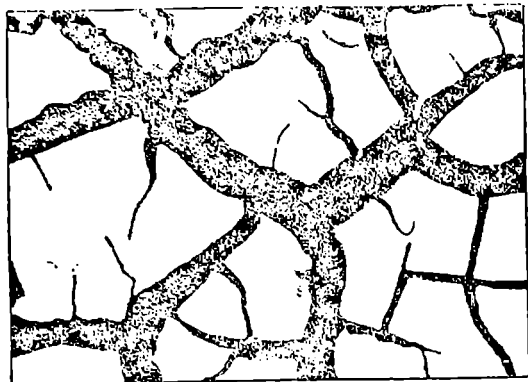


ნახ. 196. წვიმის წვეთების კვალი შრის ზედაპირზე, 1/2 ნატ. სიდიდის.



ნახ. 197. ყინულის კრისტალების ანაბექლები შრის ზედაპირზე.

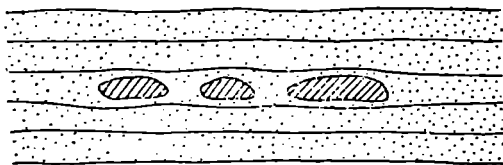
ღრმად იკრება მოსაზღვრე შრეებში (ნახ. 202). ამგვარსავე, მაგრამ პატარა ზომის ფორმებს სუტურები ეწოდება. ასეთი სახელწოდება ამ ფორმებმა იქიდან მი-



ნახ. 198. გვალის ნაპრალები შლამზე.

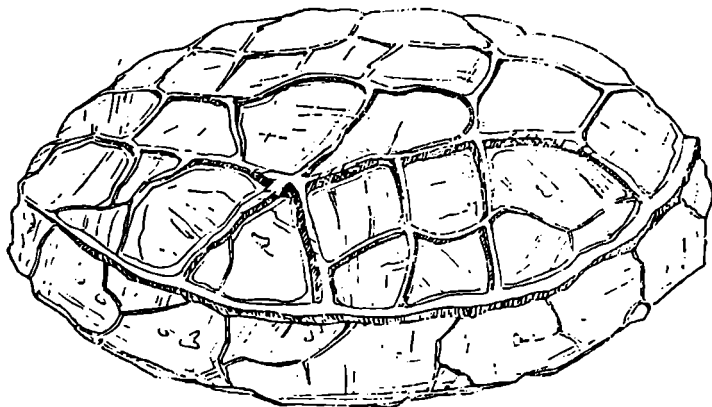


ნახ. 199. ქობის ნაკვალევი შრეში.

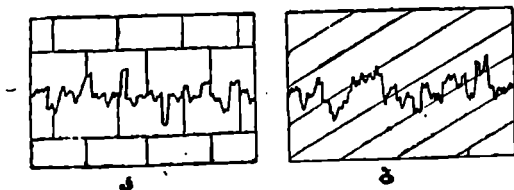


200. კონკრეციები არგილიტებში.

ილო, რომ ძლიერ წააგავს ხერხემლიანთა თავის ქალას ძვლის შემაერთებელ ნაკერებს, სტილოლითური ფორმები, რომელთა წარმოშობას გახსნის პროცესს უკავშირებენ, დამახასიათებელია კარბონატული ქანებისათვის.



ნახ. 201. სუტარია.



ნახ. 202. სტილოლითი:

ა — ქარიზონტალურ შრეებში; ბ — დახრილ შრეებში.

დანალექი ქანების ხტრუქტურა და ტექსტურა

სტრუქტურა დანალექი ქანის შემადგენელი ნაწილაკების სიდიდეს და ფორმას განიხილავს. მარტო მარცვლის სიმსხოს მიხედვით კლასტურ დანალექ ქანებში გამოიყოფა შემდეგი სტრუქტურული ტიპები:

პსეფიტები ¹	—	როცა მარცვალთა ზომა 2 მმ-ზე (ლიამეტრში) მეტია
ჰსამიტები ²	„	„ 2—0,1 მმ-ის ფარგლებშია
ალევიტები ³	„	„ 0,1—0,01 მმ
პელიტები ⁴	„	„ 0,01 მმ-ზე ნაკლებია

გარდა ამისა, გამოიყოფა შერეული სტრუქტურებიც. მაგალითად, პსეფიტურ-ჰსამიტური, როცა ქანში ერთდროულად მონაწილეობენ მარცვლები 1 მმ-ზე მეტი და

¹ პსეფოს, ბერძ. — კენკი.

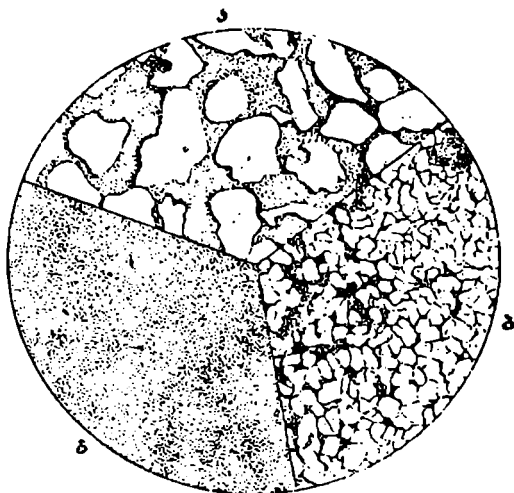
² ჰსამოს, ბერძ. — ქვიშა.

³ ალევრონ, ბერძ. — ფქვილი.

⁴ პელიოს, ბერძ. — თიხა.

ნაკლები სიღრმის, მსამიტ-ალევირტული, როცა მარცვალთა ზომა მეტია 0,05 მმ-ზე და ნაკლები 1 მმ ზე.

მეორ. მხრივ, თითოეულ ამ სტრუქტურულ ტიპში, პელიტების გამოკლე-
პით, შეიძლება გამოიყოს მსხვილმარცვლოვანი, საშუალომარცვლოვანი და წვრილ-
მარცვლოვანი სტრუქტურული ქვეტიპები. მაგალითად, მსხვილმარცვლოვანი მსა-
მიტი, საშუალომარცვლოვანი მსამიტი, წვრილმარცვლოვანი მსამიტი და ა. შ.



ნახ. 203. კლასტური და თიხოვანი ქანების სტრუქტურა:
ა — მსამიტური (წვრილმარცვლოვანი მსამიტი, მარცვალთა
ზომა 0,1 — 0,25 მმ);
ბ — ალევირტული (წმინდამარცვლოვანი ალევიტი,
მარცვალთა ზომა 0,02 — 0,05 მმ);
გ — პელიტური (ნაწილაკთა ზომა 0,005, 0,001—0,005 მმ).

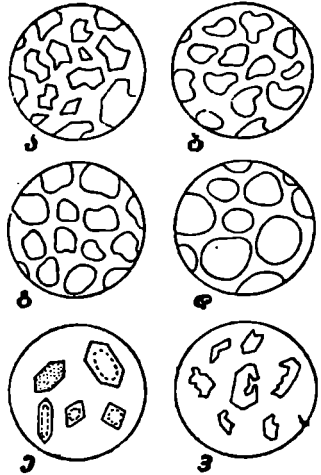
მნიშვნელოვანი სტრუქტურული ნიშანია მარცვლების ფორმა, რომელთა მი-
ხედვით შესაძლებელია გარკვეული წარმოდგენა ვიქონიოთ ნალექდაგროვების პი-
რობებზე (მასალის ახლოს თუ შორს მანძილზე გადატანა), მეორადი ცვლილებები
და სხვ. კლასტური ქანების შემადგენელ კომპონენტებს ახასიათებს შემდეგი ფორ-
მები: მახვილკუთხედი, დაკუთხული, ნახევრად დამრგვალებული, დამრგვალებული,
რეგენერირებული და კოროზირებული (ნახ. 204).

გამკვრავებული, არაფხვიერი ქანების შესწავლის დროს ყურადღება ექცევა
აგრეთვე მარცვლების შემაკემენტებელ მასას, მის რაოდენობას და წარმოშობას.
მარცვლებისა და ცემენტის ურთიერთობის მიხედვით კლასტურ ქანებში გამოიყო-
ფა შეკემენტების შემდეგი ტიპები: ბ ა ზ ა ლ უ რ ი — როცა ცემენტი ბევრია და
მარცვლები ერთმანეთს არ ეხება (ნახ. 205), კ ო ნ ტ ა ქ ტ უ რ ი — ცემენტი ცოტაა
და მარცვლების შეხების ადგილებშია მხოლოდ, პ ო რ ე ბ ი ს — ავსებს მარცვალთა
შორის პორებს, კ რ უ ს ტ ი ფ ი კ ა ც ი უ ლ ი — მარცვლები აუტიგენური მინერალი-
თაა შემოზრდილი, რ ე გ ე ნ ე რ ა ც ი უ ლ ი — მარცვლების გარშემო გაჩენილია იმა-
ვე ნივთიერების ცემენტი, რ ო გ ო რ ი ც თ ე თ ი თ ო ნ მ ა რ ც ვ ა ლ ი ა, კ ო რ ო ზ ი უ ლ ი —
მარცვლები კიდევ შემოკმულია ცემენტის მიერ.

არაკლასტური დანალექი ქანებისათვის დამახასიათებელია შემდეგი ძირითადი სტრუქტურები: ამორფული, პელიტომორფული, კრისტალურ-მარცვლოვანი, ოლითური, პიზოლითური, შაქრისებრი და ბომორფული.

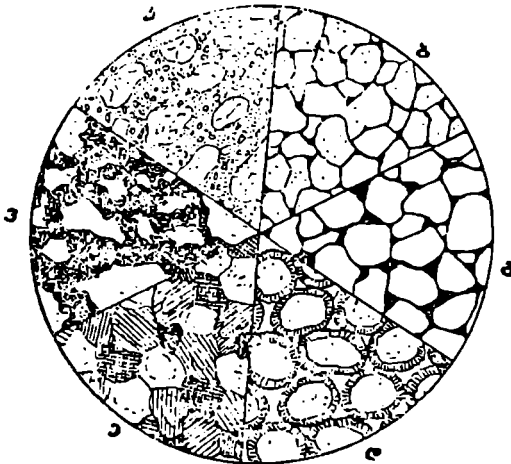
ამორფული სტრუქტურა უმთავრესად წვრილდისპერსიულ-კოლოიდური თხის ნაწილაკების დაგროვებით წარმოიქმნება. ამგვარი მასები შედგენილობით თითქმის მონომინერალურია და არაკრისტალურ აგებულებას ამჟღავნებს.

პელიტომორფული სტრუქტურა შტერისებრი ნაწილაკების დაგროვებით ხასიათდება. ნაწილაკთა ზომა 0,001 — 0,005 მმ-ის ფარგლებში იცვლება. ნაწილაკთა შემაცემენტებული მასის გარჩევა გაძნელებულია.



ნახ. 204. კლასტური ნაწილაკების ფორმა (შეცოვის მიხედვით): ა — მახვილკუთხედი, ბ — დაკუთხული, გ — ნახევრად დამრგვალებული, დ — დამრგვალებული, ე — რეგულარული, ე — კოლოიდური.

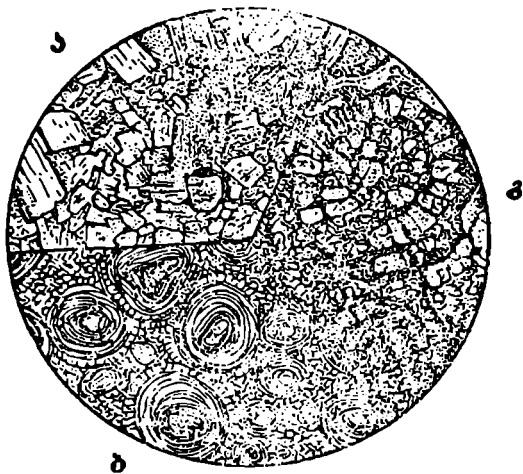
კრისტალურ-მარცვლოვანი სტრუქტურა ქიმიური ნალექებისათვის არის დამახასიათებელი. ქანის შემადგენელი მასა სრულკრისტალურ აგებულებას ამჟღავნებს (ნახ. 206). ამასთან შემადგენელი მინერალური მარცვლების შეფარდე-



ნახ. 205. კლასტური ქანების ცემენტის ტიპები: ა — ბაზალური; ბ — კონტაქტური; გ — პორების; დ — კრუსტიფიკაციული; ე — რეგულარული; ე — კოროზიული.

ბითი ზომების მიხედვით შეიძლება გამოიყოს თანაბარ და არათანაბარ მარცვლოვანი, მსხვილი, საშუალო და წვრილმარცვლოვანი სტრუქტურები.

ოლითური სტრუქტურა ხასიათდება მუხუდოს ტოლი, ელიპსური ფორმის მარცვლების არსებობით. ოლითების ზომა 0,2 — 5 მმ-ის ფარგლებში იცვლება. ამასთან ცალკეულ ოლითს კონცენტრულ-ნაჭკუისებრი აგებულება ახასიათებს (ნახ. 206).



ნახ. 206. არაკლასტური ქანების ზოგიერთი სტრუქტურა: ა — კრისტალურ-მარცვლოვანი; ბ — ოლითური; გ — ბიომორფული.

პიზოლითური სტრუქტურა ოლითურის ანალოგიურია, მაგრამ მარცვალთა ზომა ამ შემთხვევაში რამდენჯერმე უფრო მეტია.

შაქრისებრი სტრუქტურა წვრილ და მასთან იზომეტრული მარცვლების მონაწილეობით ხასიათდება.

ბიომორფული სტრუქტურის შემთხვევაში ქანი აგებულია ამა თუ იმ ორგანიზმის მთლიანი ნაშთებით (ნახ. 206).

დანალექი ქანების აღწერა

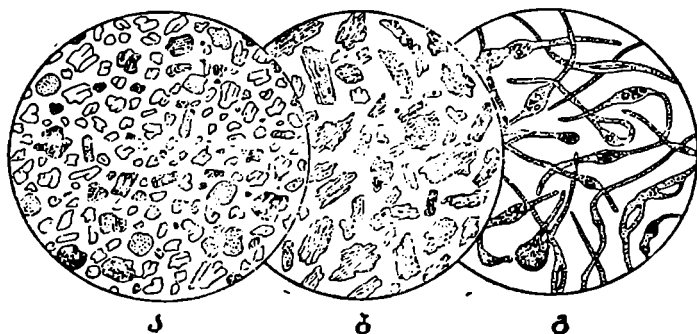
ა. კლასტური ქანები

კლასტური ქანები წარმოშობის პირობების მიხედვით ნაწილდება სამ ჯგუფად: პიროკლასტურ, შერეულ (ვულკანოგენ-დანალექ) და ნორმულ დანალექ — კლასტურ ქანებად.

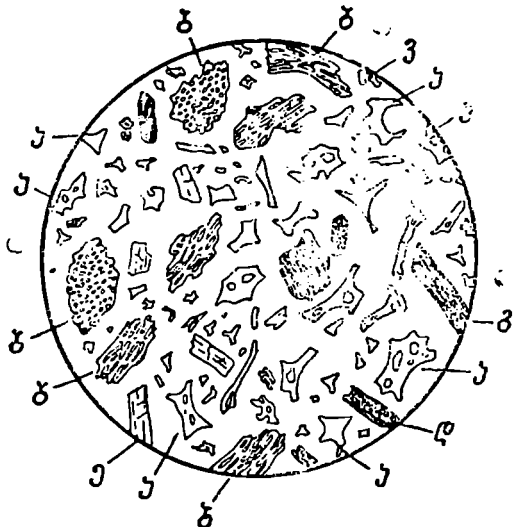
პიროკლასტური ქანები — ვულკანური ლოდნარი, უუმბარები, ქვიშა, ფერფლი, ტუფები, ბრექჩიები და ხვ.

ბოლო დროს პიროკლასტურ ქანებს მაგმური ქანებიდან გამოყოფენ და დანალექ ქანებთან ერთად იაილავენ, რადგანაც ამ ქანების დაგროვება ჩვეულებრივი დალექვის გზით ხდება როგორც ხმელეთზე, ისე წყალში, და მეტ შემთხვევაში

ისინი დანალექებისათვის დამახასიათებელ, მკაფიოდ გამოხატულ შრეებრივობას ამჟღავნებენ. მეორე მხრივ, პიროკლასტური ქანები მაინც პირველადი ქანებია, წარმოშობილი მაგმის აქტივობის პროცესში, რომელთაც ქიმიურ-მინერალური



ნახ. 207. ვულკანური ფერფლი და ქვიშა: ა — ანდეზიტური ვულკანური ფერფლი, შემდგარი ანდეზინის, პიროქსენის, რკატუარას და ბოტიტის კრისტალთა ნატეხებისაგან; ბ — დაციტური ვულკანური ფერფლი, შემდგარი პეშის ნატეხებისაგან; გ — ბაზალტური მინებრივი ფერფლი, შემდგარი თმის ფორმის მინსაგან (აქლეს თმები).



ნახ. 208. დაციტის ტიპური ვიტროკრისტალოკლასტური ფერფლი მიკროსკოპში (გ. მაკონალის მიხედვით). ა — ვულკანური მინის დაკუთხული ნატეხები; ბ — პეშის ნატეხები დამახასიათებელი გაზის ბუშტულებით. უკანასკნელ გარდამავარდმო კრიალში შოშრ-გვალეხული ფორმა აქვთ, ხოლო უკანასკნელი მიმართულებით — წაგრძელებული; გ — რკატუარის კრისტალები; დ — ბოტიტი; ე — ფელდშპატი; ვ — მტერისებრი შემაჯეჭვებული მასა, რომელიც ნატეხებს შორის არ არის ნაჩვენები.

შედგენილობა მაგმური ქანების შესატყვისი აქვთ. ამის გამოა, რომ ეს ქანები გარდამავალ ადგილს იკავებენ მაგმურსა და დანალექ ქანებს შორის.

პიროკლასტური ქანების ახლადშემუშავებული კლასიფიკაცია და ნომენკლატურა 25-ე ცხრილშია ნაჩვენები.

პიროკლასტოლოთები, როგორც მათი სახელწოდება გვიჩვენებს (ბერძნულად „პიროს“ — ცეცხლი, „კლასტოს“ — ნამსხვრევი), ნამსხვრევი ქანებია, რომლებიც ვულკანის მოქმედების მომენტში წარმოიშობა. ცნობილია, რომ ვულკანების უმრავლესობა მოქმედებას აფეთქებით (ექსპლოზიით) იწყებს, რის შედეგად დიდი რაოდენობით ამოიფრქვევა ვულკანის ყელის ნამსხვრევი მასალა და ლავის სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის ნატეხები. უწვრილესი ნაწილაკები, რომელთა ზომა (დიამეტრში) 4 მმ-ზე ნაკლებია, ვულკანური ფერფლად და ქვიშად იწოდება, ნატეხები, რომელთა ზომა 4 — 32 მმ-ის ფარგლებში იცვლება, ლაპილები იქნება¹, ხოლო 32 მმ-ზე მეტი სიდიდის მასალა, თუ ის ამოსროლის მომენტში თხევადი ან ნახევრად თხევადი იყო და ჰაერში ატყორცნილმა ბრუნვითი მოძრაობის შედეგად ელიპსური ან მსხლისებრი ფორმა მიიღო, ვულკანური ყუმბარა (ბომბი) იქნება (ნახ. 209).



ნახ. 209. ვულკანური ყუმბარები არჩეულის კონუსიდან (ცხრაწაროს უღელტეხილის სამხრეთით).

ამავე სიდიდის, მაგრამ უფრო მასალა, რომელიც ამოფრქვევის მომენტშივე გამყარებულია, ვულკანური ლოდნარის სახელწოდებას ატარებს.

ამავე კატეგორიისაა აგლომერატი, რომელიც უხეშნატეხოვან, შეუცემენტებელ პიროკლასტური მასალის (წილების, ყუმბარების, ლაპილების) ქაოსურ დანარჩენს წარმოადგენს.

ბოლო დროს ფხვიერ, ე. ი. შეუცემენტებელ პიროკლასტურ მასალას ტეფრა უწოდეს. თუმცა ტერმინი პიროკლასტური მასალა უფრო ფართო გაგებით იხმარება და „ტეფრასთან“ ერთად „ტუფის“ ცნებასაც შეიცავს.

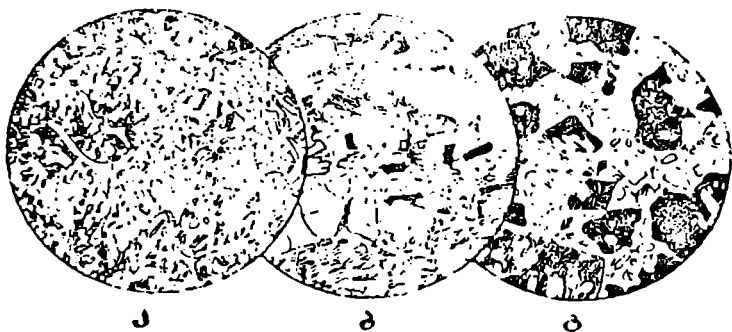
ამასთან მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული, რომ რამდენადაც უფრო წვრილმარცვლოვანია მასალა, იმდენად იგი ამოფრქვევის ცენტრიდან შორს ვრცელდება, უხეში მასალა კი ვულკანის ყელთან ახლოს იწყებს დაგროვებას. ამის გათვალისწინებას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს პალეოვეულკანოლოგიური კვლევის საქმეში.

ყველა სახის ზემოხსენებული ფხვიერი მასალის გამკერივების — შეცემენტების შემდეგ ამა თუ იმ სტრუქტურის პიროკლასტური ქანი წარმოიშობა. მაგალითად, ვულკანური ყუმბარების ან ლოდნის შეცემენტება ვულკანური აგლომერატის იძლევა. შედარებით წვრილი და მასთან კუთხედი მასალის შეცემენტებით ვულკანური ბრეჩჩია წარმოიშობა. თუ ნატეხების ზომა 4 მმ-ზე

¹ ლაპილუს, ლათ. — წვრილი ქვიშა.

ნაკლებად, მაშინ ტუფობრეჩია გვეჩნება, შესატყვისად ლაპილების შეცემენტება ლაპილიან ტუფს მოგვეცემს, ხოლო ფერფლისა და ქვიშის შეცემენტება — ფერფლის ტუფს.

სხვა მხრივ ვულკანური ტუფები შემადგენელი ნაწილებისა და ზომის მიხედვით შემდეგნაირად ნაწილდება: უხეშნატეხიანი ანუ პსეფიტური, საშუალო და წერილმარცვლოვანი ანუ პსამიტური და წმინდამარცვლოვანი — ალევრიტული და პელიტური. როცა ტუფის შედგენილობაში მთლიანად მინის ნატეხები მონაწილეობს, ასეთ ტუფს მინებრივ ანუ ვიტროკლასტურს უწოდებენ. იმ შემთხვევაში კი, როცა ტუფი მარტო კრისტალების ნატეხებს შეიცავს — კრისტალოკლასტური იქნება. თუ კრისტალების ნაცვლად ტუფის შენებაში ვულკანური ქანის (ლავის) ნატეხები მონაწილეობენ, ასეთ ტუფს ლითოკლასტური ეწოდება (ნახ. 210). ამასთან ხშირია ისეთი ტუფებიც, რომლებიც ერთდროულად შეიცავენ მინის, კრისტალების და ქანის ნატეხებს. ასეთ შემთხვევაში შერეულ ტუფებზე ლაპარაკობენ.



ნახ. 210. ვულკანური ტუფები:

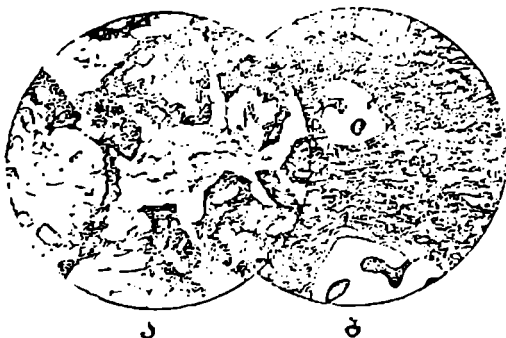
- ა — რილითის ვიტროკლასტური ტუფი; ბ — რილითის კრისტალოკლასტური ტუფი; გ — ანდეზიტის ლითოკლასტური ტუფი (ვილაშის, ტერანის და ჟილბერტის მხედით).

ტუფის სახელწოდება ყოველთვის უნდა შეესატყვისებოდეს მისი შემადგენელი ნატეხების პეტროგრაფიულ ბუნებას. მაგალითად, თუ ნამსხვრევი მასალა არსებითად ანდეზიტური ლავის ნატეხებითაა წარმოდგენილი, ასეთ ქანს ანდეზიტის ლითოკლასტური ტუფი უნდა დავარქვათ, რილითის ნატეხების შემთხვევაში, რილითის ლითოკლასტური ტუფი გვეჩნება და ა. შ. თუ ნატეხები უმთავრესად ლაბრადორისა და პიროქსენის კრისტალებითაა წარმოდგენილი, ბაზალტის კრისტალოკლასტური ტუფი იქნება და ა. შ. ასე რომ, შედგენილობის მიხედვით პიროკლასტური ქანები შეიძლება იყოს როგორც ფუძე (ბაზალტური), საშუალო (ანდეზიტური), მკავე (რილითური), ასევე ტუტეც (ტეფრიტული, ფონოლითური და სხვ.).

ანდეზიტურ და დაციტურ ვულკანურ აგლომერატებს და ფერფლის ტუფებს დიდი გავრცელება აქვთ სამხრეთ საქართველოს ტერიტორიაზე: გოდერძის უღელტეხილის რაიონში, სამსარისა და ერუშეთის მთებში; ანდეზიტის ფერფლის ტუფებშია გამოკვეთილი ვარძიის ცნობილი მონასტერი. ვულკანური ყუმბარებისა და ქვიშის დაგროვებას ჰქონია ადგილი ცხრაწყაროს სამხრეთით ე. წ. არჩეულის კონუსებში (სოფ. მოღვას ახლოს), სოფ. ღინტურთან (გუჯარეთის ხეობაში) და სხვ.

ფუძე პიროკლასტური ქანებიდან ფართო გავრცელებით ყურადღებას იქცევს ე. წ. პალაგონიტური ტუფები, რომლებიც შედგენილობით ბაზალტებს შეესატყვისება. პალაგონიტური ტუფი არსებითად მომწვანო ან თითქმის შავი ფერის, ჰიდროქსიმურად შეცვლილი ფუძე ვულკანური მინისაგან შედგება. ამგვარ ტუფები კი წყალქვეშა ამოფრქვევის პროდუქტებს წარმოადგენენ.

თავისებულ პიროკლასტურ ქანებს მიეკუთვნებიან აგლიუტინატი და იგნიმბრიტი, პირველი უხეშნატეხოვანი წილების (პროოვანი ქანის ნატეხების), ვულკანური ყუმბარების, ლაპილების, ფერფლის შეცხობით — გამკვრივების შედეგად წარმოიქმნება.



(ახ. 211. პალაგონიტური ტუფი და იგნიმბრიტი:
 ა — პალაგონიტური ტუფი, პალაგონიტი მუქი ფერი'აა და კრისტალების ჩანართებს შეიცავს. ცემენტი კალციტისა; ბ — იგნიმბრიტი (ვილაშის, ტერნერის და ჟილბერტის მიხედვით).

მეორე კი შემცხვარი ანუ შეღულბული ტუფია. ძირითადად მკაფე ვულკანური მინითაა აგებული, მაგრამ მინის ნატეხები ერთმანეთთან შეღლობილი, ხშირად გაქყლებილი ან დაგრებილია. ამგვარი ქანების წარმოშობას წყლის ორთქლით ამოტაცებული, გავარვარებული ფერფლის უზარმაზარი მასების („ცეხლის ზვაეების“) სწრაფად დაგროვებას მიაწერენ. მაღალი ტემპერატურა და მაღალი წნევა, რომლებიც საკმაოდ დიდხანს ინახება ფერფლის მასების ცენტრალურ ნაწილში, მინის ნატეხების ერთმანეთთან შეცხობას (შეღულბებას) და ლეფორმაციას იწვევს (ნახ. 211).

იგნიმბრიტებს დიდი გავრცელება აქვთ წყნარი ოკეანის ვულკანურ სარტყელში. ამგვარი ქანები ცნობილია აგრეთვე სომხეთსა და ჩრდილო კავკასიაში.

შერეული (ვულკანური + დანალექი) კლასტური ქანები — ტუფიტები

შერეული კლასტური ქანების წარმოშობა ვულკანური პროცესების გააქტივებას უკავშირდება, რის დროსაც ამა თუ იმ სელიმენტაციურ აუზში ნორმულ დანალექ მასალასთან ერთად ვულკანური (პიროკლასტური) მასალაც ილექება და წარმოიშობა ე. წ. შერეული კლასტური ქანები — ტუფიტები. ამჟამად ტუფიტებს ორად ანაწილებენ: — ორთო და პარატუფიტებად (გ. ძოწენძე). ამთგან ორთოტუფიტები უმთავრესად ვულკანური მასალისაგან (> 50%-ზე) შედგება, პარატუფიტებში კი გაბატონებული ადვილი ნორმულ დანალექ მასალას (> 50%-ზე) უჭირავს.

ორთოტუფიტები ვარგენტულად ძნელად გასარჩევია ნორმული დანალექი ქანებისაგან და, როგორც უკვე ვთქვით, არსებითად შედგება ვულკანური წარმოშობის მასალისაგან, რომელსაც სხვადასხვა რაოდენობით შერეული აქვს დანალექი მასალა — ქვიშის, თიხის, კირქვისა და სხვათა სახით. ვულკანური მასალა მკაფიოდ კუთხედი ფორმის მინის, ეფუზივების ძირითადი მასის ნატეხებით და ქანძაშენი სილიკატური ზინერალებით (ფელდშპატებით, პიროქსენ-ამფიბოლებით, ქარსებით და სხვ.) არის წარმოდგენილი. ზოგიერთ ტუფიტურ ქანში ორგანიზმების განამარჩებელი ნაშთებიც აღინიშნება. რაც შეეხება პარატუფიტებს, რომლებიც შედგენილობით უფრო ახლოს არიან ნორმულ დანალექ ქანებთან, მათი შედარებით სრული დახასიათება ქვემოთ არის ქვიშაქვებთან ერთად მოცემული (იხ. გვ. 234).

ბ. ნორმული დანალექი—კლასტური ქანები

კლასტური ქანების კლასიფიკაციას საფუძვლად ედება მათი სტრუქტურა — ნატეხების ზომა და ფორმა, სიფხვიერე ან შეცემენტება. ამ ნიშნების მიხედვით კლასტური ქანები ნაწილდება ტლანქნატეხოვან კლასტურ ქანებად ანუ ასეფიტებად, საშუალონატეხოვან ანუ სსამიტებად, წმინდანატეხოვან — პელიტურ და ალევრიტულ ქანებად; შეცემენტების მიხედვით — ფხვიერ და შეცემენტებულ ქანებად, ამ ნიშნებზე დაფუძნებული კლასიფიკაცია გამარტივებული სახით აქვე მოტანილ ცხრილშია ნაჩვენები (ცხრილი 26).

ცხრილი 26

ნორმული კლასტური ქანების კლასიფიკაცია

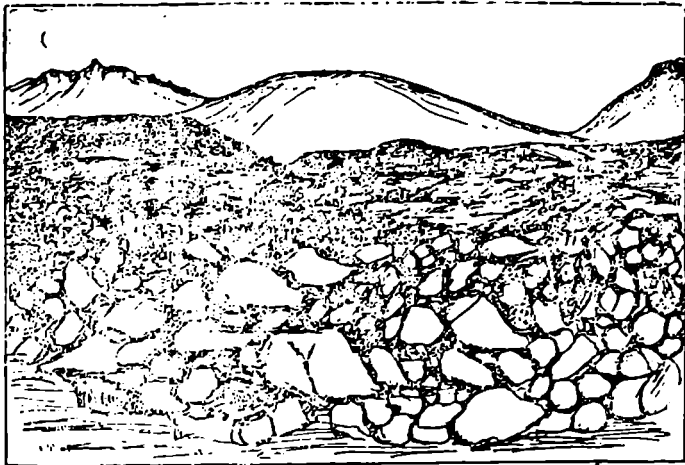
ნატეხების ზომა, ფორმა და შეცემენტების ხარისხი

ნატეხების ზომა მმ-ობით	ფხვიერი		შეცემენტებული		სტრუქტურა
	კუთხედი ნატეხები	დამრგვალებუ- ლი ნატეხები	კუთხედი ნატეხები	დამრგვალებუ- ლი ნატეხები	
>200	ლოღნარი	მსხვილი კაქარი	ბრეკჩია	კონგლომერატი	ტლანქნატეხო- ვანი — ასეფიტური
50—200	წვრილი ლოღნარი	წვრილი კაქარი			
10—50	ლორლი	რიყე			
2—10	ხრეში	ხინკა			
0,1—2	ქვიშა		ქვიშაქვიშა		სსამიტური
0,01—0,1	ალევრიტ. ლიოსის მავარი ქანები		ალევროლითი		ალევრიტული
<0,01	თიხა		არგილიტი		პელიტური

შეუცემენტებელი დაკუთხულნატეხიანი ქანები — ლოღნარი,
ლორლი და ხრეში

ეს ქანები, როგორც აქ მოტანილი ცხრილიდან ჩანს, მხოლოდ ნატეხების სიმსხოთი განსხვავდება ერთმანეთისაგან; ისინი წარმოიშობა ყოველგვარი ქანის ფიზიკური გამოფიტვის შედეგად. წარმოშობის ადგილიდან მათი შორს მანძილზე

გადატანა დამახასიათებელი არ არის, გროვდება მტ შემთხვევაში მთების კალთების ძირას (ნახ. 212) და მყინვარების გაერყელების რაიონებში. ამგვარ ქანებს განსაკუთრებით ფართო გაერყელება აქვთ უდაბნოებსა და პოლარულ მხარეებში, სადაც ფიზიკურ გამოფიტვას გაბატონებული ადგილი უკავია. პეტროგრაფიული



ნახ. 212. მთის კალთის ძირას დაგროვილი ლოდნარი. სპსარის ქედი.

შედგენილობით ლოდნარი, ღორღი და ხრეში შეიძლება ერთ რომელიმე ქანს შეესატყვისებოდეს, მაგრამ უფრო ხშირად ისინი სხვადასხვა ქანთა ნატეხებით არიან წარმოდგენილი.

შეუცემენტებელი ქვარგვალეები — კაქარი, რიყე, ხვინჭა (კენჭები)

ისე როგორც წინა შემთხვევაში, აქაც სხვადასხვა ზომის, მაგრამ შესამჩნევად დამრგვალებულ მასალასთან გვაქვს საქმე. კაქარი დიდი ზომის ქვარგვალეებითაა წარმოდგენილი, რიყე საშუალო სიდიდისაა, ხვინჭა კი — შედარებით წვრილმარცვლოვანი. ამგვარი ქანებისათვის დამახასიათებელია წარმოშობის ადგილიდან საკმაოდ შორ მანძილზე გადატანა: რამდენადაც მერთა გაელილი მანძილი, მით უფრო მაღალია დამრგვალების ხარისხი. მასალის გადატანას მდინარეები და დროებითი ღვარები, ზღვის დინებები აწარმოებენ. კაქარი უმთავრესად მთის მდინარეთა კალაპორტებსა და მყინვარგადავლილ ადგილებშია გაერყელებული, რიყე და ხვინჭა კი მდინარეთა ხეობებში, დელტებში და აგრეთვე ტბებისა და ზღვების სანაპიროებში გროვდება. პეტროგრაფიული შედგენილობის მიხედვით უმთავრესად მრავალკომპონენტური (პოლიმიქტურ) ქანებთან გვაქვს საქმე.

შეუცემენტებული უხეშნატეხიანი ქანები — ბრეჩჩიები და კონგლომერატები

ბრეჩჩია დაკუთხული ნატეხების (წერილი ლოდნარის, ღორღის, ხრეშის) შეუცემენტებით წარმოქმნილი ქანია. პეტროგრაფიული შედგენილობით ბრეჩჩია შეიძლება ერთი რომელიმე ქანის, მაგალითად, კირქვის ნატეხებისაგან შედგე-

ბოდეს. ასეთ ბრეჭიას ერთკომპონენტიანს ანუ მონომიქტურს უწოდებენ. იმ შემთხვევაში კი, როცა ბრეჭის აგებულებაში სხვადასხვა ქანის ნატეხები მონაწილეობს, ის მრავალკომპონენტიანი ანუ პოლიმიქტური იქნება. ბრეჭიის ნატეხები შეიძლება იყოს ყოველგვარი ქანის — კირქვის, ბაზალტის, გრანიტის, ქვიშაქვის, კვარცის, კაჟის და სხვ. ცემენტი რაოდენობრივად და ნივთიერი შედგენილობით ცვალებადობს — ხშირია ცემენტი თიხის, კირქვის, კაჟის, ქვიშის და ა. შ.

წარმოშობის მიხედვით გამოიყოფა ბრეჭიის შუალევი სახესხვაობები: ვულკანიური — შემდგარია მხოლოდ ვულკანიურ ქანთა ნატეხებისაგან, ტექტონიკური — რომელიც შეიძლება ადგილზევე — გადაუადგილებლად წარმოიშვას ქანების გასრესისა და მსხვრევის შედეგად; გამოიწონება ნატეხების ერთგვაროვნებით და უცემენტობით. სხვა შემთხვევაში მასალის გადაადგილება ხდება ნასხლეტებისა და შეცოცებათა სიბრტყეების გასწვრივ. ამგვარი ბრეჭია გამოიწონება ნატეხების მობრიალებული ზედაპირით. ფართოდაა გავრცელებული ჩაქევის ბრეჭიები, რომლებიც მეტ შემთხვევაში კარსტულ რაიონებში გვხვდება. ცნობილია აგრეთვე ხმელეთისა და წყალქვეშა მეწყერების ბრეჭიები და სხვ. (ნახ. 213).



ნახ. 213. დანალექი ბრეჭიები: ა — მონომიქტური; ბ — პოლიმიქტური (ლ. შორეს მიხედვით).

ბრეჭიებისაგან განსხვავებით კონგლომერატები კარგად დამრგვალებული რიყის ქვების, კენჭებისა და სხვა ამგვარი მასალის შეცემენტებით არის წარმოშობილი. რიყის ქვები ანუ ქვარგვლები უმთავრესად გამოფიტვის გამძლე ქანებით — კვარციტებით, გრანიტიტოიდებით, სხვადასხვა ვულკანიტებით და კირქვებითაა წარმოდგენილი. ამასთან ზოგ შემთხვევაში მასალის დახარისხებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა — ეერძოდ. კონგლომერატი აგებული ფენის ქვედა ნაწილში უფრო მსხვილი ქვარგვლები ქარბობს, ვიდრე ზედაში. პეტროგრაფიული შედგენილობით კონგლომერატები უფრო ხშირად მონომიქტურებია (ნახ. 214), თუმცა პოლიმიქტური კონგლომერატებიც არაიშვიათია. ცემენტის მასა, რომელიც უფრო ხშირად კირქვით, კაჟით, ქვიშით და თიხითაა წარმოდგენილი, შეიძლება უხვად იყოს, ან ძლიერ ცოტა. არჩევენ ზღვიურსა და მდინარეულ კონგლომერატებს. ზღვიური კონგლომერატის ქვარგვლებს კარგად დამუშა-

კება და სიმსხოს მიხედვით დახარისხება ემჩნევა. მართალია, კონგლომერატის ფენები მცირე სიმძლავრისაა, მაგრამ, სამაგიეროდ, დიდ ფართობზე წარცვლებია.

დანალექი წყებების ფუქეში კონგლომერატის ფენის არსებობა ზღვის ტრანსგრესიის მაჩვენებელია. ცნობილია, რომ ზღვიური კონგლომერატის ქვარგვალის გრძელი ღერძი ზვირთციემის მიმართულების საწინააღმდეგოდ, ე. ი. ზღვისკენა დახრილი, მასთან მცირე კუთხით, რასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს პალეოგეოგრაფიული კვლევისათვის.

ზღვიურისაგან განსხვავებით, მდინარეული კონგლომერატების შემადგენელ მასალას ცუდი დამრგვალება და დახარისხება ახასიათებს. ქვარგვალების გრძელი ღერძი წყლის დინების მიმართულებას ემთხვევა, ხოლო თვით ქვები დიდი კუთხით დინების საწინააღმდეგო მიმართულებითაა დაქანებული. დამახასიათებელია აგრეთვე ისიც, რომ მდინარეული კონგლომერატებს ზოლებრივი და მასთან წყვეტილი გავრცელება აქვს და ქმნის საკმაოდ მძლავრ ფენებსა და ლინზებს.

მყინვარული ნალექების გავრცელების მხარეებში ცნობილია ე. წ. ფლუვიოგლაციური კონგლომერატები, რომლებიც მდინარეების მიერ მორენული მასალის გადაშენებითაა წარმოშობილი. ამ კონგლომერატებს ცვალებადი სიმძლავრე და ლინზებრივი ფორმა ახასიათებს. ქვარგვალების დახარისხება და დამუშავება ცუდია. გამოიყნობა მყინვარული ნაქაწურების არსებობით.



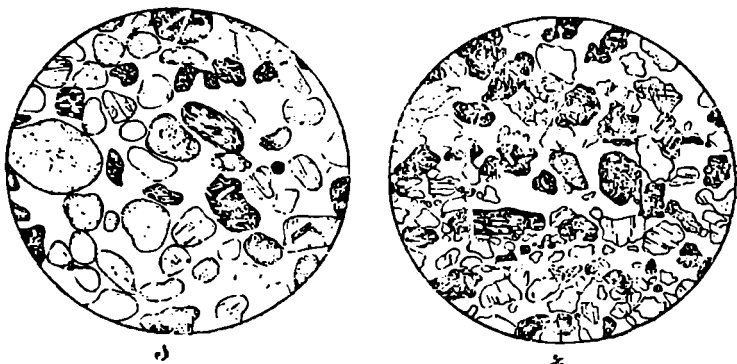
ნახ. 214. პოლიმიქტური კონგლომერატი.

იშვიათად გვხვდება ტბიური და ეოლური კონგლომერატები, ცალკე გამოიყოფა ბრექჩიებიდან კონგლომერატებში გარდამავალი ტიპი, რომელსაც ფანგლომერატი ეწოდება. ეს, ჩვეულებრივ, პოლიმიქტური ბრექჩია — კონგლომერატია, თითქმის დაუხარისხებელი და ცუდად სტრატოფიცირებული. ფანგლომერატები უმთავრესად მთასწინა მხარეებში გროვდება, სადაც ისინი მძლავრ წყებებს ქმნიან. კონგლომერატების შესწავლას დიდი ყურადღება ექცევა, რადგან მათი საშუალებით აღეღაღ ხერხდება მასალის წყაროს დადგენა, მასალის გადატანის მიმართულებისა და მისი დაგროვების, პირობების გარკვევა და სხვ., რასაც პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს.

საშუალო მარცვლოვანი კლასტური ქანები — პსამიტები: ქვიშები და ქვიშაქვები

ქვიშები და ქვიშაქვები ფართოდ გავრცელებული კლასტური ქანებია. ქვიშა ფხვიერი — შეუცემენტებელი ქანია, რომელსაც მარცვლის სიმსხოს მიხედვით შემდეგნაირად ანაწილებენ: მსხვილმარცვლოვან (მარცვლის ზომა > 0.5 მმ), საშუა-

ლომარცლოვან (მარცლის ზომა 0,5 — 0,25 მმ) და წვრილმარცლოვან ქვიშად (მარცლის ზომა 0,25 — 0,01 მმ). შედგენილობის მიხედვით ქვიშა შეიძლება იყოს მონომიქტური, ოლიგომიქტური და პოლიმიქტური. პირველ შემთხვევაში ქვიშის შემადგენელი ერთი რომელიმე მინერალია, მაგალითად, კვარცი ან მარტო ფელდშპატი; მეორე შემთხვევაში შემადგენელი მინერალების რიცხვი მეტად მცირეა; მესამე შემთხვევაში კი ბევრ მინერალთან გვაქვს საქმე. ძირითადი კომპონენტები, რომლებიც ქვიშების შედგენილობაში მონაწილეობენ, გამოფიტვისადმი გამძლე მინერალებია — კვარცი, ფელდშპატები, ქარსები, ზოგჯერ გლაუკონიტი და ქანის ნატეხები. როგორც აქცესორები, თითქმის ყოველთვის მონაწილეობენ მაგნეტიტი, ცირკონი, აპატიტი, რუტილი და სხვ.



ნახ. 215. პოლიმიქტური ქვიშები:

ა — კარგად დამუშავებული მრგვალმარცვლებიანი; ბ — სუსტად დამუშავებული კუთხელმარცვლებიანი.

ქვიშები სხვადასხვა ქანების მექანიკური გამოფიტვის შედეგადაა წარმოშობილი. არჩევნ მდინარეულ, ეოლურ, ზღვიურ, ტბიურ და მყინვარეულ ქვიშებს.

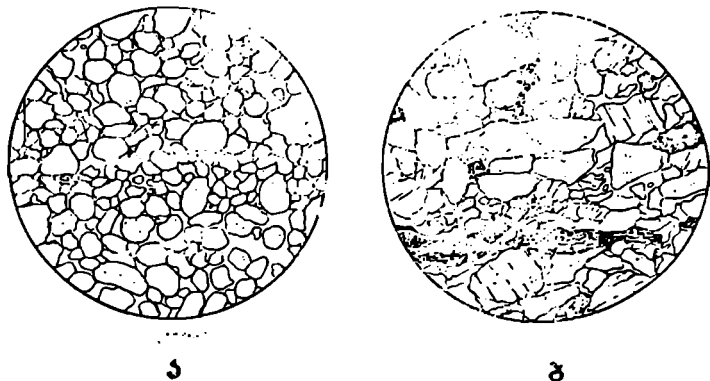
ქვიშებს ფართო გამოყენება აქვს სამშენებლო საქმეში (ბეტონისა და სილიკატური აგურის წარმოებაში), მინის წარმოებაში და სხვ. თითქმის მონომინერალური ქვიშები საქართველოში ცნობილია კიათურის, საჩხერის და ორჯონიკიძის (ხარაგაულის) რაიონებში. პოლიმიქტური ქვიშები ფართოდაა გავრცელებული შავი ზღვის სანაპიროებზე, უმთავრესად მდ. სუფსის შესართავთან, სადაც ქვიშა მაგნეტიტით არის გამდიდრებული. კვარციანი ქვიშები ცნობილია აგრეთვე ქუთაისისა და სურამის რაიონებში და სხვ.

ქვიშაქვები ქვიშებისაგან არსებითად იმით განსხვავდებიან, რომ ისინი მკვრივ — შეკუმშებულ ქანებს წარმოადგენენ. ცემენტი სხვადასხვა ნივთიერებითაა წარმოდგენილი: უფრო ხშირად თიხით, კირქვით, კაყით, იშვიათად ქლორიტით, ფოსფორიტით, რკინით, ან პოლიმიქტურია — თიხა-კირქვიან-კაყიანი (ნახ. 216).

ქვიშაქვების კლასიფიკაცია ჩვენში და უცხოეთში სხვადასხვაგვარია. ჩვენი მეცნიერები მ. შვეცოვი, ლ. პუსტოვალოვი, გ. ძოწენიძე, გ. ტეოდოროვიჩი, მ. კალენკო და სხვებს ქვიშაქვებს ანაწილებენ შემადგენელი კომპონენტების მიხედვით. მ. შვეცოვს და გ. ძოწენიძეს გამოყოფილი აქვთ მონომინერალური, ოლიგომიქტური და პოლიმიქტური ქვიშაქვები. უკანასკნელი, თავის მხრივ, დანაწილებულია არკოზულ, გრაუვაკურ და ტუფიტურ ქვიშაქვებად. გამოყოფილია აგრეთვე

ქვიშაქვების შერეული ტიპები, როგორცაა, მაგალითად, არკოზულ-გრაუეაქური, კვარციან-გრაუეაქური და ა. შ.

უცხოელი ავტორები (პეტრიჯონი და სხვ.) ქვიშაქვებს ანაწილებენ წარმოშობის პირობებისა და ცემენტის ხასიათის მიხედვით. ამერიკელი პეტროგრაფი ჯილბერტი კარგად დახარისხებულ ანუ „სუფთა“ ქვიშაქვას, რომელშიც თიხა თითქმის არ მონაწილეობს, არ ენიტს უწოდებს, ხოლო დაუხარისხებელ ან „ქუქუიან“ ქვიშაქვას, რომელშიც თიხა მნიშვნელოვანი რაოდენობით აღინიშნება — ვაკას. ქვიშაქვების კლასიფიკაციის გამარტივებული სქემა¹ ნაჩვენებია 217-ე ნახაზზე.



ნახ. 216. ქვიშაქვები შლიფში:

- ა — მონომიქტური ქვიშაქვა, შემდგარი თითქმის მხოლოდ კვარცის მარცვლებისაგან;
- ბ — პოლიმიქტური ქვიშაქვა, შემდგარი კვარცის ფელდშპატისა და ბიოტიტისაგან.

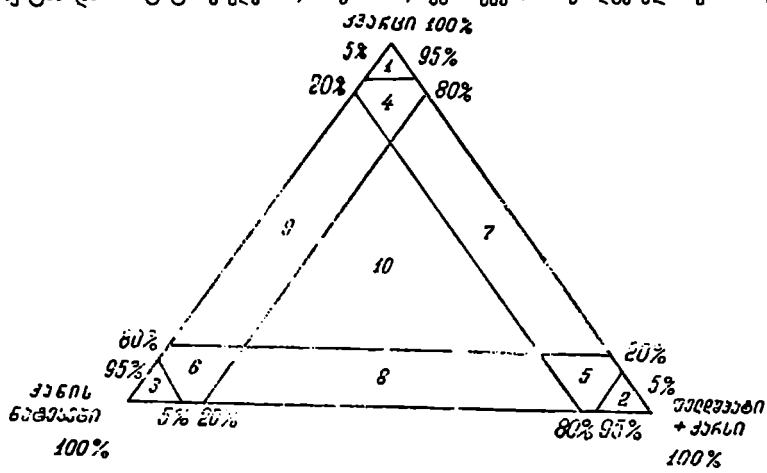
მონომიქტური და ოლიგომიქტური ქვიშაქვები, როგორც სახელწოდება გვიჩვენებს, მარტივი შეჯგუფებისაა. პირველის წარმომადგენელი უფრო ხშირად კვარციანი ქვიშაქვაა, რომელშიც 70%-ს და ზოგჯერ მეტსაც, სუფთა, კარგად დამუშავებულ კვარცის მარცვლებს შეიცავს. ამგვარ ქვიშაქვებს, ჩვეულებრივ, სელიმენტაციის რამდენიმე ციკლა აქვს გაკლალი და ამიტომ კარგადაა დახარისხებული, ამასთან თიხოვან ცემენტს თითქმის არ შეიცავს. ცემენტი, თუკი ის შესამჩნევი რაოდენობით მონაწილეობს, უფრო ხშირად კაქმიწა, კარბონატი ან სხვა ქიმიური გზით გამოყოფილი ნივთიერებაა.

ასევე მარტივი შედგენილობა ახასიათებს ოლიგომიქტურ ქვიშაქვებს. ამ შემთხვევაში ძირითად კომპონენტს, იქნება ეს კვარცი, ფელდშპატი თუ ქანის ნატეხები, შერეული აქვს რომელიმე სხვა კომპონენტის მცირე რაოდენობა. ასეთი ქვიშაქვებიდან ხშირია ფელდშპატ-კვარციანი, ქარსიან-კვარციანი, ფელდშპატ-ქარსიან-კვარციანი და სხვ.

პოლიმიქტური ქვიშაქვები — არკოზული, გრაუეაქური და ტუფიტური. არკოზული ქვიშაქვები, როგორც აქვე მოტანილა საკლასიფიკაციო სქემიდან ჩანს, უმთავრესად აგებულია ფელდშპატისა და კვარცის მარცვლებისაგან. ამასთან კვარცი ფელდშპატებთან შედარებით ყოველთვის ცოტაა და რაოდენობრივად 30%-ს არ აღემატება, აღნიშნული მინერალების გარდა ამგვარ ქვიშაქვებში, როგორც დაპატებითი კომპონენტები, შეიძლება მონაწი-

¹ აღებულია ნ. ლიგინენკოს წიგნიდან. იხ. ლიტერატურის სია.

ლობდუნე ქარსები და მკავე ქანების შეუცვლელი ნატეხებიც. ფელდშპატი მკავე პლაგიოკლაზით და კალიშპატითაა წარმოდგენილი (ნახ. 218). ქარსებიდან კი მუსკოტსა და ბიოტიტს ვხვდებით, ასე რომ, ქვიშაქვებში შემადგენელი ეს მასალა

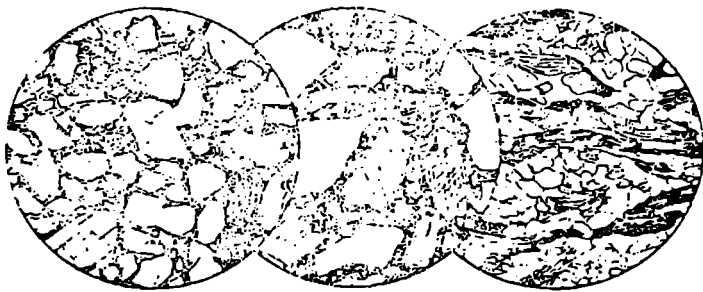


ნახ. 217. ქვიშაქვების კლასიფიკაციის სქემა.

მონომინერალური ანუ მონომიქტური:

- 1 — კვარციანი, 2 — ფელდშპატიანი, 3 — ლითოიდური (ქანის ნატეხებიანი), ოლიგომიქტური, 4 — ფელდშპატ-კვარციანი, 5 — კვარციან-ფელდშპატიანი, 6 — კვარციან-ლითოიდური, პოლიმიქტური, 7 — არკოზული, 8 — ლითოიდურ-არკოზული, 9 — გრაუვაკური, 10 — შერეული შედგენილობის ქანები — არკოზგრავუაკური.

კვარციან-ფელდშპატიანი ქანების — გრანიტოიდების, გნეისებისა და მეტამორფიზმის მქონე საფეხურზე მდგომი კრისტალური ფიქლების მექანიკურად დაშლის შედეგადაა წარმოდგარი. ამიტომაც, რომ ხშირად არკოზული ქვიშაქვები, როცა

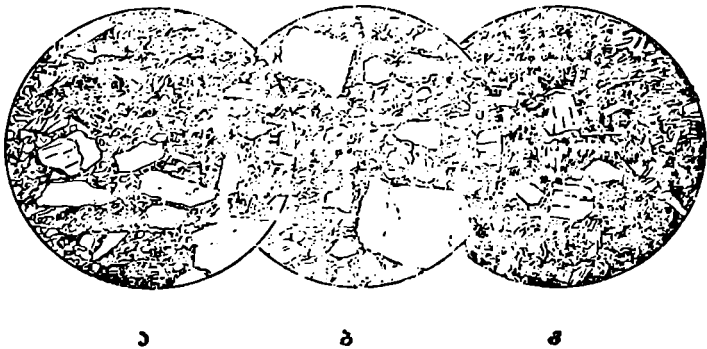


ნახ. 218. არკოზული ქვიშაქვები:

ა და ბ — არკოზული ქვიშაქვები, შემდგარი კვარცის, ოლიგოკლაზის, ორთოკლაზის (ტყეჩულობის ბზარებით) მარცლებით და ქარსის ფურცელაკებით. ცემენტი პილროჟენით შეფერილი თხაა; გ — ქაოსიანი არკოზული ქვიშაქვა, შემდგარი კვარცის, ბიოტიტის და ფელდშპატიდან. ცემენტი სერციტული მასაა.

ისინი ტლანქმურები იყვნენ და ღია მოვარდისფრო შეფერივით ხასიათ-
დებიან, გრანიტებისაგან ძნელად გამოსარჩევი ხდებიან. ქვიშაქვების ცემენტის მასა,
ჩვეულებრივ, თიხის მინერალებით ან ზემოხსენებული მინერალების წვრილად და-
მსხვრეული ნაწილაკებითაა წარმოდგენილი. არკოზულ ქვიშაქვებს ფართო გავრ-
ცელება აქვს იქ, სადაც ძველი კრისტალური კომპლექსის ქანები — გრანიტები და
გნეისები მოიპოვება. საქართველოში არკოზულ ქვიშაქვებს ვხვდებით ძირულის,
ხრამის და ლოქის მასივების იურულ ნალექებში, — ტყიბულისა და ტყვარჩელის
ნახშირიან წყებებში და სხვაგან.

გრაუეაკური ქვიშაქვები მუქად შეფერილი მონაცრისფრო, მომწვა-
ნო, თითქმის შავი ფერის, უმთავრესად მსხვილმარცვლოვანი და მასთან ნაკლებ
დაზარისხებული ქანებია. არკოზებისაგან განსხვავებით, ამ ქვიშაქვების შედგენი-
ლობაში ძირითადად სხვადასხვა ქანის ნატეხები მონაწილეობს. რომელთა შორის
უმთავრესი მაინც ფუძე ეულკანოგენების (სპილიტების, პორფირიტების, ღიაბაზე-
ტის), თიხაფიქლების, ქვიშაქვების, კარბონატული ქანების (კარკეხების, მერგელე-
ბის) ნატეხებია. ძალიან ხშირად ამ კომპონენტებთან ერთად კვარცი და უმთავრე-
სად კი ფელდშპატები (პლაგიოკლაზები) გვხვდება. ქვიშაქვის ცემენტი იგივე
წვრილად დამსხვრეული მასალა ან თიხაა (ნახ. 219). ამრიგად, გრაუეაკები უფრო
მეტკომპონენტებიანი დაუხარისხებელი ქვიშაქვებია, რომელთა წყაროდ უმთავრე-



ნახ. 219. გრაუეაკური ქვიშაქვები:

ა — კვარციან-ფელდშპატიანი გრაუეაკ ეფუზივების ნატეხებით; ბ — კვარციან-ფელ-
შპატიანი გრაუეაკ; გ — ეფუზივების ნატეხებით მდიდარი გრაუეაკ (ვილამსის, ტერ-
ნერის და ჯილბერტის მიხედვით).

სად გეოსინკლინურ ფორმაციებს. მათ შორის ეულკანურ დი ფლიშურ წყებებს
მიიჩნევენ. გრაუეაკური ქვიშაქვებს კიდევ უფრო მეტი გავრცელება აქვს, ვიდრე
არკოზებს. საქართველოში ამ ქვიშაქვებს თითქმის ყველა ასაკის ნალექში ვხვდე-
ბით. განსაკუთრებით უხვად ეს ქვიშაქვები წარმოდგენილია საქართველოს იურულ
და ეოცენურ ნალექებში.

ტუფიტური ქვიშაქვები ნორმული დანალექი და პიროკლასტური —
ეულკანური მასალის ერთმანეთთან შერევისაა წარმოშობილი. პიროკლასტური მა-
სალის წყარო შეიძლება სელიმენტაციურ აუზშივე იყოს ეულკანური ცენტრის
სახით, თუმცა ხშირია ისეთი შემთხვევებიც, როცა ეულკანური მასალის წყა-
რთ აუზიდან საკმაოდ დაცილებულია, მაგრამ პიროკლასტური მასალა ჰაერის მა-

სების საშუალებით ადვილად აღწევს სედიმენტაციის აუზს და იქ ილექება ნორ-
ნულ დანალექ მასალასთან ერთად. ცხადია, დანალექი და პიროკლასტური მასა-
ლის შერევა შეიძლება მოხდეს ყოველგვარი პროპორციით, მაგრამ შედგენილობით
ერთმანეთისაგან მკვეთრად გამიჯნული შერეული ქანების სამი ტიპი გვექნება: ერთი
ისეთი. რომელშიც გაბატონებულ ადვილს პიროკლასტური მასალა დაცეკვებს, და-
ნალექი კი დამორჩილებული (50%-ზე ნაკლები) იქნება. მეორე ტიპში კი — პირი-
ქით. მესამე ტიპის შერეული ქანი ორივე მასალას თანაბარი რაოდენობით შეიცავს.



ნახ. 220. კვარციანი ტუფტური
ქვიშაქვები.

პირველი ტიპის ქანებს შორის შემადგენელი
კომპონენტების მიხედვით შეიძლება გამოვყოთ
კვარციანი ტუფიტი, გრაუვაკური ტუფიტი და
ა. შ. ერთი სიტყვით, იმის მიხედვით, თუ რა
დანალექი მასალა შერევა ვულკანურს. პირველ
ქვიშაქვაში ნორმული დანალექი მასალა 50%-ზე
ნაკლებია და კვარცითაა წარმოდგენილი (ნახ.
220). მეორეში კი ქანის ნატეხები გვაქვს. ქვი-
შაქვის სხვა ტიპში კი, ე. ი. როცა მეტია და-
ნალექი მასალა და დამორჩილებული ჩანს პი-
როკლასტური, ზემოდასახელებული ტიპების შე-
სატყვისად გვექნება ტუფიტურ-კვარციანი და
ტუფიტურ-გრაუვაკური ქვიშაქვა, ასევე შეიძ-
ლება იყოს ტუფიტურ-არკოზული და სხვ. ასე
რომ, ქვიშაქვების ეს ტიპები პარატუფიტების
შესატყვისია.

ტუფიტური ქვიშაქვები გრაუვაკური ქვიშაქვებისაგან გარეგნული ნიშნების
მიხედვით ძნელად გამოსარჩევია, მაგრამ მიკროსკოპული ანალიზი მათს ერთმანე-
თისაგან გამოყოფას საკმაოდ აადვილებს: ტუფიტურ ქვიშაქვებში პიროკლასტური
მასალა საკმაოდ სალი და თანაც დაკუთხულია, დამრგვალების ან გადამშუშავების
ნიშნებს არ ატარებს. გრაუვაკებში კი მასალა მნიშვნელოვნადაა შეცვლილი და
შესამჩნევად დამუშაებულიც. ესე როგორც ქვიშაქვების ზემოაღწერილ სახესხვაო-
ბებს, ტუფიტურ ქვიშაქვებსა და ტუფიტებს საქართველოში ფართო გავრცელე-
ბა აქვს.

წმინდამარცვლოვანი კლასტური ქანები — ალევრიტები და ალევროლითები

ალევრიტები ფხვიერი შეუცემენტებელი ქანებია. ალევროლითები
კი — შეცემენტებული. მარცვლის სიმსხოს მიხედვით: ეს ქანები გარდამავალ ადვილს
ცეკვებს ქვიშაქვებსა და თიხებს შორის. მარცვალთა ზომა საშუალოდ 0,1—0,01 მმ
ფარგლუში მერყეობს. წარმოშობის პირობების მიხედვით თითქმის არ განსხვავ-
დება ქვიშებისა და ქვიშაქვებისაგან. მინერალურ შედგენილობაშიც დიდი მსგავ-
სება ჩანს, თუმცა ამ ქანებში თიხისა და ქარსის მინერალების სიუხვე შეიმჩნევა;
სამაგიეროდ, ძლიერ ცოტაა ამ სულ არ არის ქანის ნატეხები. განსხვავება ჩანს
მარცვლების ფორმაში. ქვიშაქვებთან შედარებით მინერალთა ნაწილაკები უფრო
დაკუთხულია, ცემენტის მასაც ცოტაა და მასთან ძნელად გასარჩევი, თუმცა რიგ
შემთხვევაში მითითებულია ისეთივე ცემენტის არსებობა, როგორც ეს ქვიშაქვები-
სათვის არის დამახასიათებელი — კერძოდ, თიხის, კარბონატის, კაჟის, რკინის
და სხვ.

შედგენილობის მიხედვით ალევრიტები და ალევროლითები მონომინერალური, ოლიგომიქტური და პოლიმიქტური ქანებია. პირველ შემთხვევაში შემადგენელი მინერალი რომელიმე ერთი მინერალია — სშირად კვარცი ან მხოლოდ ფელდშპატი. მეორე და მესამე შემთხვევაში კი რამდენიმე კომპონენტია წარმოდგენილი, მაგალითად, კვარცი, ფელდშპატი, ქარსი, გლაუკონიტი და სხვ. (ნახ. 221).

ალევროლითები ნათლად შრეებრივი, მკვრივი ან სუსტად შეცემენტებული ქანებია. საქართველოში ამ ქანებს დიდი გავრცელება აქვს კავკასიონის ფლიშურ ნალექებში და შუაიურულ ნახშირიან წყებებში. ფლიშურ ნალექებში უმთავრესად კვარციან-ქარსიანი ალევროლითები გვაქვს, ნახშირიან წყებებში კი — არკოზული და გრაუვაკური.

ქანების ამ ჯგუფს აკუთვნებენ ლიოსს და ლიოსისმაგვართიხნარებს. ლიოსი მტვრისებრი ნაწილაკების შეცემენტებით მიღებული, მოყვითალო ან მურა მოყვითალო ფერის ქანია. ლიოსის შემადგენელი ნაწილაკების ზომა 0,05 — 0,005 მმ ფარგლებში მერყეობს. მინერალური მარცვლებიდან მის შემადგენლობაში მონაწილეობს სუსტად დამრგვალებული კვარცი, ფელდშპატი, ზოგჯერ ქარსისა და თიხის მინერალის (ჰიდროქარსის ან მონტმორილონიტის) ფურცელაკები



ნახ. 221. კვარციან-ფელდშპატიანი ალევროლითი, შუა დეკანი, ქ. ვაჯაყა.

და აქცესორული მინერალები. ჭოგორც აუტიგენური წარმონაქმნები, ლიოსში ყოველთვის მონაწილეობს კალციტისა და თაბაშირის კრისტალები და კონკრეციები. საკმაო რაოდენობით შეიცავს წვრილდისპერსიულ რკინის ჰიდროქსიდს და ხმელეთის ცხოველების ნაშთებს (მოლუსკების ნიჟარები). ტიპური ლიოსისათვის დამახასიათებელია არაშრეებრიობა და, რაც მთავარია, მალალი პორიანობა. ამიტომაც არის, რომ იგი წყალს ადვილად ატარებს, არ მძიმდება და ძლიერი ეროზიის შემთხვევაშიც კი შეუუღკვლელიან ფლატებს ქმნის.

ლიოსს ჩვეულებრივ ეოლურ წარმონაქმნად მიიჩნევენ; ვარაუდობენ, რომ ამ შემთხვევაში მტვრისებრი მასები ქარის მიერ არის უდაბნოდან გატანილი და დაგროვილი უდაბნოს განაპირა მხარეებსა და სტეპებში (ეოლური ჰიპოთეზი). მაგრამ, ამას გარდა, ლიოსი შეიძლება წარმოიშვას მყინვარული ნალექებიდან, კერძოდ, მორენული მტვრისაგან და აგრეთვე ზედაპირული წყლების (ღვარების) მოქმედებით. ამ გზით წარმოშობილი ლიოსებისათვის შრეებრივობის ნიშანი და, რაც მთავარია, ქვიშისა და რიყის ქვების ლინზების არსებობაა დამახასიათებელი.

ლიოსისმაგვართიხნარები ალევროლიტებისა და თიხების ნარევი ქანებს წარმოადგენენ, ასე რომ, ტიპურ ლიოსებთან შედარებით გაძლიერებულია თიხოვანი მასებით, ხოლო კარბონატულობა და პორიანობა ნაკლები აქვს. ლიოსისებრ თიხებს ფართო გავრცელება აქვთ აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე (ქსანი, მცხეთა, თბილისის მიდამოები და სხვ.), სადაც მათ აგურისა და კრამიტის დასამზადებლად იყენებენ.

თიხოვანი ქანები საშუალო ადგილს იკავებენ ტიპურ კლასტურსა და ქიმიური გზით წარმოშობილ ქანებს შორის. აღსანიშნავია ისიც, რომ ეს ქანები თიხაფიქლებთან ერთად მიწის ზედაპირზე მეტად ფართოდაა გავრცელებული და მთლიანად აღებული დანალექი ქანების 60%-ზე მეტს შეადგენს.

თიხები უმთავრესად წვრილდისპერსიული ქანებია, რომლებიც შეიცავენ 30%-ზე მეტს ისეთ ნაწილაკებს, რომელთა ზომა 0,001 მმ-ზე ნაკლებია. შედგენილობის მიხედვით თიხები უმთავრესად პოლიმინერალური ქანებია. შემადგენელ მინერალებს შორის გამოიყოფა შემდეგი სამი ჯგუფი (ლ. რუხინი, 1977): ა — თიხის მინერალები — კაოლინიტი, პალუაზიტი, მონტმორილონიტი, ბიდელიტი, ჰიდროქარსები და სხვ., ბ — სხვადასხვა მინერალთა ნაშხერევეები, წარმოდგენილი კვარციით, ფელდშატებით, ქარსებით, მძიმე მინერალებით და სხვ., გ — სინგენეტური და ეპიგენეტური მინერალები — რკინის ქანგი და ჰიდროქანგი, კარბონატები, სულფატები, სულფიდები, ფოსფატები, ოპალი. გლაუკონიტი, ქლორიტი და სხვ. ამ უკანასკნელი ჯგუფის მინერალები შედარებით მსხვილ — 0,001 მმ-ზე მეტ ფრაქციას ქმნიან. ხშირია აგრეთვე ორგანული ნივთიერება, რომელიც თიხას მუქ ფერს აძლევს. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მითითებულ სინგენეტურ მინერალებს დიდი მნიშვნელობა ენიჭება თიხების გენეზისის საკითხის გარკვევაში. მაგალითად, გლაუკონიტი მხოლოდ ზღვიური თიხებისთვისაა დამახასიათებელი. ამავე დროს, რამდენადაც უფრო ღრმა ზღვის ნალექები გვაქვს, იმდენად მცირდება ამ მინერალის მარცვლის სიმსხო და ფერიც ნაკლებ ინტენსიური ხდება. თაბაშირისა და დოლომიტის არსებობა ლაგუნური პირობების მაჩვენებელია, პირიტი და მარკაზიტი აღდგენით პირობებზე მიგვითითებს. სიდერიტი კი ენაგზადის მცირე დეფიციტს გეჩვენებს. მეორე და მესამე ჯგუფის მინერალების სიუხვისა და საერთო ქეიშიანი მასალის შერევის შემთხვევაში თიხების „დამქლევებას“ აქვს ადგილი. ამ კომპონენტებიდან თავისუფალ თიხას „მსუქანს“ უწოდებენ, რომელსაც რბილი „ციხმოვანი“ ზედაპირი და კარგი პლასტიკური თვისებები ახასიათებს.

წარმოშობის მიხედვით თიხები იყოფა ქემოგენურ ანუ პირველად (დანაშთ) და კლასტურ ანუ მეორად (დანალექ) თიხებად. ამთავან პირველი ჯგუფის თიხები კრისტალური ქანების ქიმიური გამოფიტვის შედეგად წარმოიქმნება, და წარმოშობის ადგილზევე რჩება, მეორე კი — გამოფიტვის ქერქის დაშლით და გადალექვით. ამ ჯგუფის თიხების წარმოშობა ჩვეულებრივ მდინარეული წყლის, ტბების და ზღვების გარემოში მიმდინარეობს.

თიხების მთავარი ტიპები

თიხების ცალკე ტიპებად დანაწილებას მათი მინერალური შედგენილობა ედება საფუძვლად. მინერალური შედგენილობის მიხედვით გამოყოფილია შემდეგი სამი ტიპი: კაოლინური, ჰიდროქარსული და მონტმორილონიტური.

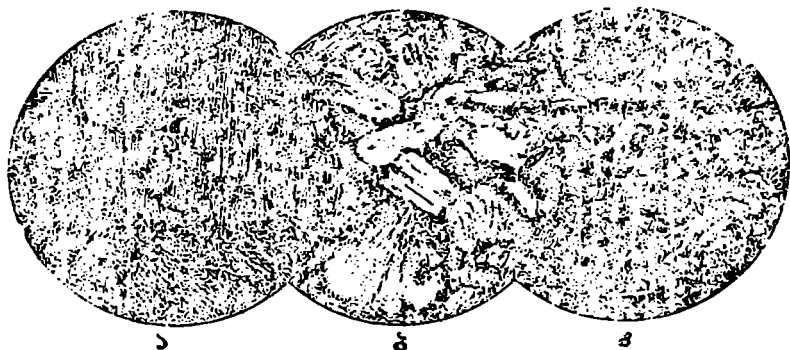
კაოლინური თიხები წარმოშობის პირობების მიხედვით ორგვარია: ქემოგენური (პირველადი) და გადანალექი (მეორადი). აღდგენილია, რომ პირველადი კაოლინები კრისტალური ქანების გამოფიტვის გვიან სტადიაზე წარმოიქმნება მთავე გარეპოს ($pH \leq 7$) პირობებში. ამგვარი თიხების ძირითადი შემადგენელია კაოლინიტი, მაგრამ მასთან ერთად ხშირად გვხვდება. როგორც მეორეხარისხოვანი: პალუაზიტი, ჰიდროქარსები და მდგრადი აქცესორული მინერალები. კაოლინიტი ყოველთვის მოზრდილი ფურცლოვანი აგრეგატების და კრისტალების სახით გვხვდება.

ბა (ნახ. 222). უნდა აღინიშნოს, რომ პირველადი კაოლინური თიხები შემადგენელი ნაწილაკების უფრო მეტი სიდიდით გამოირჩევა, გარდა ამისა, მათში შესამჩნევი რაოდენობითაა ქვიშიან-ალევირებული მინარევები, რაც ადვილად იგრძნობა თიხის თითებით გასრესის დროს. გარეგნული იერით პირველადი კაოლინები თეთრი ფერის ქანებია, რომლებიც სიფხვიერით და ნაკლები პლასტიკურობით გამოირჩევა.

მეორადი კაოლინები, როგორც გადანალექი თიხები, ბუნებრივად დაწმენდილია — ქვიშიან-ალევირებული ნაწილაკებისაგან არის განთავისუფლებული, ამიტომ დიდი რაოდენობით (ზოგჯერ 75%-მდე) შეიცავს სუფთა კაოლინიტს. თიხოვანი ფრაქცია მეტისმეტად წერილდისპერსიულია ($< 0,005$ მმ), რის გამოც თიხას მეტი პლასტიკურობა და სინაზე ახსიათებს. გარდა კაოლინიტისა, ასეთ თიხებში შეიძლება მონაწილეობდეს ცოტა პალუაზიტი, ჰიდროქარსი და კვარცის მტერისებრი მასები.

კაოლინურ თიხებს დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვთ როგორც ცეცხლ-გამძლე მასალას (ლღევა 1790° C), იყენებენ აგრეთვე ფაიფურისა და ქალაღის წარმოებაში. კაოლინური თიხების საბადოები ცნობილია უკრაინაში, ურალზე, დასავლეთ ციმბირში, შორეულ აღმოსავლეთსა და სხვ. საქართველოში ამგვარი თიხები ძირულის მასივის ფარგლებშია ცნობილი (შრომა, ქარტალი).

ჰიდროქარსული თიხები წარმოშობის პირობების მიხედვით კაოლინურ თიხებს უახლოვდებიან, თუმცა, როგორც ახლა ვარაუდობენ, თიხის შემადგენელი უმთავრესი მინერალები — ჰიდროქარსები გამოფიტვის პირველი სტადიის მინერალებს წარმოადგენენ და წინ უსწრებენ კაოლინიტის გაჩენას. ისე როგორც კაოლინების შემთხვევაში, აქაც ქიმიური გზით გამოფიტული კრისტალური ქანები, რომელთაც ჯერ მხოლოდ პირველადი ჰიდროქარსული თიხები მოუციათ, გადარეცხვისა და გადალექვის შემდეგ მეორად ჰიდროქარსულ თიხებს წარმოქმნიან (ნახ. 222).



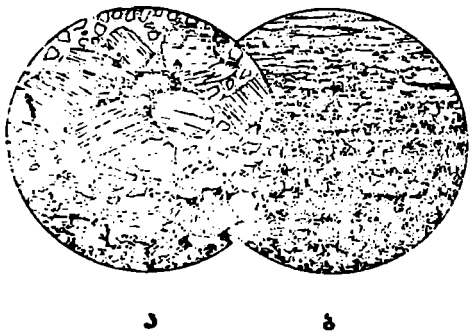
ნახ. 222. თიხები: ა — ჰიდროქარსული; ბ — კაოლინური; გ — მონტმორილინტური.

ქანების ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება აგრეთვე გლაუკონიტიანი თიხებიც რადგანაც, ბოლო დროის გამოკვლევების თანახმად, კრისტალოქიმიურად ეს მინერალი ჰიდროქარსების ჯგუფში ექცევა, თუმცა იგი ყოველთვის ზღვის გარემოში წარმოიშობა. რაც შეეხება ჰიდროქარსული თიხების მინერალურ შედგენილობას, იგი ძირითადად ასეთია: უმთავრესი ქანმაწენი მინერალი ჰიდროქარსია (მეტ შემთხვევა-

ში ილიტი), ყოველთვის გვხვდება კაოლინიტი, მაგრამ როგორც მეორეხარისხოვანი, უფრო იშვიათია მონტმორილონიტი, ამგვარი თიხებისათვის უფრო მეტად დამახასიათებელია კლასტური მინერალები — ევარცის, ფელდშპატის, ქარსების და აუტიგენური კარბონატებისა და სულფიდების შემცველობა. თითქმის ყოველთვის არის ორგანული ნივთიერება. ქიმიურად, კაოლინებისაგან განსხვავებით, ამ თიხებში ტუტეების მეტი რაოდენობა აღინიშნება.

პიდროქარსული — ილიტური თიხები შედარებით მკვრივი ქანებია. დამახასიათებელი ფერია — მორუხო ან მოყავისფრო, იშვიათად გვხვდება თეთრი და მომწვანო. მეორადი პიდროქარსული თიხები ფართოდაა გავრცელებული კონტინენტურ და ზღვიურ ნალექებში, განსაკუთრებით დამახასიათებელია მეოთხეული მყინვარეული ნალექებისათვის. დიდი საბადოები ცნობილია ციმბირში, ურალზე, უკრაინისა და მოსკოვის ოლქში (გლაუკონიტის თიხები).

მონტმორილონიტური თიხები. პირველ ყოვლისა უნდა აღინიშნოს ამ თიხების დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა, რამაც განაპირობა მათი სრულყოფილად შესწავლა. პეტროგრაფიულ ლიტერატურაში მონტმორილონიტური თიხები სხვადასხვა სახელწოდებითაა აღწერილი; ამასთან ეს სახელწოდებები გამოხატავენ ან უმთავრეს საბადოთა გეოგრაფიულ მდებარეობას, ან თიხის თვისებებს. საბადოთა მიხედვით ამ თიხებს ეწოდება ბენტონიტი (ფორტ ბენტონი, აშშ), ფლორიდინი (ფლორიდის შტატი, აშშ), გუმბრინი (სოფ. გუმბრი, ქუთაისის რაიონი), ასკანიტი (სოფ. ასკანა, მახარაძის რაიონი), კილი (ადგილობრივი სახელია ყირიმში), ვილიაბი (ადგილობრივი სახელია აზერბაიჯანში). თიხის თვისებების მაჩვენებელია სახელწოდებები — აღსორბენტი თიხა (აღსორბციის კარგი უნარის გამო), მათური თიხა ან კიდევ სამაუღე თიხა (მატყლისა და საერთოდ შალის ქსოვილების ცხიმებისაგან განთავისუფლების — გათეთრების უნარის გამო), თავის საბანი მიწა. თვით სახელწოდება მონტმორილონიტი საბადოს აღნიშნავს (მონტმორილონი საფრანგეთშია). მონტმორილონიტური თიხები კაოლინებისაგან განსხვავებით ტუტე გარემოში წარმოიქმნება, ფუძე და საშუალო მაგმური ქანების, უმთავრესად კი მინერბივი ვულკანური ტუფებისა და ფერფლის დაშლის შედეგად. თიხის მთავარი ქანმამყენი მინერალი მონტმორილონიტია,



ნახ. 223. ა — არგილიტი კაოლინიტი; ბ — ფიქლებრივი არგილიტი.

მაგრამ როგორც მეორეხარისხოვანი მინერალები ხშირად აღინიშნება პიდროქარსი, ალოფანი, ოპალი და სხვ. (ნახ. 222). გარეგნული იერით მონტმორილონიტურა თიხები ღია ფერით — მორუხო-მოყავისფრო, მოვარდისფრო-მოყვითალო და მომწვანო ფერით გამოირჩევა. ახასიათებს კარგი პლასტიკურობა, წყალში გაფუფუნებისა და მაღალი აღსორბციის უნარი. სწორედ ეს უკანასკნელი თვისება ანიჭებს ამ თიხას დიდ პრაქტიკულ მნიშვნელობას — ნავთობის და სხვადასხვა ცხიმების დამუშავების (გაწმენდის) საქმეში.

მონტმორილონიტური თიხების მნიშვნელოვანი საბადოები ცნობილია საქარ-

თველოში — სოფ. გუმბრში, ასკანაში, საქართველოს გარეთ — შუა აზიაში, ჩრდილო კავკასიაში, აზერბაიჯანში, იმერკარპატებში და სხვ. საზღვარგარეთული საბადოებიდან აღსანიშნავია — ფლორიდის, კალიფორნიის (აშშ), საფრანგეთის, გერმანიის, იაპონიის და სხვ.

არგილიტები გამკვრივებული, ქვისებრი თიხებია. ასეთ თვისებებს თიხა ტექტონიკური პროცესებით გადიდებული წნევის პირობებში იძენს. ვასაგებია, რომ ღიღ წნევას თიხის დაწნევა, მისგან წყლს გამოწურვა და ნაწილობრივ შემადგენელი კომპონენტების გადაკრისტალეზაც კი შეიძლება მოჰყვეს; თუ პროცესი უფრო შორს წავიდა, არგილიტიდან შეიძლება თიხათიქლები წარმოიშვას. მ. შვეცოვი და სხვა ავტორები არგილიტებში გამოყოფენ შემდეგ სახესხვაობებს: 1. არაშრეებრივ და მიკროშრეებრივ არგილიტებს და 2. არგილიტურ ფიქლებს ან ფიქლებრივ არგილიტებს, ამ სახესხვაობათა ტექტურულ თვისებებს კარგად გამოხატავს მათი სახელწოდება (ნახ. 223).



ნახ. 224. არგილიტი მასიური, მცენარეული ნაშთებით.

არგილიტები უფრო ხშირად მუქი ფერის ქანებია, წყალში არ ღებება და პლასტიკურ თვისებებსაც არ ამჟღავნებს. რაც შეეხება მინერალურ შედგენილობას, ამ მხრივ ჩვეულებრივ თიხებისაგან დიდად არ განსხვავდებიან, უფრო ხშირად გვხვდებიან ჰიდროქარსული და პოლიმინერალური არგილიტები, რომლებშიც თიხის მინერალების (ჰიდროქარსის, კაოლინიტის და სხვ.) გარდა, თითქმის ყოველთვის მონაწილეობს კვარცი, ფელდშპატები, ქარსები, თხალი, გლაუკონიტი, ქლორიტები, რკინის ჰიდროქანგი და მნიშვნელოვანი რაოდენობის ორგანული ნივთიერება (ნახ. 224).

არგილიტებს ღიღი გავრცელება ახასიათებთ. განსაკუთრებით ხშირია ამგვარი ქანები ნაოჭა მხარეებში. საქართველოში არგილიტების თითქმის ყველა სახესხვაობა გვხვდება; მათ შორის მიკროშრეებრივი არგილიტები (ფურცელა ფიქლები) ოკრიბის შეუაიურული ნალექებ ისათვის არის დამახასიათებელი.

მ. ძემოგოვეური და ორბანოგოველი ძანები — თიხაშიფიანი, კაინიანი, მანგანუშიანი, კაპიანი, ფოსფატური, პარამონატური, ორბანული სფავი ძანები

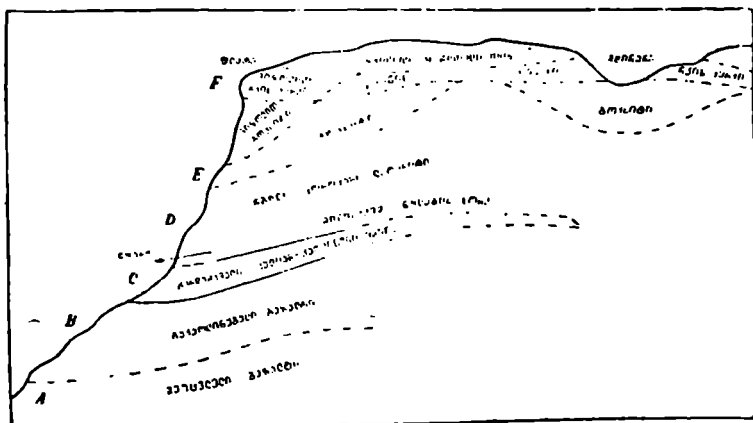
თიხაშიფიანი ქანები

გამოფიტვის იმ პროდუქტებს, რომლებიც არსებითად ალუმინის ჰიდრატებისაგან შედგება, ალიტები ეწოდება, ალიტებს პრაქტიკულად მეტად მნიშვნელოვანი ქანები — ლატერიტები და ბოქსიტები მიეკუთვნება.

ლატერიტი თიხისებრი წარმონაქმნია, რომელშიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით შედის ალუმინის ჰიდროქანგი და მასთან ერთად რკინის ჰიდროქანგებიც. ალუმინის ქანვი წარმოდგენილია ჰიდრაარგილიტით. აღწერილია ისეთი ლატერიტებიც, რომლებშიც ღიღი რაოდენობით შედის კაოლინიტი, ჰიდრაარგილიტი

კი ძლიერ ცოტაა; ხშირად არის SiO_2 -ის საგრძნობი რაოდენობა და ტიტანის უნგი.

ლატერატი გარეგნული იერით თიხას მოგვაგონებს, რომელსაც მეტ შემთხვევაში წითელი ფერი ახასიათებს¹. თუმცა ამ ქანების წარმოშობაზე სხვადასხვა შეხედულება არსებობს, მაგრამ მკვლევართა უმრავლესობა მაინც იმ აზრისაა, რომ ლატერიტი ზედაპირულა გამოფიტვის ნარჩენი პროდუქტია, რომელიც ალუმოსილიკატურა ქანების დაშლათ წარმოიშობა ცხელ, ნესტიან, ე. ი. ტროპიკული კლიმატის პირობებში. სწორედ ასეთი მხარეების მაგალითზე გაიკვია ამ ქანების გენეზისის საკითხი და ამის საფუძველზე ადრევე შემუშავდა წარმოდგენა ე. წ. ლატერიტული პროფილის შესახებ, რომელიც კ. ფოქსს ეკუთვნის (ნახ. 225).



ნახ. 225. ლატერიტული პროფილი ფოქსის მიხედვით.

წარმოდგენილი პროფილის თანახმად დედაქანებზე განვითარებული გამოფიტვის ქერქის ზედა ნაწილიდან გრუნტის წყლის დონის ზევით (ზონა D, E და F) გატანილია ადვილადხსნადი კომპონენტები (Na, K, Ca, Mg) SiO_2 -თან ერთად. ადგილზე კი დარჩენილა ძველადხსნადები — ალუმინისა და რკინის უნგის ჰიდრატები. პროფილის ქვედა ნაწილში, გრუნტის წყლის დონის ქვემოთ, ალუმოსილიკატებით მდიდარ მაგმურ ქანზე განვითარებულია კაოლინი.

ერთხანს ლატერიტების ამ პროფილს სკეპტიკურად უყურებდნენ, მაგრამ ამჟამად მას ბევრი მკვლევარი იზიარებს. ლატერიტების მსგავსი ძველი გამოფიტვის ქერქი ჩვენშიც არის ცნობილი შავი ზღვის სანაპიროზე, კობულეთ-ბათუმის რაიონში; ერთ დროს ისინი ლატერიტებადაც კი იყენებდნენ ალწერილი. მაგრამ დეტალურმა კვლევამ აჩვენა, რომ ამ წარმონაქმნებს ლატერიტებთან საერთო ძალიან ცოტა აქვთ, რადგანაც ლატერიტებისათვის დამახასიათებელ ალუმინის უნგის ჰიდრატებს არ შეიცავენ; ამიტომ სავსებით მართებულია სახელწოდება წითელიმიწა ნიადაგები, როგორც ამას ნიადაგმცოდნეები აღნიშნავენ.

ბოქსიტები, ისე როგორც ლატერიტები, თიხისებრი წვრილდისპერსიული ქანებია, რომელთაც სხვადასხვა ფერი და აგებულება ახასიათებთ; უფრო ხშირია წვრილლაქებრაფი თეთრი ან წითელი ფერის; გვხვდება როგორც რბილი, ისე მა-

¹ ლატერ, ლათ. — მზეზე გამოშრობილი აგური.

გარი — ნიკარისებრი მონატეხით. ზოგი სასესხვაობა იმდენად მკვრივია, რომ იასპისს მოკვავონებს; ხშირად გვხვდება მასიური და ცერცვისებრი-მარცვლოვანი (ოლითური) აგებულების ბოქსიტები.

ბოქსიტები ალუმინის მადანს წარმოადგენენ, რომელთა მინერალურ შემადგენილობაში მონაწილეობს Al_2O_3 -ის მონოჰიდრატი ბიომიტი — $\text{AlO}(\text{OH})$ ან დიასპორი — $\text{H}_2\text{Al}_2\text{O}_7$ და ტრიჰიდრატი (ჰიდრატილიტი) — $\text{Al}(\text{OH})_3$. გარდა ამისა, თითქმის ყოველთვის გვხვდება რკინის ჟანგის ჰიდრატი, ცოტა SiO_2 და TiO_2 უმთავრესი ქანმანაწილი მინერალების მიხედვით განყოფილებული ბიომიტისა, დიასპორისა და ჰიდრატილიტისა ბოქსიტებს.

წარმოშობის მიხედვით არჩევენ ბოქსიტების შემდეგ ტიპებს: ა — ნარჩენი (ქემოგენური), რომლებიც ლატერიტული გამოფიტვის დროს ჩნდება, ბ — ბაქნური ტიპის დანალექი (ტბიური, ჭაობის, კარსტული და სხვ.), გ — გეოსინკლინური დანალექი, რომლებიც ზღვის სანაპიროზე კორქეების გარეუცხვის ზედაპირს უკავშირდება, დ — წყალქვეშა ვულკანიზმთან დაკავშირებული ტიპი (ზღვის წყლის გაჭურვება თიხამიწით და შემდეგ მისი ქიმიური გზით გამოლევა) საბჭოთა კავშირის საბადოების შესწავლა ადასტურებს. რომ ბოქსიტების წარმოშობა უმთავრესად დაკავშირებულია ლატერიტული გამოფიტვის ქერქთან ან ლატერიტული ქერქის გარეუცხვასა და გადალექვასთან.

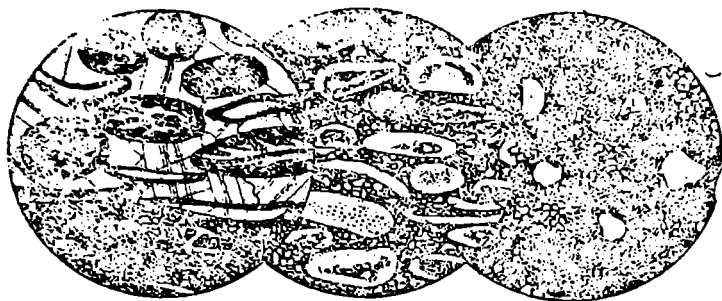
საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ბოქსიტების საბადოები ცნობილია ურალზე, ლენინგრადის ოლქში (ტიტინი), ნოსკოვის აუზის ფარგლებში, ყაზახეთსა და სხვ.; საზღვარგარეთის ქვეყნებში — საფრანგეთში, ინდოეთში, იტალიაში, იუგოსლავიაში, უნგრეთში, საბერძნეთსა და სხვ.

რკინიანი ქანები — ფეროლითები

დანალექი წარმოშობის რკინიანი ქანებს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ. დადგენილია, რომ რკინიანი ქანები წარმოიშობა: ა — ფუძე და ულტრაფუძე მაგმური ქანების გამოფიტვით, ბ — რკინიანი შენაერთების უშუალოდ ხსნარებიდან გამოლექვით (ჭაობებში, ტბებსა და ზღვებში), გ — წყალქვეშა ვულკანიზმის მოქმედებით ასეთ შემთხვევებში რკინიანი ქანების დალექვისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ჟანგბადის რეჟიმს; თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობისა და გაპირობებული რკინის ჟანგბადის თუ ჰიდროქსიდების, რკინის კარბონატული და სილიკატური მინერალების წარმოშობა. დადგენილია, რომ მთავრად გარემოში ($pH=2$), ჟანგის მაღალი პოტენციალის პირობებში, რკინის ჟანგეული ნაერთების წარმოშობა ხდება, ხოლო ჟანგის პოტენციალს კი უკლებლივ შემცირების პირობებში, pH -ის გაზრდის შემთხვევაში, რაც აუზის გაღრმავებას ემთხვევა, რკინის სილიკატური მადნები წარმოიშობა. ჟანგის პოტენციალის კიდევ უფრო შემცირება ნეიტრალურ გარემოში ($pH=7$) რკინის კარბონატული მადნების წარმოშობას უწყობს ხელს. დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ორგანულ (ჰუმუსოვან) ნაერთებს ჭაობის მადნების ფორმირებაში.

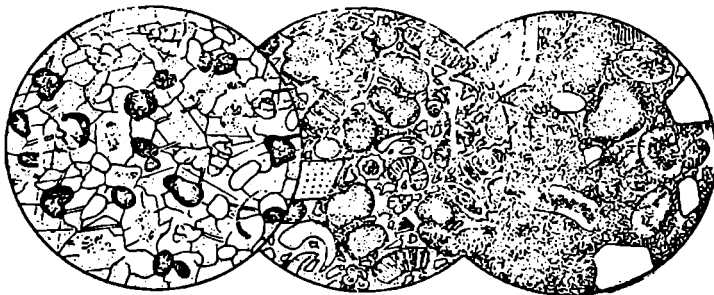
მინერალური შედგენილობის მიხედვით რკინის მადნებსა და ქანებში გამოიყოფა ჟანგეული მადნები, შემდგარი რკინის ჟანგების (მაგნეტიტის, ჰემატიტის) და ჰიდროქსიდებისაგან (გოეთიტის, ჰიდროგოეთიტის, ლიმონიტის, ლუპიდოკროკიტის). გარეგნული იერით ამ მინერალებით აგებული მადანი მურა-მოწითალო ფერისაა და მასიური, მიწისებრი ან პოროვანი, ხშირად ცერცვისებრი ოლითური და ქერქისმაგვარი მასებიანია წარმოდგენილი (ნახ. 226).

სილიკატური რკინის მადნები მთავარი ქანმანქანი მინერალების სახით რკინის ქლორიტებს შეიცავენ (შამოზიტი, ტიურიტი). დამახასიათებელია ოლითური, ფურცლოვანი და ქერცლოვანი მასები. არაოლითური რკინის ქლორიტები მეტ შემთხვევაში ცემენტის როლს ასრულებენ ან ცალკეულ ფენებს ქმნიან.



ნახ. 226. ა — ქენატლინი კორქვა; ბ — ჰემატიტ-შამოზიტი კორქვა; გ — ქვიშიანი ოლითური ქემატი (ვილიამსის, ტერნერის და ჭილბერტის მიხედვით).

ამავე ჯგუფს შეიძლება მივაკუთვნოთ გლაუკონიტის ქანები, რომლებშიც ზოგჯერ გლაუკონიტი 50 — 80%-მდეა. ამგვარი ქანები ბევრ ადგილას არის აღწერილი. საქართველოში მათ ქუთაისის მახლობლად (სოფ. გოდოვანში), რაჭაში (კრებალის ახლოს) და სხვა ადგილებში ვხვდებით (ნახ. 227).



ნახ. 227. გლაუკონიტის დანალექი ქანები: ა — გლაუკონიტ-ფორამინიფერების კორქვა; ბ — გლაუკონიტის კორქვიანი ქვიშა; გ — გლაუკონიტის ქვიშაქვა (ვილიამსის, ტერნერის და ჭილბერტის მიხედვით).

რკინის კარბონატული მადნები უმთავრესად სიდერიტისაგან (იშვითად მაგნეზიური სიდერიტისაგან) შედგებიან (ნახ. 228). ამგვარი მადნებისათვის მეტად დამახასიათებელია კონკრეციული და სფერული ფორმა (სფეროსიდერტი). დაქანების ზონაში სიდერტი არამდგრადობას იჩენს და გადადის რკინის ჰიდროქსიდში.

რკინის სულფიდური ნაერთები წარმოდგენილია პირიტით და მარკაზიტით; ზღვიურ და ტბა-ქაობის ნალექებში აღწერილია აგრეთვე ჰიდროტროილითი ($FeS \cdot nH_2O$).



ნახ. 228. რკინიანი ქანები: ა — სფეროსიდერიტ-რკინის ეანგიანი ქანი თიხის ცემენტით; ბ — ქვიშიანი სიდერიტ-შამოზიტის ქანი (ვილიამსის, ტერნერის და ჟილბერტის მიხედვით).

რკინის ფთხფატური ნაერთი ძირითადად მინერალ ვივიანიტით და კერჩინიტით არის აგებული.

დანალექი რკინის საბადოები ბევრ ადგილას არის ცნობილი. მათ შორის აღსანიშნავია ქერჩის, ტულის, ლიპეცკის და სხვ.

მანგანუმიანი დანალექი ქანები — მანგანოლითები

მანგანუმიან დანალექ ქანებს (მანდებს) ფართო გავრცელება აქვთ, მაგრამ რაოდენობით მინც ჩამორჩება რკინიან ქანებს. მანგანუმის სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოებზე ზღვიურ ნალექებთანაა დაკავშირებული და მათში ფენებრივ ბუდობებს ქმნის. აღსანიშნავია, რომ ასეთ საბადოებში მანგანუმი კაჟიან ნალექებთან (სპონგოლითებთან და ოპოკებთან) არის დაკავშირებული და წარმოდგენილია ეანგული და კარბონატული მანგანოები.

ცნობილია, რომ ზღვაში მანგანუმი უფრო შორს და დიდ სარმეზე ილეკება, ვიდრე რკინა. ამ მხრივ თვით მანგანუმიან მანდებშიც შეიმჩნევა გარკვეული დიფერენციაცია; კერძოდ, ეანგულა მანგანო, რომლებიც ეანგბადის შეღარებით მაღალ კონცენტრაციას მოითხოვენ, ნაპირთან უფრო ახლოს ილეკებიან, ვიდრე კარბონატული მანდები.

მანგანუმის ეანგული მანდების მთავარი მინერალია მანგანიტი, პიროლუზიტი, პსილომელანი ან ვადი და სხვ.; მეორეხარისხოვანი — ოპალი, ქალცედონი, გლაუკონიტი, თიხისა და კარბონატული მინერალები, რკინის ჰიდროქსიდები. დამახასიათებელია მუქი ფერი და მიწისებრი, ოლითური, ცერცვისებრი და კონკრეციული ფორმები. კარბონატული მანდები კი ღია ფერისაა და წვრილმარცვლოვანი მასეების სახით გვხვდება. მათი დამახასიათებელი მინერალებია მანგანოკალციტი ან კალციუმის შემცველი როდოქროზიტი.

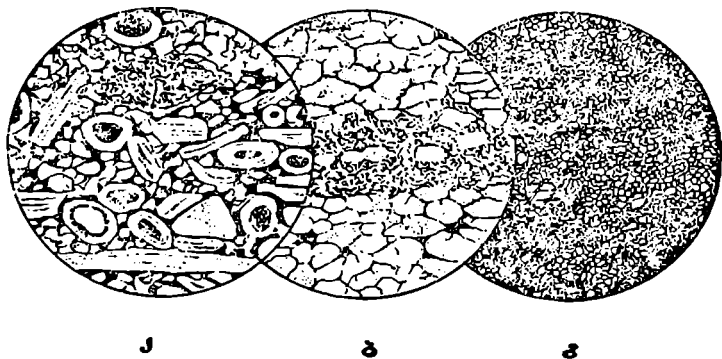
ცნობილია აგრეთვე ქაობებისა და ტბების (კონტინენტური) მანგანუმის საბადოები, მაგრამ არასამრეწველო მნიშვნელობისა. ასეთი მანდებისათვის დამახა-

სიათებელია მანვანუმი და რკინის ჰიდროქსიდების სიუხვე. ამრიგად, მანვანუმის დაკრძალვის სეკონდონიური პირობები გვიჩვენებს, რომ იგი ზღვიური (თხელი ზღვის სანაპიროს) და კონტინენტური (ქაობების და ტბების) წარმონაქმნია. ამასთან ჩანს, რომ მის კონცენტრაციაში დიდი მნიშვნელობა ქემოგენურ და ბიოქემოგენურ (ბაქტერიულ) პროცესებს აქვს.

იმთავითვე მანვანუმის ძირითად წყაროდ კრისტალურ ქანებს მიიჩნევენ (ბეტუბინი და სხვები), მაგრამ ბოლო დროს გავრცელდა შეხედულება, რომ ზოგი საბადოს მანვანუმის კონცენტრაციაში დიდი როლი ვულკანურ პროცესებს ეკუთვნის (გ. ძოწენიძე).

ფოსფატებიანი ქანები — ფოსფორიტები

ისეთი დანალექი ქანები, რომლებიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ კალციუმის ფოსფატებს, ფოსფორიტებად იწოდება. პრაქტიკაში ამჟამად მიღებულია, რომ ფოსფორიტად წოდებულ ქანში P_2O_5 -ის რაოდენობა 8%-ზე ნაკლები არ უნდა იყოს. ფოსფორიტების უმთავრესი ქანაშენი მინერალებია კალციუმის ფოსფატები: დალიტი $[(Ca_{10}(PO_4)_6 \cdot [CO_3])]$, ფრანკლიტი $(Ca_{10}PO_4)_6 \cdot [F_2, (OH)_2, (CO)_2, O]$, გვხვდება აგრეთვე ამორფული ფოსფატი — კოლოფანიტი $(nCaO \cdot mP_2O_5 \cdot pH_2O)$. ამ კომპონენტებთან ერთად ყოველთვის არის სხვა მინერალები, კვარცი, გლავკონიტი, კარბონატები, თიხის მინერალები, ოპალი, კვარცი და სხვ. განსაკუთრებით ხშირია ორგანული ნივთიერება, რომელიც მას სხვადასხვა ფერსა და დამახასიათებელ სუნს აძლევს (ნახ. 229).



ნახ. 229. ფოსფორიტები: ა — კლასტრი ფოსფორიტი, კოლოფანიტის ნატეხები; ბ — ოპალით ფოსფატურ ნივთიერებთან ერთად; გ — ფოსფატური თიხაფიქალი კოლოფანიტის ოვალური მარცვლები; დ — ყოსფატური კირქვა.

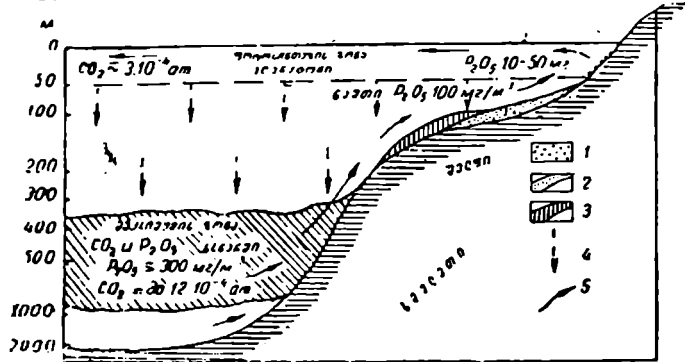
ფოსფორიტებისათვის დამახასიათებელია შრეებრივობა, კონკრეციული, ოლითური, სფეროლითური და ზოგჯერ კლასტური აგებულებაც კი. არის შემთხვევები, როცა ფოსფორიტები ქვიშაქვის ცემენტის როლს ასრულებენ.

დაგროვების ადგილის შესატყვისად ფოსფორიტები იყოფა ზღვიურ და კონტინენტურ, ხოლო წარმოშობის გზების მიხედვით — ორგანოგენულ (ძვლებისა და ნივთიერების დაგროვების გზით) და ქემოგენურ ფოსფორიტებად; იშვიათად არის ელფიური (კარსტის ფოსფორიტი) და სხვ.

ზღვიურ ქემოგენურ ფოსფორიტებში შემდეგი ორი ტიპი გამოიყოფა: კონკრეციული — ბაქნური და ფენობრივი — გეოსინკლინური. პირველი მათგანი ქვიშაან-თიხიან წყებებს უკავშირდება, მეორე — კაიან კარბონატულ ნალექებს და ზოგჯერ 10 — 15 მ სიმაღლარეს აღწევს.

ფოსფორიტების წარმოშობის შესახებ რამდენიმე შეხედულება არსებობს. მკვლევართა ერთი ჯგუფი (კაიო, არხანგელსკი, სამოილოვი) ფიქრობს, რომ ფოსფორიტები წმინდა ბიოგენური ქანებია, წარმოშობილი მასიურად ამოწყვეტილი ორგანიზმების დაგროვებით ზღვის ფსკერზე. ცოცხალი ორგანიზმების მასიურ ამოწყვეტას, მათი აზრით, ადგილი აქვს ზღვის წყლის ცივი და თბილი დინების შეხების ზოლში. სხვები (კაზაკოვი) ამ ქანებს ქიმიური გზით წარმოშობილად თვლიან, თუმცა ფოსფორის წყაროდ მაინც ორგანიზმთა ნაშთებია მიჩნეული.

საბჭოთა მეცნიერის კაზაკოვის ჰიპოთეზის თანახმად, ზღვის წყალი, როგორც ცნობილია, ხსნადი ფოსფატების დიდ მარაგს შეიცავს, მაგრამ მისი ზედაფენები ლარიბია P_2O_5 -ით, სიღრმეში კი კონცენტრაცია მატულობს და მაქსიმუმს — 500 მ-ზე აღწევს. ფოსფორი აქ ზღვაში მოტიეტევე ორგანიზმების (პლანქტონის) დახოცვისა და მათი ნაშთების დაძირვით არის დაგროვილი. მაგრამ იმის გამო, რომ დიდ სიღრმეზე CO_2 -ის პარციალური წნევა გაზრდილია, არ ხდება ფოსფატებისა და კარბონატების გამოლეკვა. წყლის ცირკულაციის შედეგად, მისი საპირისაყენ ნაკ-



ნახ. 230. ფოსფორიტების წარმოშობის სქემა კაზაკოვის მიხედვით.

ლებ სიღრმეზე (50 — 250 მ) ამოსვლის შემთხვევაში CO_2 -ის პარციალური წნევა მცირდება და ადგილი აქვს ჯერ კარბონატების, შემდეგ — ფოსფატების გამოყოფას (ნ.ხ. 230). ეს ჰიპოთეზა თითქოს კარგად ხსნის. უნამარხო ფენობრივი ფოსფორიტების წარმოშობა.

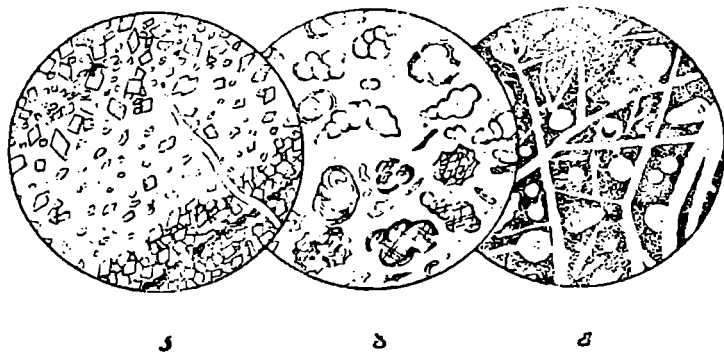
კიდევ უფრო საყურადღებოა მ. შვეცოვისა და გ. ძოწენიძის მიერ ბოლო დროს გამოთქმული მოსაზრებები ფოსფორიტების წარმოქმნაში ეულკანიზმის დიდი როლის შესახებ.

ფენობრივი ტიპის ფოსფორიტების საბალოებიდან ყველაზე დიდია ყარატაუს (ყაზახეთის) და კლდევანი მთების (აშშ). ჩრდილო აფრიკის ქვეყნების საბალოები კონკრეციული ტიპი სსრ კავშირის ევროპულ ნაწილშია ცნობილი: პოდოლიეში — მდ. დნესტრზე, მოსკოვია, კურსკის, ბრიანსკის ოლქებსა და სხვა ადგილებში. გარდა ამისა, გვხვდება ნიჟარებისა და ძვლის ბრექჩიების ფოსფორიტები, მაგრამ მათ სიმცირის გამო პრაქტიკული მნიშვნელობა არა აქვთ. ფოსფორიტებს იყენებენ სოფლის მეურნეობაში, როგორც მინერალურ სასუქს.

დანაღე ქანებს შორის სილიციტებს მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია. კვარცხანი ქანებისაგან განსხვავებით, რომლებშიც კაჟმიწა ტერიგენული კვარცის ხარჯზეა გაზრდილი, სილიციტებში ეს კომპონენტი აუტიგენური წარმოშობისაა და უმთავრესად წარმოდგენილია ამორფული ან კრიპტოკრისტალური სახესხვაობით (ოპალით ან ქალცედონით).

სილიციტების კლასიფიკაცია მათი გენეზისისა და მინერალური შედგენილობის მიხედვით წარმოებს. გენეზისის მიხედვით გამოიყოფა ქემოგენური (ხსნარებიდან სუფთა ქიმიური გზით გამოლეკილი), ბიოგენური (ორგანიზმთა სველტური ნაწილებისაგან შემდგარი) და შერეული — ბიოქემოგენური (ორგანიზმთა სველტების დიაგენეტურად შეცვლის — გახსნის, გადალექვის და ნაწილობრივ გადაკრისტალების შედეგად).

ქემოგენური კაჟიანი ქანები. კაჟები, ჰეზერიტები, იასპისები, ფტანიტები, ლიდიტები და სხვ.



ნახ. 231. კაჟიანი ქანები: ა — გაკაჟებული დოლომიტი; დოლომიტის რომბოედოქისის კაჟი; ბ — გაკაჟებული ფორამინიფერებიანი ქანი; გ — რადიოლარიებიანი კაჟიანი ქანი (ვილიამსის, ტერნერის და ჭილბერტის მიხედვით).

კაჟები მეტისმეტად მკიდრო და მაგარი ქანებია, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია: კონკრეციული, იშვიათად შრეებრივი ან ლინზებრივი ფორმა, ღიდი სიბლანტი, ძნელად გაპობა. ნაქარისებრი მონატები, სხვადასხვა ფერი: რუხი, მოწითალო, მოვარდისფრო. მომწვანო და შავიც კი.

შედგენილობის მიხედვით გამოიყოფა: ოპალიანი, ოპალ-ქალცედონიანი, ქალცედონ-კვარცხანი და სხვ. კაჟების ყველა ამ სახეში კაჟმიწის გარდა, ამა თუ იმ რაოდენობით მონაწილეობს ორგანული ნივთიერება (ნახ. 231), თიხის მინერალები და სხვა ტერიგენი კომპონენტები. კაჟის კონკრეციული ფორმები, რომელთაც ადრედიაგენეტურ წარმონაქმნებად მიიჩნევენ, დაკავშირებულია კარბონატულ ნალექებთან. მაგალითად, საქართველოში, სადაც ზედაცარცული კირქვები ღიდი რაოდენობით შეიცავენ ამგვარ კონკრეციებს. არსებობს მოსაზრება, რომ კაჟმიწის წყარო უმთავრესად ვულკანურ მოქმედებასთან უნდა ყოფილიყო დაკავშირებული.

ჰეზერიტები (კაჟმიწის ტუფები) უფრო იშვიათი ქანებია, ვიდრე კაჟები; უკანასკნელთაგან გამოირჩევა ღია ფერით და პოროვანი აგებულებით. გვხვდებ-

ბა არასწორი, ნადენი და ქერქისებრი ფორმების სახით. წარმოშობით ჰეიზეროტები ცხელ წყაროებს და ჰეიზერებს უკავშირდებიან. მაღალტემპერატურიანი წყალი, როცა ის მიწის ქერქის ღრმა ზონებში იმყოფება, დიდი წნევის ქვეშ, საკმაო რაოდენობით შეიცავს კაჟიწის, მაგრამ როცა წყალი ზედაპირზე მოხვდება, დაბალი წნევის პირობებში, კაჟიწა გამოლექვას იწყებს და წარმოქმნის ჰეიზეროტებს. ჰეიზერიტების გავრცელება ვულკანურ მხარეებს უკავშირდება.

უმთავრესად ქემოგენური წარმოშობისაა კაჟიანი ფიქლები და იასპისები, რომლებშიც ორგანიზმის ნაშთები იშვიათად იპოვება. ფერი და მინერალური შედგენილობა ამ ქანებს ერთნაირი აქვთ, ფერი სხვადასხვაა დაწყებული ღია მოვარდისფროდან — მუქ-მწვანემდე, არის თითქმის შავიც. მინერალურ შედგენილობაში მთავარ როლს ფარულკრისტალური კვარცი ასრულებს. ცოტაა ქალცედონი; მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან წარმოდგენილია — კლციტი, როდოქროზიტი, ქლორიტები, ქარსები და სხვა სილიკატები მიუხედავად ამგვარი მსგავსებისა, კაჟიან ფიქლებსა და იასპისებს შორის მანკ არის განსხვავება; იასპისები, ფიქლებისაგან განსხვავებით, არაფიქლებრივი, ნაკლებნაპარლიანი ქანებია. ორგანული ნივთიერებით და ქლორიტით მდიდარ შავი ფერის კაჟიან ფიქლებს ლიდიტები ეწოდება, ხოლო შედარებით ღია ფერისას და თხელშრებებრივს — ფტანიტები. ზოგჯერ ამავე ჯგუფში ასახვლებენ აგრეთვე რკინიან კვარციტებს — ჯესპილიტებს, მაგრამ ესენი მეტამორფულ ქანებს ეკუთვნიან.

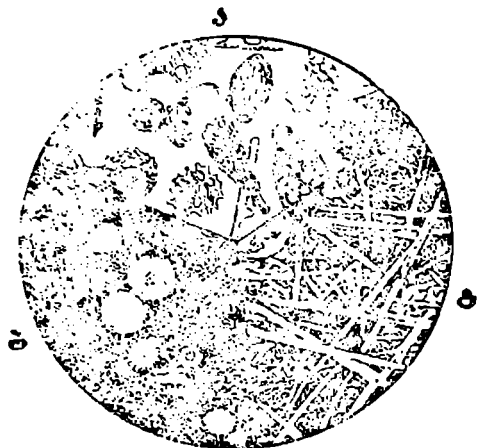
ბიოგენური კაჟიანი ქანები — დიატომიტი, სპონგოლიტი, რადიოლარიტი. ამგვარი ქანები კაჟის სკელეტიანი ორგანიზმების ნაშთების დალექვითაა წარმოშობილი. დიატომიტი წყალმცენარე დიატომეების ნაქუქებითაა აგებული, თუმცა ამ უკანასკნელთან ერთად ცოტა, მაგრამ თითქმის ყოველთვის, არის რადიოლარიების და ღრუბლების ნემსები. ამორფული კაჟიწა ოპალის სახით, მინერალებიდან კი — გლაუკონიტის წვრილი მარცვლები და თიხოვანი ნაწილაკები. ხშირად საკმაო რაოდენობით ორგანული ნივთიერებაც აღინიშნება, რომელიც ქანს მუქ, თითქმის შავ ფერს აძლევს.

სუფთა დიატომიტი თეთრი ფერის, რბილი და მსუბუქი ქანია. სიმსუბუქე დიატომეების სკელეტების პორიანობით აიხსნება. დიატომიტი ზღვებსა და ტბებში ილექება. მისი სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოები მეტწილად ვულკანურ წყებებს უკავშირდება. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ცნობილია შუა ვოლგისპირეთში, ჩელიაბინსკის რაიონში, დონბასში, საქართველოში, სომხეთსა და სხვ. გამოიყენება როგორც თერაპიული სასალო და მასალა; იყენებენ აგრეთვე ქიმიურ მრეწველობაში და სხვ.

სპონგოლიტები კაჟიანი ღრუბლების სპიკულებისაგან შედგება (ნახ. 232); სპიკულების რაოდენობა დაახლოებით 50%-ზე მეტი უნდა იყოს. ცემენტი აქაც ოპალი ან ქალცედონია (ძველა ხნოვანების ქანში), მაგრამ სხვადასხვა რაოდენობით მასში ყოველთვის შედის თიხისა და ქვიშის ნაწილაკები და გლაუკონიტის მარცვლები. ფერი — თეთრი, მუქი — რუხამდე, ზოგჯერ მოპწვანო-მონაცრისფერი. არის პორიანი და მჟიდრო მასიური. დიატომიტისაგან მაღალი კუთრა წონით გამოირჩევა. მიკროპორიან ოპალქალცედონიან ქანებს, რომლებშიც ღრუბლის სპიკულები 50%-ზე ნაკლებია (10 — 50%), გეზები ეწოდება.

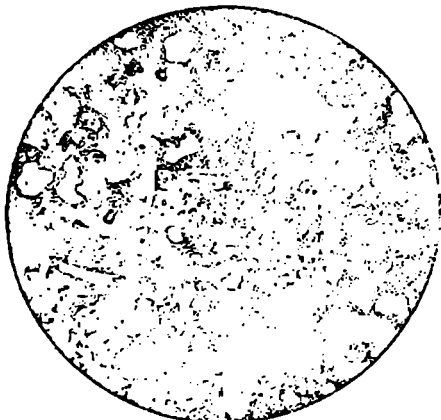
სპონგოლიტები ცნობილია პალეოზოურში (ურალი), კინოზოურსა (დონბასი, საქართველოში — ჩხარი-აქამეთი) და თანამედროვე ნალექებში (ილექება 250 — 500 მ სიღრმეზე). გამოიყენება სამშენებლო საქმეში — ცემენტის დანამატად. სილიკატური აგურის წარმოებაში, სითბოსა და ხმის იზოლაციისათვის და სხვ.

რადიოლარიტები ბიოგენური სელიციტების ისეთი სახესხვაობაა, რომელშიც 50%-მდე რადიოლარიების სკელეტები შედის, ქანის დანარჩენი მასა ცემენტია და არსებითად ოპალის ან ქალცედონისაგან შედგება (ნახ. 232). ცემენტის



ნახ. 232. ორგანოგენული კაიანი ქანები: ა — რადიოლარიებიანი შლამი; ბ — რადიოლარიების იასპი; გ — სპონგოლითი.

ამგვარ მასაში, გარდა რადიოლარიებისა, ზღვის სხვადასხვა ორგანიზმების (დიატომები, ღრუბლები, ფორამინიფერები, წყალმცენარეები) ნაშთები, თიხის ნაწილაკები, მინერალური მარცვლები (გლაუკონიტი, კალციტი, ტერტიგენი კვარცი და სხვ.) და ორგანული ნივთიერება აღინიშნება.



რადიოლარიტები გვხვდება როგორც ფხვიერი, ისე შეცემენტებული; ფხვიერი რადიოლარიტი მონაცრისფრო დიატომიტს მოგვაგონებს და სიმსუბუქით გამოირჩევა. შეცემენტებული კი — შრეებრივი ან ფოქლებრივია და იასპისს ჰგავს. ამგვარი რადიოლარიტების ცემენტში ქალცედონი და კვარცია განვიხილავთ.

რადიოლარიტები ცნობილია პალეოზოოგრაფიკულად. მეზოზოური ნალექების (ურალზე) თანამედროვე ლიბა ზღვის ნალექებში გვხვდება რადიოლარიებიანი შლამი.

ნახ. 233. ოპოკა. მთავარი მასა ოპალია, რომელშიც აქა-იქ ჩანს ღრუბლის სპიკელები, გლაუკონიტის მრგვალი მარცვლები და კვარცის ნატეხები (უფრო).

შერეული — ბიოქიმიკოს გ. ხუციანი სილიციტების ტრეპელი და ოპოკა. არის აზრი, რომ სილიციტების ამ ჯგუფში შემავალი ქანები კავშირშიან სკელეტების დიაგენეტურად შეცვლის — გახსნის, გადალექვის და ნაწილობრივ გადაკრისტალების შედეგად წარმოიშობა. ყუმბა ზოგი მკვლევარი მათს ქემოგენურ წარმოშობას აღიარებს.

ტრეპელი დიატომიტისაგან იმთ განსხვავდება, რომ ორგანიზმის ნაშთებს ძალიან ცოტა. ან თითქმის არ შეიცავს. საზავიეროდ, ქანის მთავარი მასა ოპალის პაწია ბირთვების (გლობულების) ერთმანეთთან შეკონსოლირებით არის აგებული. მაგრამ როგორც მინარეები ყოველთვის აღინიშნება კვარცის მარცვლები, კარბონატის და თიხის ნაწილაკები ხშირად აგრეთვე გლავუკონიტი, ღრუბლების ერთეული სპიკელები. გარეგნულად ტრეპელი დიატომიტისაგან ძნელად გასარჩევია, ახასიათებს თეირი ან მორუხო ფერი, საკმაოდ რბილია, ადვილად ისრისება თითქოს შორის.

ოპოკა ტრეპელისაგან სიმაჯრიოა და შემოწის მეტა შემცველობით განსხვავდება (ტრეპელში $SiO_2 = 75 - 80\%$, ოპოკაში $80 - 90\%$) აქვე ზოგჯერ მასა სფერულ (გლობულარულ) ოპალს უქრავს, რომელსაც მეტ-ნაკლები რაოდენობით შერეული აქვს კვარცის, ფელდშპატის, გლავუკონიტის მარცვლები და თიხოვანი ნაწილაკები. არის ცოტა და მასთან ცუდ და ცუდი დიატომიტების და ღრუბლების ნაშთები. თუ საერთოდ ამ ომპონენტების რაოდენობამ 10% -ს გადააჭარბა, მაშინ ოპოკისებრ ქანებზე ლაპარაკობენ. გარეგნულად ოპოკა უმთავრესად ღია-მორუხო ფერის, პორიანი, ისევე საკმაოდ მავარი ქანია, რომელსაც ნიჟარისებრი მონატები ახასიათებს. ხელით არ ისრისება და არკ იფხვნება.

ტრეპელი და ოპოკა ციურტის წარმოებაში გამოიყენება.

კარბონატული ქანები

კარბონატული ქანებიდან აღსანიშნავია კირქვები, დოლომიტები და მათ შორის გარდამავალი ტიპები — დოლომიტიანი კირქვები, კირქვიანი დოლომიტები და სხვ. ყველა ამ ქანის მთავარი ქანაშენი მინერალურია კალციტი, დოლომიტი, ზოგჯერ არაგონიტი, ანკერიტი და სხვ. მაგრამ იდეალურად სუფთა კირქვები და დოლომიტები იშვიათად თუ ვგვხვდება და მეტ-ნაკლები რაოდენობით თითქმის ყოველთვის შეიცავს სხვადასხვა კომპონენტს: კვარცს, ქალციდონს. ფელდშპატს, გლავუკონიტს, სულფატებს (თაბაშირი, ანჰიდრიტი, ბარიტი, ცელესტინი) და ტუფურ მასალას. ხშირად კირქვების შედგენილობაში თიხოვანი მასები მონაწილეობს. იმ შემთხვევაში. როცა ამ უკანასკნელთა რაოდენობა შესაძლებელად გაზრდილია და $30 - 50\%$ -ს აღწევს. მაშინ ასეთ კარბონატულ ქანს მეტაგელს უწოდებენ.

გარდა ზემოაღნიშნული კომპონენტებისა, კარბონატული ქანების შედგენილობაში დიდ როლს ასრულებენ სხვადასხვა ორგანიზმების ნაშთები, კერძოდ, ხავსცხოველები, ფორამინიფერები, მარჯნები, კრინოიდები, ოსტრაკოდები, ბრაქიოპოდები, კირქვიანი წყალპიკენარეები და სხვ.

კარბონატული ქანებს კლასიფიკაციას საფუძვლად ედება მათი მინერალური შედგენილობა და გენეზისი. მინერალური შედგენილობის მიხედვით გამოიყოფა კალციტიანი, დოლომიტიანი და ნარევი შედგენილობის კალციტ-დოლომიტიანი ქანები. ამ მინერალების რაოდენობაზე დაფუძნებული აქვე მოტანილი საკლასიფიკაციო სქემა, რომელიც საპკოთა მეცნიერს ნ. სტრაზოვს ეკუთვნის. ამ სქემას ასეთი სახე აქვს:

	კალციტი CaCO ₃ — %-ობით	დოლომიტი CuMg(CO ₃) ₂ — %-ობით
კირქვა	95—100	0—5
სუსტად დოლომიტიანი კირქვა	80—95	5—20
დოლომიტიანი კირქვა	50—80	20—50
კირქვიანი დოლომიტი	20—50	50—50
სუსტად კირქვიანი დოლომიტი	5—20	80—95
დოლომიტი	0—5	95—100

წარმოშობის პირობების მიხედვით გამოყოფენ კლასტურ, ორგანოგენულ, ქემოგენურ და შერეულ კარბონატულ ქანებს. მათგან პირველი ჯგუფის ქანებს შედარებით უფრო ნაკლები გავრცელება აქვთ, ვიდრე დანარჩენებს.

კ ი რ ქ ვ ე ბ ი

კირქვა ეწოდება $CaCO_3$ -საგან შემდგარ დანალექ ქანს, რომელსაც მარცვლოვანი ან აფანიტური აგებულება ახასიათებს. ფერი მეტ შემთხვევაში თეთრი, ნაცრისფერი, იშვიათად მომწვანო აქვს. წარმოშობის მიხედვით კირქვები შეიძლება იყოს კლასტური, ორგანოგენული, ქემოგენური და შერეული.

კლასტური კირქვები ადრე არსებული კირქვების გადარეცხვის და გადალექვის შედეგად წარმოიშობიან. ცხადია, ასეთ კირქვებში კირქვისავე მასალა და მასთან სხვადასხვა ორგანიზმების ნაშთები უნდა მონაწილეობდეს. როგორც ორგანიზმების ნაშთები, ისე კირქვის ნატეხები სხვადასხვა ხარისხით არიან დამუშავებული. მარცვალთა ზომა შეიძლება ისეთი იყოს, რომ ქანს კონგლომერატი ან ბრექჩიული კირქვა დეაერქვათ, წერილმარცვლოვანს კი — ჩვეულებრივი კირქვა. ცემენტის მასა ასეთ კირქვაში, როგორც წესი, წმინდამარცვლოვანი კალციტია. იმის გამო, რომ კირქვები შორ მანძილზე გადატანას ვერ უძლებენ და იშლებიან, ამიტომ კლასტურ კირქვებს უმთავრესად ზღვის სანაპიროების ნალექებში ვხვდებით.

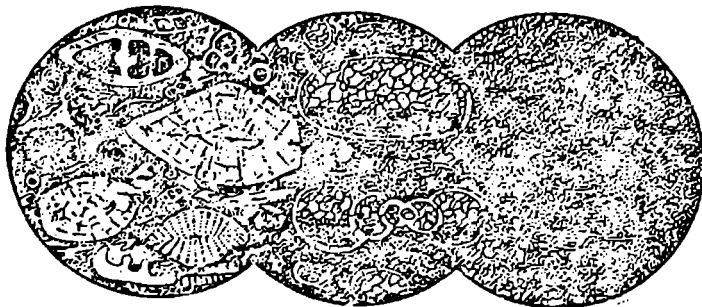
ორგანოგენული (ბიოგენური) კირქვები სხვადასხვა ორგანიზმთა ნაშთების — მთელი (დაუმუშავებელი) ნიჟარების ან ნიჟარების დეტრიტისაგან შედგებიან. იმის მიხედვით, თუ რა ტიპის ორგანიზმებია კირქვის შემადგენელი — განყოფილება: ნუმულიტებიან, ბრაქიოპოდებიან, კრინოიდებიან, პელეციპოდებიან და სხვა კირქვებს. გარდა ამისა, კირქვების აგებულებაში დიდ როლს ასრულებენ წყალმცენარეები, მაგალითად, ლითოთამნიუმები. ასეთ შემთხვევაში ლითოთამნიუმებიან კირქვებზე ლაპარაკობენ. როცა ქანმაშენი ნიჟარების დანახვა შეუიარაღებელი თვალით შეიძლება, მაშინ ასეთ კირქვას ნიჟარებიანს უწოდებენ, მაგრამ უმეტეს შემთხვევაში ორგანიზმების ნაშთები მხოლოდ მიკროსკოპით დაინახება. ასეთებია: ფორამინიფერებიანი (ნახ. 234), ლითოთამნიუმებიანი კირქვები და, მათ შორის საწერი ცარცი, რომელიც ძირითადად კირქვიანი წყალმცენარეების (კოკოლითოფორიდების) და ფორამინიფერებისაგან შედგება.

ორგანული კირქვების ტიპური წარმომადგენელია რიფული კირქვა, რომელიც წარმოშობილია კოლონიურად მცხოვრები სხვადასხვა ორგანიზმის (მარჯნების, წყალმცენარეების და სხვ.) სიცოცხლის დროინდელი დაგროვების შედეგად. ასეთ კირქვებს სხვანაირად კიდევ ბიოგერმულს უწოდებენ. უკანასკნელი შრეებრივობას მოკლებული არიან, ახასიათებთ პორიანობა და ლინზისებრი ფორმები. მაგრამ გვხვდება რიფისმაგვარი ისეთი მასები, რომლებშიც შრეებრივობა შეიმჩნევა. ასეთებს კი ბიოკარბონატები ეწოდებათ.

რიფული კირქვები საქართველოში ცნობილია ზემო რაჭისა და სამხრეთ ოსე-

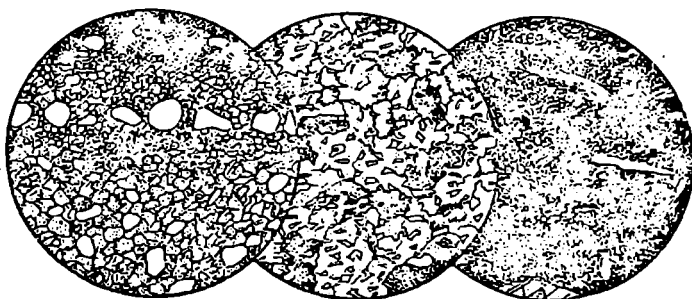
თის ზოლში და აგრეთვე ლენინგორის, დუშეთისა და წითელწყაროს რაიონებში, ხნოვანებით ეს კირქვები ზედა იურულს ეკუთვნიან.

ქემოგენური კირქვები ზემოთ აღწერილთაგან პირველ რიგში უნა მარხობით გამოირჩევიან, მეორე მხრივ, ამგვარ კირქვებს თავისებური აგებულება



ნახ. 234. ორგანოგენული კირქვები: ა — ფორამინიფერებიანი კირქვა; ბ — გასტროპოდებიანი კირქვა; გ — ტრილობიტებიანი კირქვა (ვლიანის, ტერნერის და ჭილბერტის მხოვლით).

ბაც აქვთ. კერძოდ, მათთვის დამახასიათებელია მჭიდრო აგებულება, პელიტომორფული, ოლითური და ფსევდოოლითური სტრუქტურები. კირქვების ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება აგრეთვე კირქვის ტუფები რაც შეეხება ნალევნთ ფორმებს — სტალაქტიტებსა და სტალაგმიტებს ისინი ქანებს არ წარმოშობენ და განიხილებიან როგორც მინერალოგიური ობიექტები.

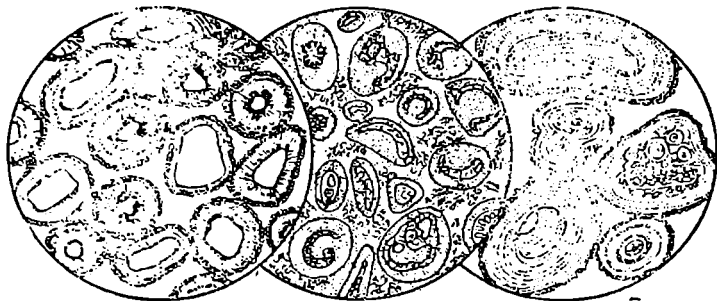


ნახ. 235. კირქვები: ა — ქვიშიანი კირქვა (ლია ფერის, კვარცი, კარბონატი — ჩაწინწყულული); ბ — ტუფოკენური კირქვა (კარბონატში გაბნეულია მინის ნატეხები); გ — პორიტანი კირქვა.

პელიტომორფული კირქვები კალციტის უწყრილესი (<0,005 მმ) მარცვლებისაგან შედგებიან. გარეგნულად ასეთ კირქვას ნიჟარისებრი მონატეხი ახასიათებს და აფანიტურია. ზოგ ასეთ კირქვაში ქვიშა და ვულკანური მასალაა შერეული (ნახ. 235).

ოლითური კირქვები ფეტვის ან მუხუდოს ზომის კალციტის ოლითური მარცლებითაა აგებული. უკანასკნელთა ცემენტის მსა პლიტომორფული კალციტია. ცალკეულ ოლითებს, თუ ქანი გადაკრიტლებული არ არის, ნაქუქისებრ-კონცენტრიული სტრუქტურა ახასიათებთ (ნახ. 236).

ფსედროლითური კირქვები კალციტის ოვალური ან სფერული მარცლებისაგან შედგებიან. ოლითებისაგან განსხვავებით, აქ მარცლების გულში ნაქუქისებრ-კონცენტრიული აგებულება არ შეიმჩნევა; ფსედროლითების ცემენტი აქაც წმინდამარცვლოვანი კალციტია.



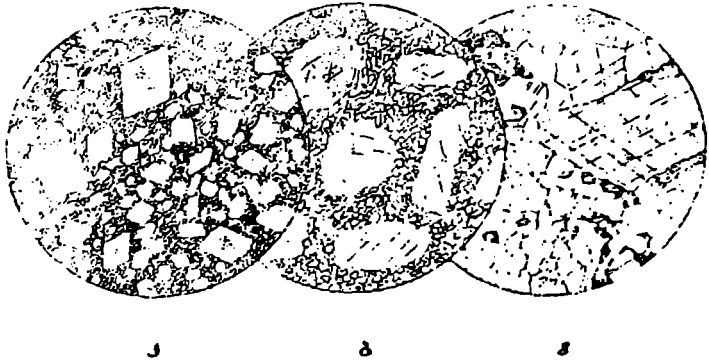
ნახ. 236. ოლითური კირქვები: ა — ოლითი განვითარებულია კვარცის მარცლების გარშემო; ბ — ოლითი განვითარებულია ნიკარების გარშემო; გ — რთული აგებულების ოლითი (ვილამისის, ტერნერის და ჯილბერტის მიხედვით).

კირქვის ტუფებში პოროვანი აგებულებით გამოირჩევიან. პორიანობა კი იმის შედეგია, რომ წყაროების მიერ გამოტანილი CaCO_3 მცენარეულობაზე (ფოთლებზე, ღეროებზე და სხვ.) ილექება. უკანასკნელთა ლპობის შედეგად მათი კვალი პორების სახით რჩება.

ქოლენური კირქვების წარმოშობის შესახებ სხვადასხვა შეხედულება არსებობს. მაგრამ მკვლევართა უმეტესობა მონც იმ აზრის არის, რომ CaCO_3 -ის ხსნარებიდან განოლეკვა წყლის კორაქლების და, მაშასადამე, CaCO_3 -ის კონცენტრაციის გაზარდის შედეგია. უფრო მნიშვნელოვანია პელტომორფული, ოლითური და სხვა კირქვები, რომლებიც მძლავრ ნაქუქებს ქმნიან და ფართოდაცაა გავრცელებული. ფიქრობენ, რომ ამ კირქვების წარმოშობაში მთავარი როლი ქიმიურ რეაქციეს უნდა ჰქონდეს. კერძოდ, CaCl_2 -ის გამოლეკვისათვის დიდი მნიშვნელობა გარემო პირობებს აქვს, რაც ძირითადად ტემპერატურისა და CO_2 -ის გავლენით განისაზღვრება. მძლავრ ტემპერატურა ხელს უშლის CO_2 -ის ხსნადობას წყალში, ხოლო ამ უკანასკნელზე გაზრდა დაბრკოლებას უქმნის CaCO_3 -ის გამოლეკვას. თბალი მხარეების ზღუებს, ლავუნებს და ტუბების წყალი CaCO_3 -ით არის მეტად თუ ნაკლებად გაჯერებული. ეს უკანასკნელი, როგორც ცნობილია, სუსტად ხსნადი ნაერთია, მაგრამ, როცა წყალში უხვადაა CO_2 , მაშინ იგი ადვილად ხსნადი ნაერთი — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — ბიკარბონატი გადადის. თუ შეიცვალა პირობები, ე. ი. დაიზარდა CO_2 , რაც შეიძლება გამოწვეულ იქნეს წყლის ზედმეტად გათბობით, წყალმცენარეების მოქმედებით, ბიკარბონატი დაიშლება და დაიწყება CaCO_3 -ის გამოლეკვა. $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. რადგან წყლის შედგენილობა სეზონურად იცვლება, ამიტომ CaCO_3 -ის გამოლეკვა პერიოდულად წარმოებს.

დოლომიტი ისეთ დანალექ ქანს ეწოდება, რომელშიც მთავარი ქანმანაწილი მინერალი დოლომიტით — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — არის წარმოდგენილი მაგრამ დოლომიტში ყოველთვის მონაწილეობს მცირეოდენი კალციტი, ზოგჯერ ანჰიდრიდი, თაბაშირი, ოპალი, ქალცედონი, კვარცი. რკინის ჰიდროქსიდი, გლავუონიტი, ორგანული ნივთიერება და სხვ. (ნახ. 237).

საყურადღებოა, რომ კირქვებთან შედარებით დოლომიტებში თხიან-ქვიშიანი ხაწილაკები და ორგანული ნაშთები პეერად ნაკლებია, ან სულ არ არის. უკანასკნელთა არარსებობას ზოგი ავტორი იმით ხსნის, რომ დოლომიტების გამოყოფა მარილებით გაჯერებული ზღვის წყალდან ხდება და ასეთ პირობებს კი ბევრი ორგანიზმი ვერ ეგუება. (ეორე მხრივ, დოლომიტები უმთავრესად გადაქისტალეებული ქანებია და უი უოდ გადაქისტალეებს ბრტყელს უნდა წაეშალა კვალთ იმ ორგანიზმებისა, რომლებიც ნალექებში თავიდან იყენენ.



ნახ. 237. დოლომიტური კირქვიები: ა — წარმარცვლოვან კირქვიან მასაში დოლომიტის რომბოედრები ზის; ბ — დოლომიტით აგებულ წვრილმარცვლოვანი მასა კალციტის მსხვილ კრისტალებს შეიცავს; გ — გლავუონტიანი (სფერული მარცვლები) დოლომიტი.

გარეგნული იერით დოლომიტები კირქვებს მოგვაგონებენ, მაგრამ ამ უკანასკნელისაგან განსხვავებით უფრო ხშირად კრისტალურია და მკაფიოდ შემოფარგლული რომბოედრული მარცვლებისაგან შედგებიან (ნახ. 237). ფერი — თეთრი, მოყვითალო, ზოგჯერ მურა და სხვ. კირქვებისაგან განსხვავებით ცივ მარილმკვავში (5% — HCl) ძნელად იხსნება. დოლომიტებში გამოიყოფა შემდეგი სახესხვაობები: კლასტური, ორგანოგენული სტრუქტურით და ქეზოგენური.

კლასტური დოლომიტები მეტწილად მსხვილნატეხიანი ქანებია, წარმოდგენილი ბრექჩიებით, კონგლომერატებით, ბრექჩია კონგლომერატებით და ხვინქკაქვებით. ყველა ამ ქანის შემადგენელი ნატეხი თუ გვარგვალ დოლომიტია, ცემენტის მასა კი — წვრილმარცვლოვანი დოლომიტი და კალციტი. კლასტური დოლომიტები შეაშრეებისა და ლინზეზის სახით გამოიყოფა დოლომიტების წყებაში და ზღვის სანაპირო ზოლის დოლომიტებისავე გადაარეზვის შედეგად წარმოიშობა.

დოლომიტები ორგანოგენული სტრუქტურით — ასეთი ქანები, როგორც სახელწოდებიდან ჩანს, ორგანიზმთა ნაშთებს შეიცავენ — შეცემენტებულს პელიტომორფული ან მარცვლოვანი დოლომიტით, ორგანიზმთა ნაშთები

წარმოდგენილია მარჯებით, პრაქტიკოდებით, ხაესცხოველებით, წყალმცენარეებით და სხვ. ფიქრობენ, რომ ამგვარი დოლომიტები ნამარხებიანი კირქვების გადოლომიტების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი.

ქემოგენური დოლომიტები მეტად მჭიდროდ წმინდამარცვლოვანი ან პელიტოზორფული ქანებია, რომლებშიც ორგანული ნაშთები და ტერიგენული მასალა ძლიერ ცოტაა, ან საერთოდ არ აღინიშნება.

ქანების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ოლითური დოლომიტებიც, რომლებშიც ქანის შიდაფარი მასა კონცენტრულად აგებულ ოლითებს უჭირავს, ცემენტი კი პელიტომორფული დოლომიტია.

დოლომიტებს წარმოშობის წესახებ შეიძლება მოსაზრებები არსებობს: 1. დოლომიტები პირველი სელიმენტური ქანებია გამოყოფილი ტბებსა და ზღვებში ქიმიურ გზით მანან, როცა წყლის მარილიანობა მაღალია; 2. გვხვდება კალციუმის კარბონატიან აგებული ქანების დოლომიტებიც ნ. ა. ცვლების შედეგად, მაგრამ დოლომიტების მთავარი მასა კირქვების შეცვლის შედეგად არ უნდა იყოს წარმოშობილი. როგორც ჩანს, დოლომიტები ჩნდებიან კირქვის შლამის დოლომიტით ჩანაცვლებით ზღვის ფსკერზე, ადრე დიაგენეტურ სტადიაზე, როცა აუზის წყლის მარილიანობა ნორმალურზე გაცილებით მაღალია.

დოლომიტებსა და დოლომიტიან კირქვებს საქართველოში ვხვდებით აფხაზეთის ტერიტორიაზე, ქუთაისის რაიონში, ძირულის მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე (სოფ. აბანო) და სხვ.

ევაპორიტები¹ (მარილები)

ქანების ეს საინტერესო ჯგუფი წყალში ადვილად ხსნადი სულფატური და ჰალოიდური ნაერთებითაა წარმოდგენილი. ზემოგანხილული ქიმიური გზით წარმოშობილი ქანებისაგან განსხვავებით, ევაპორიტები მარილიანი წყლების აორთქლების და მათი დაშრობის შედეგად გროვდებიან. ცხადია, მარილების ამ გზით წარმოშობა გარკვეულ პირობებს მოითხოვს, კერძოდ, მშრალ (არიდულ) კლიმატს და მოწყვეტილ ან ზღვასთან სუსტად დაკავშირებულ აუზებს. ამასთან კარგად არის ცნობილი ისიც, რომ ხსნარებიდან მინერალური ნაერთების გამოყოფა გარკვეული თანმიმდევრობით ხდება. პირველად გამოილეკება ძნელად ხსნადი ნაერთები — კალციუმის სულფატები (თაბაშირი, ანჰიდრიდი), შემდეგ მოდის ქვამარილი, მაგნიუმის და ბოლოს კალიუმის მარილები. ამგვარი თანმიმდევრობა რიგი საბადოების მაგალითზეა დადგენილი.

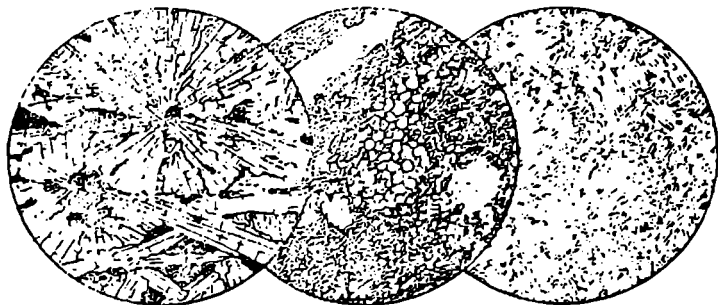
ევაპორიტები იდეალურად სუფთა სახით იშვიათად გვხვდებიან და ჩვეულებრივ სხვადასხვა რაოდენობით შეიცავენ ტერიგენ მასალას — თიხოვან-ალევირიტულს და ქვიშიანი ნაწილაკების სახით.

ყველაზე ფართოდ გავრცელებულ ევაპორიტებს მიეკუთვნება თაბაშირი, ანჰიდრიდი, ქვამარილი, სილინიტი და კარნალიტი. რადგანაც ეს ნაერთები ზემოთ — მინერალოგიის ნაწილშია აღწერილი, ამიტომ აქ მათ შესახებ მხოლოდ ზოგად ცნობებს მოვიტანთ.

თაბაშირი მძლავრი ფენების, შუაშრების, ლინზების და, ზოგჯერ, შტოკისებრი სხეულების სახით გვხვდება, ზშირია აგრეთვე ძარღვული და კონკრეციის-მაგვარი ფორმები. დიდ საბადოებში თაბაშირთან ერთად ყოველთვის გვხვდება ანჰიდრიდი, ქვამარილი და თიხის შრეები; თაბაშირის სუფთა სახესხვაობა თუთრია, მაგრამ მინარევების გამო იგი ხშირად მორუხო, მოვარდისფრო და მოლურ-

¹ ევაპორატიო, ლათ. — აორთქლება.

ჯო ფერისაა. დამახასიათებელია მარცვლოვანი აგებულება, ზოგჯერ ბოჭკოვანი და ქერცლოვანი სტრუქტურა (ნახ. 238). წყალში ადვილად იხსნება, რის გამო თაბაშირიან წყებებში იშვიათი როლია სხვადასხვა სიდიდისა და ფორმის სიციარიელები.



ნახ. 238. სულფატები: ა — ანჰიდრიდი რადიალური აგებულებით. ცემენტის მასა დოლომიტი და მაგნეზიტია; ბ — წვრილკრისტალური ანჰიდრიდი დოლომიტის მარცვლურთ და თაბაშირისუძარღვით; გ — თაბაშირის ბოჭკოვანი აგებულების კრისტალები.

ანჰიდრიდი დიდ საბადოებში გამწე ფენებისა და ლინზების სახით გვხვდება, ხშირად ზორიგეოზს თაბაშირთან, ქვამარილთან და თიხიან კარბონატულ ქანებთან. მიწის ზედაპირთან ახლოს ადვილად იერთებს წყალს და თაბაშირში გადადის, რის გამოც მოცულობაში მატულობს და განიკნის დაწვრილნაოკებებსა, წარმოშობით ანჰიდრიდი, ისე როგორც თაბაშირი. პირველადი ანჰიდრიდი (უშუალოდ წყლიდან გამოყოფილი) და მეორადი (ეპიგენეტური).



ნახ. 239. მარილები: ა — ჰალიტი, ბ — სილინიტი.

ანჰიდრიდი მკიდრომარცვლოვანი, მორუბზო-მოწითალო, ან იშვიათად, მოწითალო ფერისაა. ამ უკანასკნელის დიდი საბადოები ცნობილია ურალზე. უკრაინაში, ვოლგისპირეთში და სხვ.

ქვამარილი ძირითადად ჰალიტითაა წარმოდგენილი (ნახ. 239). მინარეების სახით ხშირად შეიცავს სხვა ქლორიდებს, თიხოვან და ორგანულ ნივთიე-

რებებს. ამ უკანასკნელთა უხვი შემცველობის შემთხვევაში გამჭვირვალობას კარგავს და მორუხო-მოლურჯო ფერს ღებულობს. ქვემარცხი მძლავრი ფენების, ლინზების და შტოკების სახით გვხვდება.

ღიდი საბადოები ცნობილია ურალზე (სოლიკამსკი), უკრაინაში, კასპიის ზღვის აღმოსავლეთ მხარეში და სხვ.

სილიციუმი შედგება სილიციისა (15—40%) და ჰალიტისაგან (25—50%). მცირე რაოდენობით თითქმის ყოველთვის ურევია თიხოვანი ნივთიერება და ანჰიდრიდი. დამახასიათებელია თხელრეზებრივობა. რაც სილიციის, ჰალიტის და თიხიანი ანჰიდრიდის მორიგეობითაა გაპირობებული. სუფთა სილიციუმი რძისებრი თეთრი, ხოლო უსუფთაო — მოწითალო-მურა ფერისაა, რაც ჰემატიტის კრისტალოზოლების მონაწილეობის შედეგია.

კარნალითური ქანები (კარნალითიდები) შედგებიან კარნალითისა (40—80%) და ჰალიტისაგან. მცირე რაოდენობით შეიცავენ ანჰიდრიდს, თიხოვან მასებს და სხვა მინარევებს. ფერი — მოყვითალო-მოწითალო, საერთოდ, წითელ ტონებში შეფერილი მაღალი ჰიკროსკოპიულობის გამო ზედაპირი ყოველთვის ნესტიანი აქვს. გვხვდება სხვა ქლორიდებთან ერთად.

ორგანოგენული საწვავი ქანები (კაუსტობიოლითები)

ორგანოგენული წარმოშობის საწვავი ქანები უმთავრესად ნახშირბადისა და ნახშირწყალბადებს ნარჩევსაგან შედგებიან. გარდა ამისა მათში სხვა ელემენტებიც მონაწილეობენ კერძოდ, ესტრადი, აზოტი, გოგირდი და სხვ.

საწვავი ქანები ანუ კაუსტობიოლითები¹ იყოფიან ნახშირბად და ბიტუმიბად. ნახშირის რიგის ქანები მხოლოდ მყარ მასებს ქნის, ბიტუმები კი შეიძლება იყვნენ როგორც მყარი, ისე თხევადი (ნავთობი და მისი პროდუქტები) და გაზობრივი. ნახშირის რიგში შედის ტორფი, მურა ნახშირი, ქვანახშირი, ანტრაციტი, საპროპელი, საწვავი ვიქალი და სხვ.

ტორფი ძირითადად ქობიან ადგილებში ჩნდება მცენარეების (ხაესის, ბალახის მერქნიანი ფორმების და სხვ.) ნაშთების თანდათან დაგროვებით, სადაც უანგზადი ნაკლებად აღწევს. გატორფება კი ბაქტერიების ზეგავლენით მიმდინარეობს. ასეთ ადგილებში ტორფი ფენებისა და ლინზების სახით გვხვდება. ზოგ შემთხვევაში მისი სიმძლავრე 10—15 მ აღწევს.

ტორფი მურა ფერის, თითქმის შავი, ბოკკენ-ღრუბლისებრი, ხშირად კი მიწისებრი მასებას სახითაა წარმოდგენილი, რომელშიც ჯერ კიდევ კარგად ჩანს ლპობასა და განახშირებას გადარჩენილი მცენარეული ნაშთები, თუმცა სიღრმის მიმართულებით ეს ნაშთები თანდათან ისპობა და ტორფი ერთგვაროვანი ხდება.

გარდა მცენარეული ნაშთებისა, ტორფში ყოველთვისაა ტერიგენული მინარევები და ახლადწარმოქმნილი მინერალები (ვივიანიტი, სიღერიტი და სხვ.), რომლებიც ნაკრიანობას განსაზღვრავს. სუფთა ნაკლებნაკრიან ტორფში ნახშირბადის რაოდენობა 60%-ს აღწევს, წყალბადისა — 6%-ს, უანგზადის და აზოტის — 4% ს, საერთო ნაკრიანობა კი — 3—22%-მდე იცვლება.

ტორფის მნიშვნელოვანი საბადოები ბევრ ადგილას არის ცნობილი. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე აღანიშნავია ჩრდილო ტყიანი ზონის მხარე, საქართველოში შავი ზღვის სანაპიროები. გამოიყენება სათბობად, ნიადაგის გასანოყიერებლად და სხვ.

¹ კაუსტო, ბერძ., — საწვავს ნიშნავს; ბიოლითი — ბიოგენურ ქანს.

მურა ნახშირი ტორფზე უფრო მაგარია და სტრუქტურულად უფრო მეტად ჩამოყალიბებული ჩანს. ნახშირბადის რაოდენობა 60—75%-ს აღწევს. ქვანახშირთან შედარებით ნაკლებად არის გარდაქმნილი, რის გამოც ზოგ შემთხვევაში შესაძლებელია მცენარეული ნაშთების გარჩევა. დამახასიათებელია მურა-მოშავო ფერი და სუსტად მოელვარე ზედაპირი.

მურა ნახშირებში გამოიყოფა ორი ძირითადი სახესხვაობა: ლიგნიტური, რომელსაც შენარჩუნებული აქვს ხის (მერქნის) აღნაგობა, და მიწისებრი — უსტრუქტურო.

მურა ნახშირის საბადოები მეტ შემთხვევაში ახალგაზრდა ნალექებთანაა დაკავშირებული.

ქვანახშირი, როგორც ვარაუდობენ, მურა ნახშირის შეცვლით უნდა იყოს წარმოშობილი. მაგრამ, ეს რომ ასე მოხდეს, ამისათვის საჭიროა შედარებით მაღალი წნევა და ტემპერატურა. ასეთი პირობები კი მაშინ შეიქმნება, თუ ნახშირი ღრმად განამარხდება, ე. ი. მძლავრი საფარის ქვეშ მოექცევა. ამ უაქტობის ზეგავლენითაა, რომ ქვანახშირი ყოველთვის მკვრივია და არა ფხვიერი, დაპრესილი, თავისებურად განწვევებული, მოელვარე და თავისუფალ ჰუნინურ მკავეებს აღარ შეიცავს. მიკროსკოპული ანალიზით შესაძლებელია გარჩეულ იქნეს ასეთი შემადგენელი ნაწილები: ა — მცენარეული ქსოვილები, რომელთაც შენარჩუნებული აქვთ უჯრედოვანი სტრუქტურა; ბ. ძირითადი მასა, რომელსაც დაკარგული აქვს უჯრედოვანი სტრუქტურა; გ. დაშლისადმი გამძლე მცენარეული ნაშთები — სპორები, კუტიკულა, ფისოვანი სხეულები.

ანტრაციტი კიდევ უფრო გარდაქმნილი ნახშირია და ამიტომ განსხვავებული შედგენილობა და ფიზიკური თვისებები აქვს (იხ. ცხრილი 27). მასში ძლიერ ცოტაა აქროლადი ნივთიერება და იწვეის ბოლის გარეშე. გამოირჩევა ნახევრად მეტალური ელვარებით და ნიუარისებრი მონატებით. მიკროსკოპული ანალიზით დადგენილია, რომ იგი იმავე ელემენტებისაგან შედგება, რომლებიც ქვანახშირშია წარმოდგენილი.

ნახშირების ქიმიურ შედგენილობასა და მათ ზოგიერთ ფიზიკურ თვისებებზე გარკვეულ წარმოდგენას იძლევა აქვე მოტანილი ცხრილი (ცხ. 27).

ცხრილი 27

ნახშირების ქიმიური შედგენილობა და ზოგიერთი ფიზიკური თვისება

	C	H	O	N	კუთრი წონა	სიმკვრივე	თბოუნარიანობა დ. კალორიებში
მურა ნახშირი	69,0	5,5	25,0	0,5-მდე	0,8—1,3	1—1,5	3500—6000
ქვანახშირი	82,0	5,0	13,0	0,8-მდე	1,1—1,3	1,5—2	6000—5500
ანტრაციტი	95,1	2,5	2,5	კვალ	1,5—1,7	2—2,5	9000-მდე

სამკოთა კავშირს ქვანახშირის დიდი მარაგი მოეპოვება. საყოველთაოდ ცნობილია დონეცკის, კუზნეცკის, ყარაგანდის, პეჩორის და მოსკოვის ნახშირის აუზები. საქართველოში ნახშირების ამოღება დიდი ხანია წარმოებს ტყვარჩელის, ტყიბულის და ახალციხის საბადოებიდან (ამ უკანასკნელში მურა ნახშირი მოიპოვება).

საკრთაპელი¹ ორგანული ნივთიერებით გაფლენთალი, შავი ფერის, ცხიმური შლამია, რომელიც ძირითადად შემდგარია წყალმცენარეთა და სხვადასხვა ცხოველური (მიკროორგანიზმების) და მცენარეული დეტრიტისაგან. გარდა ამისა,

¹ საკრთაპელი, ბერძ., — დ. შვალე თიხის შლამი.

ყოველთვის შედის ტერიგენი მინარევი (ქვიშიან-თიხიანი ნაწილაკები, რომელთა რაოდენობა ზოგჯერ 50%-ს აღწევს). საპროპელში ორგანულ მჟავებთან ერთად ნახშირბადივ საკმაოდ ბევრია (60 — 75%).

საპროპელი ქაობებისა და ტბების ფსკერზე გროვდება წყალმცენარეებისა და ცხოველური ორგანიზმების უპაეროდ ლობის შედეგად. გამოიყენება ნიადაგის გასაწოვებლად და მედიცინაში — სამკურნალო ტალახად.

საწვავი ფიქლები საერთოდ თხელშრეებრივი, მეტწილად მურა ფერის ნახშირიანი ქანებია, რომლებიც ასანთითაც კი ადვილად ინთებიან და მბოლავი ალით იწვიან. პეტროგრაფიულად ისინი ორგანული ნივთიერებით გაჯენილი არგილიტები, მერგელები ან კიდევ თიხიანი კირქვევია. ორგანული ნივთიერება, რომელიც აქ წყალმცენარეებისა და ცხოველური პლანქტონის ლობის შედეგადაა წარმოშობილი, რაოდენობით 20 — 60%-ის ფარგლებში იცვლება. საწვავი ფიქლების დაგროვებას ადგილი აქვს მტნარწყლიან ტბებში, ლაგუნებსა და ზღვებში. საპროპელის ტერიტორიაზე მისი საბადოები ცნობილია ვოლგისპირეთში, პეჩორის აუზსა და ბალტიისპირა მხარეში.

ორგანული წარმონაქმნებია გიშერი და ქარვა. გიშერი კუპრით შანი ფერის, მოელვარე ნახშირია, რომლისთვისაც დამახასიათებელია მასიურობა და სახლანტე (არამყიდვობა). გიშერი რომ ორგანული წარმოშობისაა, ეს იმით დასტურდება, რომ მის ზედაპირზე კარგად ჩანს (მიკროსკოპში) მერქნის უჯრედოვანი აგებულება, ზრდის რგოლები და სხვ.

გიშერი არასწორი ნაჭრების სახით გვხვდება ქვიშიან-თიხიან ნალექებში, ან შუაშრების სახით გამოიყოფა ნახშირის ფენებში. კარგად იტანს გახეხვა-გაპრიალებას. გამოიყენება როგორც სამკაული ქვა.

ქარვა წიწვოვან მცენარეთა განამარხებულ ფისს წარმოადგენს, შემდგარს 79% ნახშირბადის, 10,5% ენგბადის და 10,5% წყალბადისაგან, დამახასიათებელი ფერია ყვითელი, მოყვითალო მურა და სხვ. ნახევრად გამჟვრავალა, ფისისებრი ელვარებით. იხსნება სპირტში, ბენზოლსა და ქლოროფორმში. კუთრი წონა — 1,06 — 1,10. სიმკვარე — 2 — 3. საკმაოდ ბლანტია. უკავშირდება მესამეული ასაკის ქვიშებზე და თიხებს, რომლებშიც იგი არასწორი ნაჭრების სახით მოიპოვება.

საბადოები ცნობილია ბალტიისა და თეთრი ზღვის სანაპიროებზე.

ბიტუმის რიგის კაუსტობიოლითები — ბუნებრივი გაზი, ნავთობი, ოზოკერიტი, ასფალტი

ბუნებრივი საწვავი გაზი რთული შედგენილობით ხასიათდება: მისი მთავარი შემადგენელია მეთანი — CH_4 , მკარამ გარდა ამ უკანასკნელისა, გაზში მცირე რაოდენობით ყოველთვის არის ეთანი — C_2H_6 , პროპანი — C_3H_8 , ბუთანი — C_4H_{10} , პენტანი — C_5H_{12} და ჰექსანი — C_6H_{14} . სხვა კომპონენტებიდან მეტ-ნაკლები რაოდენობით აღინიშნება აზოტი, ნახშირმჟავა გაზი, ზოგჯერ გოგირდწყალბადი და ინერტული გაზები (ჰელიუმი, არგონი, ქსენონი და სხვ.). ისეთი გაზი, რომელშიც მეთანზე მძიმე ნახშირწყალბადები უმნიშვნელო რაოდენობითაა (პროცენტის მეთადი) წარმოდგენილი, მშრალი გაზის სახელწოდებას ატარებს, როცა მძიმე ნახშირწყალბადების რაოდენობა გაზრდილია და ათეულ პროცენტებს გადააჭარბებს — მსუქან გაზს უწოდებენ. არჩევენ გაზებს, დაკავშირებულს ნავთობთან და ნახშირიან საბადოებთან. პირველ შემთხვევაში გაზი მეთანსა და მძიმე ნახშირწყალბადებს შეიცავს, მეორეში — მხოლოდ მეთანს. პრაქტიკულად მნიშვნელოვანია ნავთობის საბადოებთან დაკავშირებული გაზები.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე საწვავი გაზის საბადოები ბევრ ადგილას არის ცნობილი — კარპატებისწინა მხარეში, სარატოვის მხარეში, ვოლგისპირეთში, ბუხარაში, ჩრდილო კავკასიაში და სხვ. გარდა იმისა, რომ გაზი ძვირფასი საწვავია, მისგან ანზადებენ ხელოვნურ ბოქოებს, პლასტმასებს და სხვ.

ნავთობი ეწოდება ზეთისებარ საწვავ სითხეს, შემდგარს თხევადი და გაზობრივი ნახშირწყალბადებისაგან. ელემენტური შედგენილობა ნავთობს იგივე აქვს, რაც ნახშირებს, მაგრამ უმთავრესი აქ მინც ნახშირბადი და წყალბადია. ნავთობში C-ს რაოდენობა = 82 — 87%-ს, H-ის კი — 11 — 14%-ს.

ქიმიურად ნავთობი წარმოადგენს პარაფინის — C_nH_{2n+2} , ნავთენის — C_nH_{2n} და არომატული რიგის — C_nH_{2n-8} ... ნახშირწყალბადების ნარეუს; მათგან პარაფინული ნავთობი მსუბუქია და ღია ფერის, ნავთენისა კი — შიშვე და მკჷი, რაც შეეხება არომატულ რიგს, იგი საკმაოდ იშვიათია და თანაც რთული შედგენილობის. საერთოდ ნავთობის ფიზიკური თვისებები ცვალებადია; კუთრი წონა იცვლება 0,75 — 1 შორის, შეფერვა ღია-მოყვითალოდან მუქ-ყავისფერ შავამდე. თბოუნარიანობა ნავთობს მეტი აქვს ნახშირზე და 10.300—10.800 კალორიას უტარის.

ნავთობი ძირითადად ქვიშიან და კირქვიან ქანებთანაა დაკავშირებული, თუმცა, ი. გუბკინის აზრით, იგი თავდაპირველად, თხიან-შლამურ ქანებში უნდა იყოს ფორმირებული, შემდეგ კი აქედან გამოწურვას — მიგრაციას განიცდის და პოროვან ან ნაპრალოვან ქანებში იყრის თავს. სწორედ ამის მიხედვით ლაპარაკობენ ნავთობის დედაქანებზე და ნავთუმცველ ქანებზე ანუ კოლექტორებზე¹. ამ უკანასკნელთ კი მიწის ქერქში გარკვეული მოცულობა უკავიათ და სწორედ ისინი წარმოადგენენ ნავთობის საბადოებს.

ნავთობის წარმოშობის შესახებ მრავალი ჰიპოთეზა არსებობს, მაგრამ მკვლევართა უმრავლესობა მინც იმ აზრისაა, რომ ნავთობი ორგანული წარმოშობისა უნდა იყოს — ფიტო და ზოოპლანქტონის და სხვა ორგანიზმების უჯრებჯარ გარემოში ბაქტერიული დაშლის შედეგად.

ნავთობი უმთავრესად კინოზოურ ნალექებთანაა დაკავშირებული, თუმცა მისი საბადოები მეზოზოურში და პალეოზოურშიც კი გვხვდება. დიდი საბადოები ცნობილია ახლო აღმოსავლეთის ქვეყნებში, აშშ სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, მექსიკაში, ინდონეზიაში და სხვ. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ნავთობი ცნობილია აფშერონის ნახევარკუნძულზე, ჩრდილო კავკასიაში, ურალზე, ვოლგის მხარეში, უკრაინსა და დასავლეთ ციმბირში. საქართველოში ნავთობის რაიონებად ითვლება შირაქი, გარე კახეთი, გურიისა და კოლხეთის დაბლობები.

ოზოკერიტი და ასფალტი მყარ ბიტუმებს მიეკუთვნებიან, და, როგორც ფიქრობენ, ნავთობის წევლის — მისი დაქანგვის შედეგად წარმოიქმნებიან: ოზოკერიტი ნავთობის ცვილისმაგვარ მასას წარმოადგენს, რომელშიც 50% მდე არომატული რიგის მყარი ნახშირწყალბადი მონაწილეობს. ახასიათებს მურა-მოყვითალო და მომწვანო-მოყვითალო ფერი. მონატები ხიქვოვანი ან ნახევრად ნიჟარისებრი. სიმაგრე და კუთრი წონა ერთზე ნაკლები. ლობის ტემპერატურა — 58—83°. იწვის მბოლავი ალით. გვხვდება ძარღვებისა და, იშვიათად, ფენების სახით. საბადოები ცნობილია კარპატებში, ფერგანასა და ჩელეკენზე.

ასფალტი (მთის კუპრი) ამორფული, თითქმის შავი ფერის, ნედარებიო მყარი და ბლანტი მასაა. მონატები — ნიჟარისებრი, შავად მოელვარე. კუპრი წონა — 1,0 — 1,2 მდე, სიმაგრე — 3. ასფალტში ნახშირბადის რაოდენობა — 80 —

¹ კოლექტორ, ლათ. — შემკრები.

85%-ს აღწევს, წყალბადისა — 12%-ს. დანარჩენი კი გოგირდი, ენგბადი და აზოტია. გვხვდება ნავთობის საბადოების რაიონებში უმთავრესად ძარღვების სახით.

ოზოკერიტი და ასფალტი წყალში არ იხსნება და კარგი ჰიდროსაიზოლაციო მასალაა. მშრალი გამოხდით იძლევა გაზობრივ და თხევად ნახშირწყალბადებს, სხვადასხვა ზეთს, რომელთაც ფართო გამოყენება აქვთ მრეწველობაში.

ღ ზონიერათი ღანაღმში ზოგჯერ

ფორმაციის¹ ცნება გეოლოგიურ ლიტერატურაში დიდი ხნის წინათ იქნა შემოტანილი, მაგრამ დანალექთა ფორმაციულ შესწავლას მხოლოდ ბოლო დროს მიექცა ჭეროვანი ყურადღება. დანალექ ფორმაციას ამჟამად სხვადასხვანაირად განმარტავენ, მაგრამ მისი შინაარსი ძირითადად მაინც ის არის, რომ იგი გამოხატავს გარკვეულ ტექტონიკურ რეჟიმსა და ლანდშაფტურ-კლიმატურ პირობებში ფორმირებულ, პარაგენეტულად ერთმანეთთან დაკავშირებულ კომპლექსს ქანებისას, რომლებიც გაერთიანებულია რაიმე დამახასიათებელი ნიშნით (ქანების ტიპით, ამა თუ იმ სასარგებლო ნამარხის შემცველობით და სხვ.).

იმის გამო, რომ ფორმაციის ჩამოყალიბებაში წამყვანი მნიშვნელობა გეოტექტონიკურ რეჟიმს აქვს, ფორმაციების დანაწილებას საფუძვლად ეს ნიშანი ედება. დღეს ამის მიხედვით ფორმაციების შემდეგ ჯგუფებს გამოყოფენ: გეოსინკლინურს, ბაქნურს და მათ შორის გარდამავალს.

გეოსინკლინურ ფორმაციებს შორის უმთავრესია შემდეგი: თიხა-ფიქლების, ფლიშური, ვულკანოგენ-დანალექი და სხვ., გარდამავალს მიეკუთვნება ნახშირია-ნი, მოლასური, ლაგუნური, მარილიანი და სხვ., ბაქნურს კი — კვარციან-ქვიშიანი, გლაუკონიტ-ფოსფორიტის, კარბონატული და ზოგჯერ ნახშირია-ნი.

თიხა-ფიქლების ფორმაციები ტიპური გეოსინკლინური ფორმაციებია, რომელთაც ზოგჯერ ასპიდურსაც უწოდებენ. ფორმაციების ამ ჯგუფისათვის დამახასიათებელია მუქი ფერის, თითქმის ერთგვაროვანი თიხაფიქლების და თხელ-შრებბრივი არკოზულ-გრაუვაკური ქვიშაქვების მორიგეობა. რაოდენობით ფიქლები ბევრად მეტია ქვიშაქვებზე. გარდა ამისა, ზოგჯერ გვხვდება სპილიტები, დიაბაზური სილები, პორფირიტები, ანდეზიტ-ბაზალტები და მათი ტუფები. ამასთან გათვალისწინებულ უნდა იქნეს ისიც, რომ ვულკანური მასალა ფორმაციის აუცილებელ კომპონენტს არ წარმოადგენს.

თიხაფიქლების ფორმაციათა სიმძლავრე რამდენიმე ასეულს და ზოგჯერ ათასეულ მეტრებსაც უდრის. ისინი ჩვეულებრივ ღრმა ზღვის ხალექებს წარმოადგენენ. ამგვარი ფორმაციების კარგი მაგალითები ბევრ ადგილას არის ცნობილი. საქართველოში ტიპური წარმომადგენელია კავკასიონის სამხრეთი კალთის ასპიდური ფიქლების მძლავრი ნალექები, რომელთა ასაკი ძირითადად ქვედა იურულია. ჩვენში ეს ფორმაცია ფართოდ არის გავრცელებული აფხაზეთის, სვანეთის, ზემო რაჭის, ხევის (ყაზბეგის) და ალაზანგალმა კახეთის ტერიტორიაზე. გეოლოგიური ლიტერატურიდან კარგად ცნობილი ე. წ. წიკლაურის, ყაზბეგის და ლუდუშაურის წყების ნალექები, გავრცელებული საქართველოს სამხედრო გზის გასწვრივ, რომლებიც ქვედა ნაწილში (პირველი და მეორე წყება) დიაბაზების მრავალრიცხოვან სილებს შეიცავს, ერთად აღებული თიხაფიქლების ფორმაციას შეადგენს. ამ უკანასკნელის სიმძლავრე ხშირად კილომეტრების რიგისაა.

ფლიშური ფორმაციები ზღვიერი ნალექების მძლავრი წყებებითაა წარმოდგენილი, რომელთაც ნალექების რიოზული მორიგეობა ახასიათებთ, ამას-

¹ ფორმაცია, ლათ., — წარმონაქმნი.

თან თითოეულ რითში, ჩვეულებრივ, სამი ლითოლოგიურად განსხვავებული შრე (რითის ელემენტი) გამოიყოფა, რომელთა მარცვლოვნება შედგენილობის დამოუკიდებლად ქვევიდან ზევით კლებულობს. ცნობილი არის ორეულმენტიანი ფლიზიცი (კარპატები).

კლასიკურ ფლიზში, რომლის რითში სამი ელემენტისაგან შედგება, შემდეგი თანმიმდევრობა აღინიშნება: რითის პირველი ელემენტი წარმოდგენილია მარცვლოვანი ქანით — ქვიშაქვით ან ალფეროლით, იშვიათად — ზინკაქვით და კონგლომერატით. ამ ნალექებში კარბონატულობა, ჩვეულებრივ, სუსტია, თუკი კლასტური მასალა კირქვების გადანარევი მარცვლებით არ არის წარმოდგენილი.

მეორე ელემენტი კარბონატით გამდიდრებული პელიტური ქანია (კირქვიანი თიხები, მერგელები და სხვ.). ზოგჯერ კარბონატი იმდენად უხვად არის წარმოდგენილი, რომ ჩვეულებრივ კირქვებთან გვაქვს საქმე. რითის მესამე ელემენტი არაკარბონატული თხა ან არეოლიტია. ფლიზური რითის სიძლიერე სანტიმეტრებისა და იშვიათად ერთეული მეტრების რიგსაა. საზღვარი რითის ელემენტებსა და თვით რითებს შორის მკაფიოა. ფლიზისათვის ფაუნისა და ფლორის შემსველობა დამახასიათებელი არ არის, სამაგიეროდ, ხშირია ამ ნალექებში გადარეცხის ზედაპირები, ე. წ. ფლიზური ფიგურები და სხვ. ფლიზის წარმოშობას ზღვის ფსკერის რხევით მოძრაობას უკავშირებენ. მიწის ქერქის ალმავალი მოძრაობის დროს წარმოშობილი კორდილიერების (კუნძულები) და თავთხელის გადარეცხვა რითის პირველი ელემენტის მასალას უნდა იძლეოდეს. მეორე ელემენტის ფორმირების დროს კი დადრავალი მოძრაობა ნაეარაუდები, მესამე ელემენტის დალექვისას — მასალის შორიდან მოტანა საერთოდ შეწყვეტილია. ფლიზის წარმოშობაზე სხვა მოსაზრებაც არის, კერძოდ, ამგვარი ნალექების დაგროვებას სივლერიის ნაკადებს მიაწერენ.

ფლიზური ნალექებს საერთოდ დიდი გავრცელება აქვს ნაოჭა მხარეებში. ჩვენში ისინი გვხვდებიან კავკასიონის სამხრეთი კალთის ფარგლებში: რაჭაში, ოსეთში, მთიულეთში. ფლიზური ნალექები ცნობილი არის აგრეთვე აპარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემაში, სადაც ფლიზის ელემენტში ვულკანოგენი მასალაც მონაწილეობს.

ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაციები ჩვეულებრივი დანალექი ფორმაციებისაგან იმით გამოირჩევა, რომ ნორმულ ტერიტორიას მასალასთან ერთად შეიცავს პირველად ვულკანურ მასალას როგორც პიროკლასტოლითების, ისე ლავების სახით. არანაკლები მნიშვნელობა აქვს ვულკანურ პროცესებთან დაკავშირებულ ცხელი ხსნარებისა და ფუმაროლების აქტივობას, რომლებსაც სელიმენტურ აუზში ამა თუ იმ რაოდენობით შემოაქვს სხვადასხვა ქიმიური ნაერთი და ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ქემოგენური ნალექების წარმოშობისათვის.

შემადგენელი მასალის ხასიათის მიხედვით ვულკანოგენურ-დანალექ ფორმაციებში ძირითადად სამ ჯგუფს გამოყოფენ: ვულკანოგენურ-კლასტურს, ვულკანოგენურ-კაჟიანს და ვულკანოგენურ-კირქვიან ფორმაციას. პირველი მათგანი ისეთ მხარეებში წარმოიშობა, სადაც ვაცხოველებული ვულკანური მოვლენებია და თანაც ნორმული ტერიტორიის მასალის დაგროვებაც ხდება. რაც შეეხება ქემოგენურ და ბიოქემოგენურ ნალექებს, ისინი აქ მცირე რაოდენობით არიან წარმოდგენილი. ფორმაციების ეს ტიპი საკმაოდ ფართოდ არის გავრცელებული. დიდი გავრცელება აქვს აგრეთვე ვულკანოგენურ-კაჟიან ფორმაციებს, რომლებიც შედარებით კარგადაა შესწავლილი. ეს ფორმაციები ყურადღებას იმსახურებენ იმიტაც, რომ მათთან არის დაკავშირებული მანგანუმის, რკინის, ფოსფორის და სხვა სასარგებლო ნივთიანობის მნიშვნელოვანი საბადოები (ალტაი, სამხრეთ ურალი). ამგვარი ფორმაციები

ბისათვის დამახასიათებელია ვულკანოგენების სიუხვე, განსაკუთრებით სპილიტები-სა და დიაჰაზების. პიროკლასტურა მასალა კი დამორჩილებულია. ტერიგენი მასალა ზოგჯერ ბევრია, ან სულ არ არის. ორგანოგენული და ქემოგენური ნალექები კი მხოლოდ კაჟიანი ქანებით — რადიოლარიტებით, ჩესპილიტებით და ლიდიტებით არის წარმოდგენილი. ამასთან არის ისეთი შემთხვევები, როცა ვულკანური მასალა კარბონატული ან ჩანაცვლებული და ამ გზით წარმოქმნილია კარბონატული-კაჟიანი ფორმაცია. ასეა საქართველოში, სადაც ზედა ცარცის კარბონატული ქანები კაჟის მძლავრ დასტებს შეიცავენ (ან. ნურის ჰორიზონტი საქართველოს სახებდრო გზის რაიონში და სხვ.). ყველა ამგვარ ფორმაციაში კაჟმიწის სიუხვეს წყალქვეშა ფენაროლების მოქმედებას მიაწერენ. რაც შეეხება ვულკანოგენურ-კირქვიან ფორმაციებს, ისინი ყოველგვარ ვულკანურ ქანებთან ერთად ნორმულ დანალექ ქანებსაც (კირქვებს, თიხიან კირქვებს და გრაუვაკებს) შეიცავენ. კირქვები არის როგორც ორგანოგენური, ისე ქემოგენური. ამის გამოა, რომ ვულკანოგენურ-კირქვიანი ფორმაციების წარმოქმნას ზღვის გარემოს უკავშირებენ.

ნახშირიანი ფორმაციები მეტ შემთხვევაში გეოსინკლიურიდან ბაქნურისაკენ გარდამავალ ზონებსა და ბაქნებზე წარმოიქმნებიან. ფორმაციის შედგენილობაში მონაწილეობს კლასტური ქანების თიოქმის ყველა ტიპი, დაწყებული კონგლომერატებით და გათავებული არგლიტებით. უფრო ხშირია ხლართულ-შრებრავი, კვარციანი, არკოზული, გრაუვაკური ქვიშაქვები და ალევროლითები. გარდა ამისა, ზღვიური წარმოშობის ამ ფორმაციებში ქემოგენური და ბიოქემოგენური კარბონატული ქანებიც მონაწილეობენ, მაგრამ დამორჩილებული რაოდენობით. ზოგ შემთხვევაში ვულკანური მასალაც გვხვდება, უმთავრესად ტუფების სახით. აღინიშნება აგრეთვე სხვადასხვა კონკრეციები (კარბონატული, სულფიდური, კაჟის). ნახშირიანი ფორმაციებისათვის დამახასიათებლად ითვლება ორგანული, უმთავრესად ნახშირიანი ნივთიერების მონაწილეობა, რაც ფორმაციის ქანებს მორუხო ფერს აძლევს. მაკრამ კიდევ უფრო დამახასიათებელი ის არის, რომ აქ ნახშირის სხვადასხვა სიმძლავრის ფენები გამოიყოფა. ნახშირიანი ფორმაციები საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ბევრ ადგილას არის ცნობილი (დონეცკის, ყარაგანდის, კუზნეცკის ნახშირიანი აუზები და სხვ.). დასავლეთ საქართველოში ეს ფორმაცია უმთავრესი ნალექებით (არკოზული, გრაუვაკური ქვიშაქვები, ალევროლითები, არგილიტები) არის წარმოდგენილი. ამ ფორმაციასთანაა დაკავშირებული ქალის, ტყიბულის, შაორს და მავანა-ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოები, სადაც ამჟამად ზოგ მათგანში ნახშირის მოპოვება წარმოებს.

მოლასური ფორმაციები მთისწინა დაბლობებს უკავშირდებიან და წარმოიშობიან დანალექებით ახევებული მთების გადარეცხვით, დამახასიათებლად ითვლება დიდი სიმძლავრე (! — 5 კმ) და ცუდად დახარისხებული, საკმაოდ ფხვიერი, ყოველნაირი მასალის მონაწილეობა, დაწყებული უხეში ლოდნარით და გათავებული თიხებით. გვხვდება ქემოგენური ნალექებიც — კირქვები, თაბაშირი და სხვ. მაგრამ ყველაზე მეტად გაბატონებულია მაინც კონგლომერატები და უხეშ-მარტლოვანი ქვიშაქვები. არის შემთხვევები, როცა მოლასებში რითმულობაც კარგად ჩანს, ამასთან მასალის მარცვალთა სიმსხოს კლებას ადგილი აქვს ქვევიდან ზევით და პირიქითაც. ორგანიზმთა ნაშთები მოლასებში შედარებით ცოტაა და წარმოდგენილია ხმელეთის ხეჩხმელანებით, მტკნარი წყლის ფორმებით და ფლორით. მოლასური ნალექებზე საქართველოში ფართოდაა ვავრცელებული, უმთავრესად ქართლის დეპრესიის ჩრდილო ბორცის გასწვრივ, ტირიფონ-მუხრანის დეპრესიის კიდეებში. საჯურამო-იანოსის და კახეთის ქედის მნიშვნელოვანი ნაწილი ამ

ნაღებებით არის აგებული. საქართველოს მოლასები ძირითადად კავკასიონის სამხრეთი კალთის ფლიშური ნაღებების გადარეცხვის პროდუქტებით არის წარმოდგენილი. აქ არის მსხვილრიყიანი კონგლომერატები, უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ალევროლითები, ზოგჯერ თიხის შუაშრები და „ჩიბები“.

საქართველოს ტერიტორიის ფარგლებში სხვა ფორმაციებიც გამოიყოფა, კერძოდ, კარბონატული და კვარციან-ქვიშიანი. რომლებიც უმთავრესად ცარცული დროის ნაღებებითაა წარმოდგენილი, მაგრამ მათი დეტალური დასახიათება სპეციალურ კურსებშია გათვალისწინებული.

მეჯამორჟული ქანები

მეტამორფიზმი, მისი ფაქტორები და სახეები

ზოგადი ცნობები

მიწის ქერქის აგებულებაში სხვა ქანებთან ერთად დიდ როლს ასრულებს მეტამორფული ქანები. სიტყვა მეტამორფიზმი (მეტამორფული) გეოლოგიური გაგებით აღრე წარმოშობილი ქანების მეტ შემთხვევაში მყარ მდგომარეობაში გარდაქმნას, მათ შეეცვლას ნიშნავს. ამასთან გარდაქმნას განიცდის როგორც მაგმური, ისე დანალექი ქანები. როგორც ცნობილია, მაგმური ქანები მალალტემპერატურულ, ხოლო დანალექი ქანები — დაბალტემპერატურულ პირობებშია წარმოშობილი. ამიტომ ეს ქანები შეუცვლელად მხოლოდ აღნიშნულ პირობებში არსებობს. მაგრამ, თუ რაიმე მიზეზით რომელიმე ამ ქანისათვის შეიცვალა გარემო პირობები, ქანს და გარემოს შორის არსებული წონასწორობა დაირღვევა და მაშინ ახალ გარემოსთან ქანის შეგუება მისი თანდათან გარდაქმნით მოხდება.

ეს კი იმას ნიშნავს, რომ ჩამოყალიბდება ესა თუ ის მინერალთა ასოციაციები, რომლებიც მდგრადი იქნებიან მხოლოდ ამ ახალ გარემოში. ამ გზით წარმოქმნილი მინერალური ასოციაციები, რომლებიც მდგრადობას იჩენენ, გარკვეულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში პარაგენეტურად იწოდებიან.

მაგრამ გათვალისწინებულ უნდა იქნეს ისიც, რომ ზოგ შემთხვევაში ქანის გარდაქმნას მხოლოდ მექანიკური ხასიათი აქვს, ე. ი. ხდება მისი შემადგენელი მინერალური ნაწილაკების დეფორმაცია, გადაკრისტალება, ქიმიურ ელემენტთა გადაჯგუფება. მაშასადამე, იცვლება ქანის ტექსტურა და სტრუქტურა, ხოლო მისი ქიმიური შედგენილობა უცვლელი რჩება. სხვა შემთხვევაში ქანის კიდევ უფრო ღრმა გარდაქმნას აქვს ადგილი — იცვლება ქანის ქიმიური შედგენილობა, რაც ნივთიერების მოტანის ან გატანის შედეგად ხდება. ამგვარ გარდაქმნას კი მეტასომატური მეტამორფიზმი ეწოდება.

მეტამორფიზმის ფაქტორები

მეტამორფიზმის მთავარი ფაქტორებია ტემპერატურა, წნევა და აგრეთვე მაგმიდან გამოყოფილი ხსნარები და გაზები (ფლუიდები).

ტემპერატურა — ტემპერატურის მატება ჩვეულებრივ დაკავშირებულია ქანების სიღრმეში გადაადგილებასთან, მაგმის სიახლოვესთან და ნივთიერების რადიოაქტიურ დაშლასთან. გარდა ამისა, სითბოს წყარო შეიძლება იყოს ზოგი. ქიმიური რეაქცია, რომელიც მიწის შეგნეთში მიმდინარეობს და რომელსაც ეგზოთერმულ ეფექტს უწოდებენ. დიდ როლს ასრულებენ აგრეთვე ხსნარები. გასაგები

უნდა იყოს, რომ ყველა ეს ჩამოთვლილი პროცესი მიწის შიგნეთთან არის დაკავშირებული და წინასწარავეს კარგად ცნობილ მოვლენას, რომელსაც გეოთერმული გრადიენტი ეწოდება.

გეოთერმული გრადიენტი სიღრმის ზრდის პარალელურად სითბოს მატებას ველისხმობს გრადუსებში. საშუალოდ გეოთერმული გრადიენტი 1 კმ სიღრმეზე 30° C არ აღემატება, მაგრამ ეს საშუალო ციფრია. ისე კი გრადიენტი საკმაოდ ცვალებადობს გეოტექტონიკური ერთეულების მიხედვით; აგი საკმაოდ მაღალია ახალგაზრდა გეოსინკლინურ მხარეებში, სადაც გააქტივებულია ტექტონიკა და მაგმური მოვლენები. ასეთ მხარეებში გეოთერმული გრადიენტის სიდიდე 50 — 80° C და ზოგან 100° C შეადგენს ერთ კილომეტრზე. სულ სხვა სურათია ამ მხრივ სტაბილურ მხარეებში — ბაქნებსა და ფარებზე. სადაც გრადიენტის სიდიდე 1 კმ-ზე 10 — 30° C არ გადააშტებს. მაგალითისათვის შეიძლება მოვიტანოთ ღრმა ბურღვის მონაცემები საბჭოთა კავშირის ტერიტორიიდან. ჩრდილო კავკასიაში გეოთერმული გრადიენტი 1 კმ-ზე 83° C უჯრის, დასავლეთ უკრაინაში — 23° C, ხოლო ბელორუსიაში — 12° C.

ტემპერატურული ინტერვალი, რომლის ფარგლებშიც მეტამორფიზმი მიმდინარეობს, მკველვარათა აზრით, 300—400°-დან 900 — 1000°-ს ფარგლებშია. თუმცა ქვედა საზღვარი შეიძლება რამდენადმე ნაკლებიც იყოს (150 — 200°). მაგრამ ასეთ პირობებში მეტამორფიზმი ნულა, ხანგრძლივად მიმდინარეობს და ძნელად შესამჩნევია. რაც შეეხება ზედა საზღვარს, იგი გავრცელებულ მაგმური ქანების ლობის ტემპერატურას პასუხობს.

წნევა, რომელიც მეტამორფიზმს იწვევს. ორგვარია, ყოველმხრივი ანუ ჰიდროსტატიკური (ლითოსტატიკური) და ცალმხრივი ანუ სტრესი.

ჰიდროსტატიკური წნევა მოქმედებს რადიალურად დედამიწის ცენტრისაკენ და ზემომდებარე მასების დაწოლის შედეგად ვითარდება. გამოანგარიშებულია, რომ ამ წნევის სიდიდე ქანების კუთრი წონის მიხედვით მატულობს საშუალოდ 270 ატმოსფეროთა ყოველ ერთ კილომეტრზე დაძირვისას, აქედან გამომდინარე შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ჰიდროსტატიკური წნევა 10 კმ სიღრმეზე ტოლი უნდა იყოს 2700 ატმოსფეროსი. ამის მიხედვით მიწის ქერქის ოროგენული ზონების ქვედა საზღვარზე, რაც 50 კმ სიღრმით არის განსაზღვრული, 13000 ატმოსფერო უნდა იყოს. სინამდვილეში, როგორც ეს ექსპერიმენტებში აჩვენეს, მეტამორფიზმის დროს წნევამ აქ ორჯერ მეტ სიდიდეს, ე. ი. 25000 ატმოსფეროს შეიძლება მიადწიოს. ამიტომ ვარაუდობენ, რომ წნევის განმსაზღვრელი მართო მიწის ქერქის ქანების წონა როდია, დიდი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს აგრეთვე ტექტონიკურ გადატვირთულობას (დაძაბულობას) და, რაც მნიშვნელოვანია, წყლის ორთქლის (P_{H_2O}) და ნახშირორთქლის (PCO_2) პარციალურ წნევას, რომელიც მინერალების დეჰიდრატაციის და დეკარბონატიზაციის დროს გამოიყოფა. ასე რომ, ჰიდროსტატიკური წნევის სიდიდის გამოთვლების დროს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ყველა ზემოაღნიშნული პროცესის მნიშვნელობა. ეს კი საკითხს შესამწხვევად ართულებს.

საერთოდ კი საჭიროა ვიცოდეთ, რომ გარკვეულ ტემპერატურაზე ჰიდროსტატიკური წნევის გაზრდა მინერალში აპირობებს მოლეკულური მოცულობის შემცირებას, ელემენტარული უჯრედის მკიდრო წყობას და კუთრი წონის გაზრდას. ამიტომაცაა, რომ დიდი წნევის პირობებში წარმოშობილ ქანებს ერთგვაროვანი, მასიური ტექსტურა ახასიათებთ.

ცალმხრივი წნევა. არანაკლები მნიშვნელობა აქვს ცალმხრივი წნევას — სტრესს, რომელიც მათა წარმოშობა — ტექტონიკური პროცესების დროს ვითარ-

დება და ქანებზე ერთი მიმართულებით მოქმედებს. ასეთი წნევის დროს უფრო მეტად ადგილი აქვს ქანების დაწვრილნობებს და ასევე მსვრევებს, მინერალთა ორიენტირებულად განლაგებას, ფიქლებრივი ტექსტურების წარმოშობას და სხვ. ცალმხრივი წნევა სიღრმის მიმართულებით თანდათან სუსტდება და როგორც ვარაუდობენ 10 კმ სიღრმეზე საერთოდ აღარ ვლინდება.

მეტამორფიზმის პროცესში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს მაგმიდან გამოყოფილი ხსნარები და გაზები, რომლებიც ნაპარაკებში და მარცვალთა შორის არეებში მოძრაობს, ხსნარები მოქმედებენ როგორც კატალიზატორები ან გამხსნელები, ხელს უწყობენ კიმიურ რეაქციებს — ნივთიერების გადაჯგუფებას. ამ შემთხვევაში ყველაზე აქტიურია წყალი. თუმცა ქანების გარდაქმნაში დიდ როლს ასრულებს აგრეთვე ნახშირორქანები, ბორის, მარილის, ფტორწყალბადის მკაეები და მაგმური კერის სხვა ემანაციები. ყველა ზემოხსენებული ფაქტორის ერთობლივი ან ცალ-ცალკე მოქმედება ქანებში საკმაოდ დრმა ცვლილებებს იწვევს.

ამასთან საჭიროა აღინიშნოს, რომ ხსნარებისა და გაზების როლი მეტამორფიზმში არ არის ერთნაირად გაგებული. ზოგჯერ მკვლევარი დიდ მნიშვნელობას აქროლად კომპონენტებს მიაწერეს (ნ. სუდოვიკოვი), სხვები კი (დ. კორჟინსკი, ვ. სოპოლევი) — ხსნარებს. მაგალითად, დ. კორჟინსკის მიაჩნია, რომ მეტამორფიზმში უმთავრესი მნიშვნელობა სიღრმიდან მომდინარე თერმიულ ხსნარებს აქვთ, რომელთაც იგი „გამქოლ მაგმურს“ უწოდებს და მიაჩნია, რომ ამგვარი ხსნარი გამდიდრებულია მინერალიზატორებით, რომლებიც ამავე დროს კიმიური ელემენტების და სითბოს გადამტანია, აქტიურად მონაწილეობენ მინერალთა და ქანთა გარდაქმნაში, ხოლო ისეთი ქანები, რომლებშიც წყალი არ არის და რომელთაც „მშრალ სისტემებს“ უწოდებენ, თუნდაც რომ წნევა და ტემპერატურული პირობები მაღალი იყოს, აქტიურ მეტამორფიზმს არ განიცდიან.

მეტამორფიზმის სახეები

იმის მიხედვით, თუ ზემოჩამოთვლილი ფაქტორებიდან რომელი ასრულებს ქანის გარდაქმნაში მთავარ როლს, გამოიყოფა მეტამორფიზმის შემდეგი სახეები: კატაკლაზური ანუ დინამომეტამორფიზმი (დისლოკაციური მეტამორფიზმი), კონტაქტური (თერმული) მეტამორფიზმი, ავტომეტამორფიზმი, რეგიონული მეტამორფიზმი, ულტრამეტამორფიზმი და მეტასომატური მეტამორფიზმი (მეტასომატოზი).

კატაკლაზური¹ მეტამორფიზმი. ამ სახის მეტამორფიზმს ადგილი აქვს მიწის ქერქის ზედა ფენებში დაბალი ტემპერატურის პირობებში, მაგრამ მეტად ძლიერი ცალმხრივი წნევის (სტრესის) ზემოქმედებით. ცალმხრივი წნევა იწვევს ქანებისა და მათი შემადგენელი მინერალების მექანიკურ დეფორმაციას — დანაპარაკიანებას, ცალკეული ნაწილების ერთიმეორის მიმართ გადაადგილებას. ფიცხი მინერალები ადვილად იმსხვრევა და წვრილმარცვლოვან აგრეგატებში გადადის, ხოლო პლასტიკური მინერალები (ქარსები, ქლორიტები და სხვ.) იკუმუქნება და ნაოკდება.

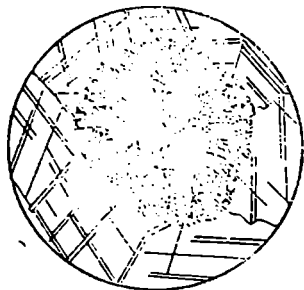
მიწის ქერქის შედარებით დრმა ფენებში, სადაც წნევასთან ერთად ტემპერატურაც უფრო მაღალია, დესტრუქციული² დეფორმაცია ადგილს უთმობს პლასტიკურ დეფორმაციას. ამ შემთხვევაში იცვლება ქანის არა მარტო სტრუქტურა

¹ კატაკლაზო, ბერძ., — დამსხვრევა, დამლა.

² დესტრუქციონ, ფრანგ. — დანგრევის, დარღვევის ნიშნავს.

მაგმური სტადიაშივე აქვს ადგილი ადრე გამოყოფილი კრისტალების და მაგმის ნარჩენი მდნარის ურთიერთქმედებას (რეაქციას), რასაც კრისტალების შემოღობვამდე და მათ გარშემო თავისებური არშიების — ე. წ. კელიფიტური არშიების წარმოშობამდე მივყავართ (ნახ. 240). ამგვარი მოვლენის კარგ მაგალითად გამოდგება ოლიგენის კრისტალების გარშემო განვითარებული პიროქსენის არშიები და სხვ.

ავტომეტამორფიზმის პნევმატოლითური სტადია მალალტემპერატურულ პირობებს მოითხოვს. მაგმიდან გამოყოფილი აქროლადი კომპონენტების



ნახ. 240. კელიფიტური არშია ოლიგენის გარშემო. ოლიგენის შემოკრულ აქვს ჰიპერსტენი, ამ უკანასკნელს ი აქტივოლო და მწვანე შიინელი (მა-ღ); დანარჩენი მასა ლაბრადორია.

მიგრაცია უკვე გამაგრებულ ქანებში იწვევს მნიშვნელოვან გარდაქმნებს, კერძოდ. გრეიზენიზაციას, ალბიტიზაციას, ამფიბოლიზაციას და სხვ. გრეიზენიზაცია აქროლადი კომპონენტების (ფტორის, ქლორის, ბორის, ბერილიუმის, ლითიუმის, კალის, ვოლფრამისა და სხვა ელემენტების) შემოტანის პროცესს გამოხატავს.

ალბიტიზაცია ნატრიუმის ჰიდროთერმული და პნევმატოლითური გზით შემოტანას გულისხმობს, ხოლო ამფიბოლიზაცია სხვადასხვა მინერალებს, მაგრამ პირველ რიგში პიროქსენის ამფიბოლით შეცვლას გულისხმობს. ეს პროცესი ტიპურია ფუძე შედგენილობის პეტროგენული ქანებისათვის, რომელთა შეცვლა

რევიონალურ ან კიდევ ხშირად კონტაქტური მეტამორფიზმის დროს ხდება.

ავტომეტამორფიზმის ჰიდროთერმული სტადია შედარებით დაბალტემპერატურულ პირობებში მიმდინარეობს წყლის უშუალო მოქმედებით. ამ სტადიას უკავშირდება კარგად ცნობილი პროცესები: სერპენტინიზაცია, ეპიდოტიზაცია, ქლორიტიზაცია, ცეოლითიზაცია და სხვ. სერპენტინიზაცია მაგნიუმიანი მინერალების (ოლიგენისა და პიროქსენების) გასერპენტინების პროცესია. ეპიდოტიზაცია კი ფუძე პლაგიოკლასის გაალბიტების — დეანოროტიზაციის პროცესს უკავშირდება, რის დროსაც განთავისუფლებული CaO და Al_2O_3 ეპიდოტის წარმოქმნაზე იხარჯება. ქლორიტიზაცია ფერადი მინერალების ქლორიტით შეცვლას გულისხმობს, ხოლო ცეოლითიზაცია — ალუმოსილიკატების ჩანაცვლებას ამა თუ იმ ცეოლითით.

მეტამორფიზმის ყველა ზემოხსენებული სახეობა მიწის ქერქის ამა თუ იმ უბანში არცთუ ისე დიდი ტერიტორიის ფარგლებში ვლინდება, ამიტომ მათ რეგიონულის საწინააღმდეგოდ ლოკალური მეტამორფიზმის სახელწოდებითაც აღინიშნავენ.

რეგიონული მეტამორფიზმი ყველა ზემოხსენებულ ტიპს აერთიანებს, მაგრამ მისი ძირითადი განმასხვავებელი ნიშანი მაინც ის არის, რომ იგი უზარმაზარ ტერიტორიას მოიცავს და ამასთან ქანის გარდაქმნაც მეტად შორს არის წასული. ამგვარი მეტამორფიზმის მიზეზს წარმოადგენს: ა) გეოსინკლინურ მხარეებში დაგროვილი ნალექების დიდ სიღრმეზე დაძირვა და დანაოქება, ბ) დანაოქებას პროცესთან დაკავშირებული მაგმური მასების შემოჭრა და პოსტმაგმუ-

რი ხსნარების მოქმედება (მეტასომატური მეტამორფიზმი). დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე რადიოგენულ სითბოს, რომელიც დანალექ ქანებში რადიოქტიური ნივთიერების კონცენტრაციას უკავშირდება.

შედარებით ახალი მონაცემებით (გ. ვინკლერი, 115) რეგიონული მეტამორფიზმის ქვედა ზღვარი ტემპერატურის 250—400° C ფარგლებშია. თუმცა მაღალი წნევის პირობებში შეიძლება იგი 300°-მდე ჩამოვიდეს (ა. მისაიროს მეტამორფიზმის ქვედა საზღვარი 150° C ჩამოყავს). რაც შეეხება მეტამორფიზმის ზედა ტემპერატურულ ზღვარს, იგი დამოკიდებულია ქანის რაგარობაზე და წნევაზე. მაგალითად, კვარც-ფელდშპატებთან ქანებში მეტამორფიზმის ზედა საზღვრად 800° C მიჩნეული, ხოლო იმ შემთხვევაში, როცა პარაგენეტური მინერალების ასოციაცია მაღალტემპერატურულია, ცხადია, ტემპერატურულ ზღვარი მაღლა გადაიწეოს ამ შემთხვევაში ყველაზე მაღალ ციფრს 1200° C ასახელებენ (ვ. სობოლევი).

ცხადია, რომ ტემპერატურისა და წნევის მანძილების შემთხვევაში, რეგიონულ მეტამორფიზმს პროგრესული ხასიათი უნდა ჰქონდეს. მაგრამ ისიც შეიძლება მოხდეს, რომ ღრმად მეტამორფული ქანები (იმავე დანაოქების პროცესების შედეგად) მოხვდეს მიწის ქერქის ზედა პერიზონტებში დაბალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში. ასეთ შემთხვევაში სიღრმეში ჩამოყალიბებულმა მეტამორფულმა ქანებმა ამა თუ იმ მიზეზით, თუნდაც პირობითური სხნარების ზეგავლენით, შეიძლება ხელახალი მეტამორფიზმი განიცადოს. მაგრამ ეს იქნება დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმი, რომელიც მეტამორფული მინერალების სულ ახალ ასოციაციას წარმოქმნის და თანაც აღრიზნული ასოციაციისაგან დიდად განსხვავებულს. ასეთ ზედნადებ მეტამორფიზმს რეტროგრადულს ან კიდევ დიაფტორეზს უწოდებენ. ამგვარ მოვლენებს მეტად ფართო გავრცელება აქვთ ძველი ხნოვანების მეტამორფულ წყებებში.

ულტრამეტამორფიზმი. გეოსინკლინური მხარების კიდევ უფრო ღრმად დაძირვას ადრე წარმოქმნილი ქანების მეტად ძლიერი გარდაქმნა მოსდევს. ამასთან გარდაქმნის პროცესი ზოგჯერ იმდენად შორს მიდის, რომ პირველადი მასალის (გეოსინკლინურ ნალექების) ნაწილობრივ შერჩევით (სელექციურ) გადასაღობასაც კი აქვს ადგილი. ფაქტორები, რომლებიც ამგვარ მეტამორფიზმს იწვევს, მრავალია, მაგრამ მათ შორის უმთავრესი მანაც წნევის, ტემპერატურისა და მაგმური ემანაციების მოქმედებაა. წნევა და ტემპერატურა ქანების გადაკრისტალბას და გაღობას იწვევს. მაგმური ემანაციები კი — მეტასომატურ პროცესს.

ულტრამეტამორფული გარდაქმნები უმთავრესად ძველი ხნოვანების (კამბრიულის წინა ფორმაციის) ქანებისათვის არის დამახასიათებელი. სწორედ ამ ძველი ქანების შესწავლამ მისცა მკვლევრებს საშუალება გამოეყობთ ულტრამეტამორფული გარდაქმნის შემდეგი თავისებური პროცესები: მიგმატიზაცია, ანატექსისი, პალინგენეზისი. გაგრანიტიზაცია (გრანიტიზაცია) და სხვ.

მიგმატიზაცია¹ უმთავრესად გრანიტული მაგმისა და მისი ემანაციების ინექციას (შეჭრას) გამოხატავს ჯერ კიდევ მკვრივ შრეებრივ თუ ფიქლებრივ ქანებში. ეს პროცესი, ე. ი. მყარ, აუშლელ ქანებში, მაგმის ინექცია შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის სიბრტყეების გასწვრივ, წარმოქმნის თავისებურ და, მასთან, რთული აგებულების ქანებს. რომლებსაც მიგმატიტებს უწოდებენ.

¹ მიგმოს, ბერძ. — ნარევი.

ანატექსისი¹ ღრმად დაძირული ქანების სელექციური (შერჩევით) ან მთლიანად გაღარობას და მათგან მაგმის წარმოქმნას ნიშნავს. ზოგიერთის აზრით, ულტრამეტამორფიზმის ეს რთული პროცესი სიღრმეიდან მომდინარე ნივთიერებათა (H_2O , HF, P_2O_5 და Li_2O) ზემოქმედებით მიმდინარეობს. ამასთან ნაგარაუდევია ისიც, რომ ქანების გაღარობა უკვე 21 კმ სიღრმესა და (ნორმული გრადიენტის პირობებში) დაახლოებით $600 - 700^\circ C$ ტემპერატურაზე უნდა იწყებოდეს (თუ ეს მდინარი თავისი შედეგნილობით გრანიტული ან გრანოლიტური რიგისია). მაგრამ აღვიღად გადაადგილების უნარი ისეთ მდინარს აქვს, რომლის ტემპერატურა $960^\circ C$ და უფრო მეტია. ამგვარი პროცესის შედეგად წარმოშობილ ქანებს ანატექტიტები ეწოდება. მათი ერთ-ერთი ნიშანდობლივი თვისება ის არის, რომ უძველესი შეიცავენ გაღარობას გადარჩენილ „პირველადი“ ქანების ნაშთებს „შლერების“ სახით.

პალინგენეზი² ანატექსისის მსგავსი რთული ულტრამეტამორფული პროცესია, მაგრამ ამ შემთხვევაში ადგილი აქვს ღრმად დაძირული ქანების (გრანიტების, გნეისების, ფიქლების და სხვ.) მთლიან გაღარობას და ამ გზით მაგმის წარმოქმნას. აღსანიშნავია აგრეთვე ისიც, რომ პალინგენეზის დროს რაიმე უცხო (დამატებით) ნივთიერების შემოტანა არ ხდება და ამიტომ მდინარი (მაგმა) თავისი ქიმიური შედეგნილობით არ განსხვავდება გაღარობის სტადიაში მყოფი ან ვაულობელი ქანების კომპლექსის შედეგნილობისაგან.

გეოსინკლინური ქანების (გრანულებების, თიხაფიქლების) პალინგენეტური გარდაქმნით წარმოიქმნება პლაგიოკლასიანი გრანიტები, კვარცისანი დიორიტები და სხვ., ხოლო კვარციან-ფელდშპატისი გნეისები ნორმულ გრანიტებს იძლევა.

გაგრანიტების ანუ გრანიტიზაციის პროცესის ძირითადი ხასიათი იდრე იყო განმარტებული გრანიტ დიორიტის ვჯუფის ქანების დახასიათებისას. ამიტომ აქ პროცესის მხოლოდ ზოგიერთი თავისებურება იქნება გაშუქებული. დღეს გრანიტიზაციას განიხილავენ როგორც ულტრამეტამორფული გარდაქმნის ერთ-ერთ რთულ პროცესს, რომელსაც სხვადასხვა ქანების (როგორც მაგმური, ისე დანალექი და მეტამორფული, განსაკუთრებით ფიქლებრივი ქანების) სრულ გაგრანიტებად მიეყარათ. მაგრამ, პალინგენეზისისაგან განსხვავებით, გაგრანიტება ქანების გაღარობის ან კიდევ, სხვანაირად რომ ვთქვათ, მაგმური სტადიის გავლის გარეშე მიმდინარეობს და თანაც იმგვარად, რომ სიღრმეიდან მომდინარე მაგმური ხსნარების მოქმედებით ხდება პირველადი მინერალების თანდათან ჩანაცვლება და მარცვალთა შორის არებების გრანიტული მასლით შევსება. კერძოდ, კრისტალურ ქანებში ეს პროცესი პლაგიოკლასებში ანტიპერტიტებისა და მარცვალთა შორის არებებში მიკროკლინის გაჩენით იწყება. პარალელურად მიმდინარეობს შეფერილი მინერალების ჩანაცვლება ბიოტიტით, კვარციტით და მიკროკლინით. ამასთან ქიმიურად გაგრანიტება ხასიათდება ტურტების (უმთავრესად კალიუმის) და კაემიწის მოტანით, ხოლო ქანიდან კალციუმის, მაგნიუმის და რკინის გატანით. ნივთიერების ეს თავისებური მიგრაცია მკვეფერებს საფუძველს აძლევს, რომ გაგრანიტება ძირითადად მეტასომატურ პროცესად მიიჩნინონ. ღრმად წასული გრანიტიზაციის პროცესი საბოლოოდ მიკროკლინით გამდიდრებულ გრანიტებს იძლევა.

მეტასომატური მეტამორფიზმი ანუ მეტასომატოზი³, როგორც აღვნიშნეთ. მეტამორფიზმის თითქმის ყველა ზემოგანხილულ სახეობაში მოწაწილეობს. მაგრამ ამ პროცესის როლი განსაკუთრებით დიდია ავტომეტამორ-

¹ ანატექსისი, ბერძ. — მალა ხარისხში გაღარობა.

² პალინგენეზი, ბერძ. — უეუწარმოქმნა.

³ მეტასომატოზი, ბერძ. ნიშნავს: მეტა — შორის, სომატოს — სხეული.

ფიზმსა და კონტაქტმეტამორფიზმში, კერძოდ, გრეიზენების, სკარნებისა და სხვა ქანების წარმოქმნაში.

მეტასომატური მეტამორფიზმის არსი ძირითადად იმაში მდგომარეობს, რომ ესა თუ ის ქანი ან მინერალი ჩაინაცვლება სხვა რომელიმე, კიმიურად განსხვავებული მინერალით და თანაც იმგვარად, რომ ქანი მუდმივად ინარჩუნებს მყარ მდგომარეობას, იცვლება ქანს კიმიური შედგენილობა, ხოლო მისი მოცულობა უცვლელი რჩება. ფაქტორები, რომლებიც ამ პროცესს განაპირობებენ, უმთავრესად მაგმური ხსნარები და ვაზებია. უკანასკნელთა მიგრაცია ძირითადად ქანის პორების (ფილტრაციული მიგრაცია) საშუალებით ხდება. ამასთან ხსნარების ცირკულაცია განსაკუთრებით აქტიური ხდება ტექტონიკურად აშლილ უბნებში, მეტასომატურ შეცვლას შეიძლება ადვილი ჰქონდეს აგრეთვე ნივთიერებათა დიფუზიური გზით გადატანის შემთხვევაში, თუმცა ეს პროცესი საკმაოდ ნელა მიმდინარეობს.

არსებობს მეტასომატური პროცესების რამდენიმე კლასიფიკაცია. ერთ-ერთი და მასთან მარტივი კლასიფიკაცია ეკუთვნის პ. ე. კოლას, რომელსაც შეცვლილ ქანში მოტანილი ნივთიერების კიმიური შედგენილობის ხასიათის მიხედვით მეტასომატური პროცესების ხუთი ტიპი აქვს გამოყოფილი: 1. ტუტე მეტასომტიზმი, 2. კალციუმიანი მეტასომტიზმი, 3. რკინა-მაგნეზიური სილიკატური მეტასომტიზმი, 4. მეტასომტიზმი Si, Sn, B, Li, F, S-ის მოტანით, 5. მეტასომტიზმი ნახშირორქანის მოტანით.

და კორეინსკი, რომელსაც დიდი დამსახურება მიუძღვის ამ პროცესების შესწავლაში, მეტასომატურ ზონალობასაც აღნიშნავს. ამ უკანასკნელის არსი კი იმაში მდგომარეობს, რომ მეტასომატური წარმონაქმნები გარკვეულ ზონალობას ამჟღავნებენ, რაც იმით არის გაპირობებული, რომ ცალკეულ ზონებს რაოდენობრივად განსხვავებული მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ, ამასთან, რაც უფრო ინტენსიურია მეტასომატური პროცესი, მით უფრო მეტად იცვლება ქანი და შესატყვისად მცირდება მასში შემავალ მინერალთა რაოდენობა. პროცესის ინტენსიურობის შემთხვევაში ქანი შეიძლება მონომინერალურაც კი გახდეს. ცხადია ნაკლებად შეცვლილ ქანში მინერალების რიცხვი რამდენადმე მეტი უნდა იყოს და ა. შ. მეტასომატური მეტამორფიზმით ქანების მეტად საინტერესო ასოციაცია (მეტასომატიტები) წარმოიქმნება, რომელთა შორის ხშირია სკარნები, გრეიზენები, პროპილიტები და სხვ.

მეტამორფული ქანების წოლის ფორმები

მეტამორფული ქანები ხშირად ინარჩუნებენ იმ ქანების წოლის ფორმას, საიდანაც ისინი წარმოიქმნენ. მართალია, ზოგჯერ დიდი წნევა და ტექტონიკური გადაადგილებანი ცვლის მათი წოლის ფორმასაც, თუმცა ისე არა, რომ მთლიანად წაიშალოს პირველადი ქანის წოლის ელემენტები. ასეთ შემთხვევაში დეფორმირებული ქანები შეიძლება განლაგებული იყოს ზოლებად ან ზონებად ისე, რომ მაიმი მამართება ტექტონიკური აშლილობის თანხვედნილი იქნეს.

რამდენადმე თავისებური წოლის ფორმა ახასიათებს კონტაქტურ-მეტამორფულ ქანებს, რომლებიც გარს ერტყმიან იმ ინტრუზივებს, რომელთა ზეგავლენითაც არიან გარდაქმნილი. ასეთ შემთხვევაში ინტრუზივების გარშემო შეცვლილი ქანების სხვადასხვა სიმძლავრის სარტყელები ან ზონებია წარმოქმნილი და მასთან მით უფრო მძლავრი, რაც უფრო დიდია ინტრუზივი.

მეტამორფული ქანების ნივთიერი შედგენილობა

მარიალია, ამა თუ იმ მეტამორფული ქანის წარმოქმნისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს თერმოდინამიკურ პირობებს, მაგრამ ნივთიერი შედგენილობის თვალსაზრისით მნიშვნელოვანი მაინც ის არის. თუ რა გარდაიქმნა, ე. ი. როგორი იყდა საწყისი ქანი, სანამ იგი მეტამორფიზმს განიცდიდა. როგორც აღენიშნეთ, ცნობილია საწყისი ქანების ორი მთავარი ჯგუფი: მაგმური და დანალექი. იმის გასარჩევად, თუ ხსენებული ქანების რომელი ჯგუფიდან არის წარმოქმნილი მეტამორფული ქანი, ადრევე შემოღებულ იქნა სიტყვა ორთო (ორთოფიქალი, ორთოგენისი)¹ და პარა (პარაფიქალი, პარაგენისი)². ორთო ნიშნავს იმას, რომ მეტამორფული ქანი მაგმური ქანის გარდაქმნით არის წარმოქმნილი და თავისი ქიმიზმით მაგმურ ქანს შეესატყვისება, ხოლო პარა დანალექი ქანის გარდაქმნას აღნიშნავს და მეტამორფული ქანის ქიმიური შედგენილობა საწყისი დანალექი ქანის შესატყვისის იქნება. ისე როგორც მაგმური, დანალექი ქანებიც სხვადასხვა ტიპებით არის წარმოდგენილი. ცხადია, რომ მათგან წარმოქმნილ მეტამორფულ ქანებსაც განსხვავებული ქიმიური შედგენილობა ექნება (იხ. ცხრილი 28)

ამჟამად აკვარ დანაწილებას საკმარისად აღარ მიიჩნევენ და ამიტომ ემყარებიან რა ქიმიური შედგენილობით მსგავსებას, ფართოდ გავრცელებულ მაგმურ და დანალექი ქანებს ცალკე ჯგუფებად აერთიანებენ. ნაგულისხმევია, რომ თითოეული ასეთი ჯგუფი მეტამორფიზმის სხვადასხვა პირობებში გარკვეული შედგენილობის მეტამორფულ ქანებს შეიცავს. ამ თვალსაზრისით უფრო მოხერხებულად მიიჩნიათ ნ. დობრეცოვის მიერ გამოკუთხებული სქემა, რომლის მიხედვით საწყისი ქანების შემდეგი ოთხი ჯგუფია გამოყოფილი:

1. თიხიანი და კვარცხელშპატებიანი ქანები ანუ მეტაპელიტები³.
2. ფუქე და საშუალო სიმჟავიანობის ქანები, ტუფოგენური ქანები, გრაუვაკები, მერგელები ანუ მეტაბაზიტები.
3. კარბონატული ქანები.
4. იშვიათი ქანები: მაგნეზიალური (ულტრაფუქე), ტუტე, რკინიანი, მარგანციანი.

ამა თუ იმ მეტამორფული ქანის ქიმიური ანალიზები, თუკი სურათი ზედნადები მკორადი პროცესებით არ არის გართულებული, საშუალებას იძლევიან წარმოდგენა ვიქონიოთ საწყისი ქანების შედგენილობაზე. ასე მაგალითად, CaO -ს მაღალი შემცველობა მიგვიჩიოთებს საწყისი ქანის კარბონატულობაზე და ა. შ.

რაც შეეხება საერთოდ მეტამორფული ქანების ქიმიურ შედგენილობას, ისე როგორც მაგმური და დანალექი ქანებისათვის არის მიღებული, აქაც მთავარი უანგეულებია: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O და H_2O . შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდებიან: TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , BaO , P_2O_5 , CO_2 და ClO_2 , ეს კი ასეა, მაგრამ რაოდენობრივად აღნიშნული უანგეულები შეიძლება დიდად განსხვავებული იყვნენ მაგმური და დანალექი ქანებისაგან.

¹ ორთო ბერძ. პირდაპირი, სწორია რთულ სიტყვებში იხმარება როგორც თავსართი. ამ შემთხვევაში გულისხმობს მაგმური წარმოშობის ქანების მეტამორფიზმს.

² პარა ბერძ. მასთან, იმასთან. რთული სახელწოდებების თავსართია. ამ შემთხვევაში გულისხმობს წარმოშობის დანალექი ქანების მეტამორფიზმის შედეგად.

³ მეტა ბერძ. შემდეგს — მომდევნოს ნიშნავს. ქანების სახელწოდების თავსართია და გამოხატავს, რომ განიცადა მეტამორფული გარდაქმნა. მაგალითად, მეტა ვაბრო, ე. ი. მეტამორფიზებული ვაბრო ან მეტადამაზი. მეტაპელიტი, ე. ი. პელიტური ქანი, რომელმაც მეტამორფიზმი განიცადა.

საილუსტრაციოდ აქვე მოგვყავს ზოგი მეტამორფული ქანის საშუალო ქიმიური შედგენილობა (ცხ. 28).

სხვა მიდგომით დააჯგუფა მეტამორფული ქანები ა. მარაკუშევმა. მან, ფართოდ გავრცელებულ მეტამორფული ქანების მთავარი ტიპების საშუალო ქიმიური შედგენილობის გათვალისწინებით, მეტამორფული ქანები საერთოდ ორ მთავარ რიგში მოაქცია: A — ტუტემწიანი (იგივე კირტუტიანი) და B — ტუტე და კაემიწით ლარბი. კაემიწიანობის გათვალისწინებით A-რიგში შემდეგი ჯგუფებია გაერთიანებული: II-A — ამფიბოლიტები, III-A — ფუქე გნეისები, IV-A — კვარციანი გნეისები, ხოლო B-რიგში: I-B — ქლორიტიანი და რიბეკიტიანი ფიქლები, II-B — გლავუკოფანიანი ქანები, III-B — ტუტე ჟადეიტიტები და IV-B — ტუტე გნეისები და ისევე A რიგში — V-A — ბიოტიტ-კვარციტ-გნეისები და სხვ. (ნახ. 241).

ცხრილი 28

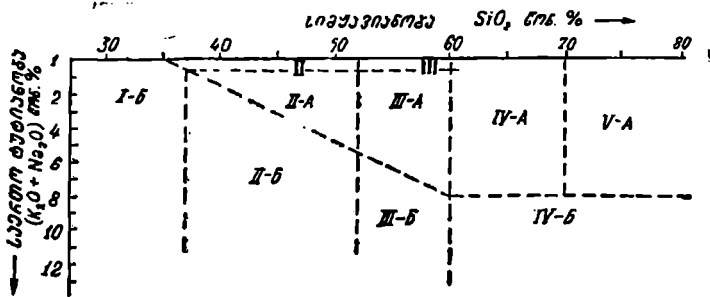
ზოგი მეტამორფული ქანის ქიმიური შედგენილობა (%-ობით)

კომპონენტები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ . . .	69,4	60,6	64,3	70,7	70,1	64,4	50,3	71,8	69,4	49,0
TiO ₂ . . .	0,8	1,1	1,0	0,5	0,3	0,6	1,6	0,6	0,6	—
Al ₂ O ₃ . . .	18,5	20,7	17,5	14,5	15,8	16,3	15,7	13,5	13,5	14,5
Fe ₂ O ₃ . . .	4,1	3,0	2,1	1,6	0,8	1,9	3,6	1,0	1,0	3,3
FeO . . .	6,7	4,8	4,6	2,0	1,5	4,4	7,8	4,6	3,6	9,1
MnO . . .	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,2	3,3	0,1	—
MgO . . .	2,7	2,9	2,7	1,2	0,7	2,2	7,0	1,9	1,4	8,9
CaO . . .	1,1	1,2	1,9	2,2	3,0	5,7	9,5	1,5	2,4	11,5
Na ₂ O . . .	1,3	2,0	1,9	2,2	4,2	3,5	2,9	2,3	3,2	2,5
K ₂ O . . .	4,1	4,0	3,7	3,8	2,4	0,6	1,1	2,4	3,7	0,7
P ₂ O ₅ . . .	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	კვალი	0,1	კვალი
დანარჩენი	—	—	—	—	0,4	0,5	—	—	—	—

ჯ ა მ ი | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 99,6 | 100,6 | 100,0 | 100,4 | 99,0 | 100,0

1. ასილური ფიქლი (33 ანალიზის საშუალო), 2. ფილიტი (50 ანალიზის საშუალო), 3. ჭარსიანი კრისტალური ფიქლები (103 ანალიზის საშუალო), 4. კვარციანი-ფელსპატიანი კრისტალური ფიქალი-გნეისი (250 ანალიზის საშუალო), 5. ეპიდოტიანი ამფიბოლიტ-გნეისი, 6. გნეისის საშუალო შედგენილობა, 7. ამფიბოლიტი (200 ანალიზის საშუალო), 8. გრანულიტი (10 ანალიზის საშუალო), 9. მეტამორფული გრანიტი (10 ანალიზის საშუალო). 10. ეკლოგიტი (34 ანალიზის საშუალო).

ამასთან A-რიგის ქანების B-რიგში გადასვლა ტუტე მინერალების — გლავუკოფანის, რიბეკიტის ან ეკირინის და სხვათა მიხედვით დგინდება. გარდა ამისა, SiO₂ რაოდენობით გარდამავალი ინტერვალი მსხვილად დაშტრიხული ნიშნების II და III შრის ფარგლებში იმყოფება.



ნახ. 241. მეტამორფული ქანების სისტემატიკა ა. მარაკუშევის მიხედვით.

მინერალური შედგენილობა

მეტამორფულ ქანებში შემაველი ზოგი მინერალი მაგმურ ქანებშიც გვხვდება. ასეთი „საერთო“ მინერალებია: კვარცი, ფელსპატები, ქარები, პიროქსენები და ამფიბოლები. მაგრამ ამათ გვერდით არსებობს ისეთი მინერალები (ტროპორფული), რომლებიც მხოლოდ მეტამორფულ ქანებში ან მხოლოდ მაგმურ ქანებში გვხვდება. მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელი უმთავრესი მინერალებია ანდალუზიტი, სილიმანიტი, დისტენი, სტაჯროლიტი, კორდიერიტი, ქლორიტიოიდები და სხვ. (ცხრილი 29).

29-ე ცხრილში ნაჩვენებია ზოგიერთი უმთავრესი მინერალი, რომლებიც მხოლოდ მეტამორფულ ქანებში გვხვდებიან. გვერდით სვეტში კი ის მინერალებია ნაჩვენები, რომლებიც მხოლოდ მაგმურ ქანებს ახასიათებთ.

ცხრილი 29

მეტამორფული და მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელი ზოგი უმთავრესი მინერალი

მხოლოდ მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელი უმთავრესი მინერალები	მხოლოდ მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელი მინერალები
ანდალუზიტი $Al_2[SiO_4]O$	ტროლიტი SiO_2
დისტენი (კვარცი) $Al_2[SiO_4]O$	ლუციტი $K[AlSi_3O_8]$
სილიმანიტი $Al[AlSiO_5]$	ანორთოქლაზი (Na, K)[$AlSi_3O_8$]
სტაჯროლიტი $Al_3Fe(OH)_2[SiO_4]_2O_2$	ნეფელინი $Na[AlSiO_4]$
კორდიერიტი $Al_2(Mg, Fe'')[Si_5AlO_{13}]$	სოდალიტი $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$
ლავსობიტი $CaAl_2(OH)_2[Si_2O_7] \cdot 11_2O$	ნოზუანი $Na_8[AlSiO_4]_6SO_4$
მერვენიტი $Ca_3Mg(SiO_4)_2$	კაიზინი $Na_6Ca_{12}[AlSiO_4]_6SO_4$
სპურერიტი $Ca_5[CO_3(·SiO_4)_2]$	ბაზალტური რქატუჟარა —
გრანატი (ალმანდინი) $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	$(Ca_2Na_2(Mg, Fe'')_4(Al, Fe''))_2(Si, Al)_4O_{11}[Si(OH)_2]$ (მიხსლოვნი)
ელასტონიტი $Ca_3[Si_2O_7]$	
ომფაკიტი $(CaNa)(Mg, Fe'', Fe'''Al)[Si_2O_6]$	
ფადურტი $Na_3Al[Si_2O_6]$	
აქტინოლიტი $Ca_2(Mg, Fe'')[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	
ანტოფოლიტი $(Mg, Fe)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$	
გლაუკოფანი $Na_2Mg_3Al_2[Si_6O_{22}](OH)_2$	
ტრემოლიტი $Ca_2Mg_3[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$	
ქლორიტიოიდი $(Mg, Fe)_3Al_4[Si_2O_{10}](OH)_4$	

მეტამორფული ქანების შედგენილობაში დიდ როლს ასრულებენ აგრეთვე ისეთი მინერალები, რომლებიც მაგმურ ქანებში მეორად მინერალებად ითვლებიან. ასეთებს მიეკუთვნება ქლორიტები, კარბონატები, ეპიდოტი, სერპენტინი და სხვ.

მეტამორფული ქანების სტრუქტურა და ტექსტურა

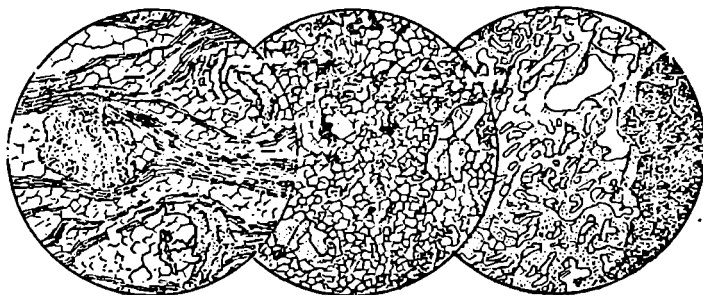
მეტამორფულ ქანთა სტრუქტურა ყალიბდება მათში შემაველი მინერალური მარცვლების მყარ მდგომარეობაში ზრდისა და გადაკრისტალების შედეგად. ამავე დროს მეტამორფიზმის პროცესში წარმოქმნილი თითქმის ყველა მინერალი დაახლოებით ერთდროულად იწყებს კრისტალიზაციას და მათ უმრავლესობას დაკრისტალების ხარისხი თითქმის ერთნაირი აქვს. სხვა გზით მიმდინარეობს მაგმური ქანების სტრუქტურის ჩამოყალიბება. ამ შემთხვევაში მდნარიდან მინერალთა გამოკრისტალება თანმიმდევრულად წარმოებს და მასთან იმგვარად, რომ კრისტალიზაციის საწყის სტადიაში გამოყოფილ მინერალებს უფრო მეტი იდიომორფულობა ახასიათებთ, ვიდრე დაგვიანებით გამოყოფილთ. როგორც ვხედავთ, განსხვავება

მნიშვნელოვანია. ამ განსხვავებას მეტამორფული ქანებისათვის ბლასტეზით გამოხატავენ. ამის მიხედვით კრისტალური აგებულების მეტამორფული ქანების სტრუქტურაზე ვიტყვი — კრისტალობლასტურს, ცუდად განვითარებულ კრისტალურ მარცვლებზე — ქსენობლასტურს, კარგად განვითარებულზე კი — იდიობლასტურს.

მეტამორფული ქანების სტრუქტურებში გამოყოფენ შემდეგ ოთხ ჯგუფს: კრისტალობლასტურს, კატაკლაზურს, რელიქტურს და მეტასომატურს.

კრისტალობლასტური აღნიშნავს სრულკრისტალურ სტრუქტურას, რომელიც წარმოიქმნება მინერალების მყარ მდგომარეობაში გადაკრისტალების შედეგად. ასეთი სტრუქტურისათვის დამახასიათებელია მინერალთა მკიდრო წყობა, არასწორი მოხაზულობა. ხშირად დაკბილული ან რამდენადმე მომრგვალებული, ლინზისებრი ფორმის მარცვლები.

თუ ყველა მინერალს დაახლოებით ერთნაირი ფორმა და სიდიდე აქვს, მაშინ ასეთ სტრუქტურას გრანობლასტური ეწოდება (ნახ. 242), ხოლო, როცა თანაბარმარცვლოვან მასაში რომელიმე მინერალის მსხვილი და მასთან რამდენადმე წესიერი გეომეტრიული ფორმის ჩანარები გამოიყოფა, პორფირობლასტური სტრუქტურა გვექნება (ნახ. 242). იმ შემთხვევაში, როცა მინერალთა გადა-



ნახ. 242. მეტამორფული ქანების სტრუქტურა:

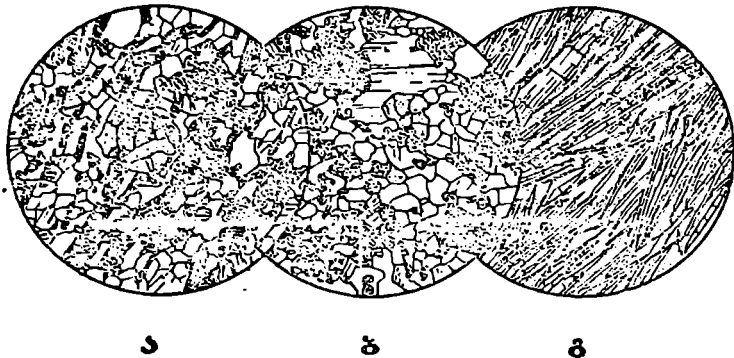
ა — პორფირობლასტური სტრუქტურა: ევარციისა და ქარსის მასაში მოჩანს გრანატის პორფირული ჩანარები; ბ — გრანობლასტური სტრუქტურა: ევარიან-ფელშპატთან მასაში აღმანდინის შედარებით მსხვილი გამოწყობილი მოჩანს; გ — პოიკილობლასტური სტრუქტურა: მარჯვნივ კიდემი ანდრადტი მოჩანს, მარცხნივ ეპიდოტის მსხვილი გამოწყობილი, რომელშიც ევარცი და კალციტა ჩაზრდილი.

კრისტალუბა ცალმხრივი წნევის გავლენით მიმდინარეობს, მაშინ მინერალთა განწყობა ორიენტირებულად ხდება. ამგვარად განწყობილი სექტისებრი კრისტალები ე. წ. ნემატობლასტურ სტრუქტურას წარმოქმნის (ნახ. 243), ბოქოვანი მინერალები კი — ფიბრობლასტურს. ზოგიერთი მეტამორფული ქანის შედგენილობაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ფურცლოვანი და ქუცლოვანი მინერალები. ამ უკანასკნელთა ორიენტირებულად განწყობის შექმნევაში ლეპიდობლასტური სტრუქტურა მიიღება (ნახ. 243), ხოლო, როცა ერთი რომელიმე მინერალი მეორეშია ჩაზრდილი, პოიკილობლასტური სტრუქტურა წარმო-

¹ ბლასტობერმ. ახალწანაზარდს ნიშნავს. ამ შემთხვევაში გადაკრისტალუბით შექმნილი ახალი სტრუქტურა ნაგულისხმევი.

იქმნება (ნახ. 242). ზოგჯერ მინერალების ერთიმეორესთან შეზრდა პეგმატიტურის მსგავს ე. წ. დიაბლასტურ სტრუქტურას წარმოქმნის.

კატაკლაზური სტრუქტურა. ცალმხრივი წნევის ზეგავლენით ადგილი აქვს ქანების მექანიკურ დეფორმაციას. ფიცი მინერალები შედარებით ადვილად იმსხვრევა, პლასტიკური კი ილუნება ან იკმუჭნება; ამავე დროს, ზოგიერთ მინერალში ჩნდება მიკრობზარები, გაწყვეტა-გადაადგილება და მოზაიკური ჩაქრობა. ყოველივე ამის შედეგად ყალიბდება თავისებური სტრუქტურა, რომელსაც კატაკლაზური ეწოდება.



ნახ. 243. მეტამორფული ქანების სტრუქტურა:

- ა — ლეპიდობლასტური სტრუქტურა; ბ — ფიცი, რაც ა. მხოლოდ მარჯობ კვეთში;
- გ — ნემატობლასტური სტრუქტურა.

უფრო შორს წასულ მეტამორფიზმს ქანების ინტენსიურ მსხვრევამდე და დაქუცმაცებამდე მიეყავარ. ასეთ პირობებში შეიძლება ადგილი ექნეს გადაკრისტალუბას და ახალი მინერალების წარმოქმნას. ამ გზით წარმოიქმნება კატაკლაზური სტრუქტურის მეორე სახე, რომელსაც მილონიტურს უწოდებენ.

ნარჩენი ანუ რელიქტური სტრუქტურა იმით ხასიათდება, რომ მეტამორფულ ქანში პირველადი ქანის ნაშთებია შემორჩენილი. თუკი ეს ნაშთები მაგმური ქანებისაა, მაშინ ამ უკანასკნელთა რაგვარობის შესატყვისად შეიძლება გვექონდეს ბლასტოგრანიტული, ბლასტოოფიტური, მარყუჟისებრი (სერპენტინისათვის დამახასიათებელი) და სხვა სტრუქტურები. იმ შემთხვევაში, როცა ნაშთები დანაღე ქანებს მიეკუთვნება, ვთქვათ ალევროლითებს ან პელიტოლითებს, მაშინ სტრუქტურებიც ამის შესატყვისად ბლასტოალევიტული; ბლასტოპელიტური იქნება და ა. შ.

თავისებურია მეტასომატური სტრუქტურა, რომელიც მეორადი სტრუქტურაა და აღინიშნული მინერალების ჩანაცვლებას გამოხატავს გვიან სტადიაზე წარმოქმნილი მინერალებით.

მეტამორფული ქანების ტექსტურა. მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელია ფიქლებრივი, მასიური, ზოლებრივი, ლაქებრივი და კვანძისებრი ტექსტურა; ფიქლებრივი ტექსტურა ანასიათებს კრისტალურ ფიქლებს და გნეისებს, მასიური — მარმარილოებს, კვარციტებს, ზოლებრივი დამახასიათებელია ინტეგრირებული ქანებისათვის, ლაქებრივი და კვანძისებრი კი ფართოდაა გავრცელებული კონტაქტმეტამორფულ ქანებში.

მეტამორფული ძანების კლასიფიკაციის პრინციპები

მეტამორფიზმის ზონები, ხაფხურები და ფაციესები

თავდაპირველად მეტამორფული ქანების დანაწილებას მეტამორფიზმის ტიპების მიხედვით აწარმოებდნენ. მაგრამ შემდეგში გაჩნდა შეზღუდულება ე. წ. მეტამორფიზმის სიღრმეული ზონების შესახებ და მართლაც იმის გამო, რომ მეტამორფიზმის მთავარი ფაქტორები — ტემპერატურა და წნევა — მიწის ზედაპირიდან სიღრმის მიმართულად იცვლება, ცხადია, მეტამორფიზმის პირობებისათვის სიღრმეს უმთავრესი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს. სწორედ ეს იყო გათვალისწინებული უ. გრუბენმანის და პ. ნიგლის მიერ, როდესაც მათ მიწის ქერქში მეტამორფიზმის შემდეგი სამი ზონა გამოყვეს: ზეუა — ეპიზონა, შუა — მეზოზონა და ქვედა — კატაზონა.

ეპიზონა ხასიათდება მაღალი ცალმხრივი წნევით (სტრესით) და დაბალი ტემპერატურით (300°C ნაკლები), რის გამოც აქ უმთავრესად კატაკლასური მეტამორფიზმი ვითარდება. ლუმეა ქანების მსხვერვის გარეშე ვადაკრისტალდება ხშირი მოვლენა. ამის მიზეზი კი ის არის, რომ წყალი, რომელიც კრისტალიზაციის პროცესს აადვილებს, აქ ყოველთვის მნიშვნელოვანი როლს თამაშობს. სწორედ ამიტომ, რომ ეპიზონაში წლისა და ჰიდროქსილის შემცველი მინერალების ასოციაციაა განვითარებული, რომელთა შორის ტიპურია ქლორიტი, ტალკი, სერიციტი, სერპენტინი, ვინტრიციტი და სხვ., სადაც შესაბამისი ფაქტორები ქანები (ქლორიტიანი, ტალკიანი, სერიციტიანი და სხვ.) ვითარდება.

განსხვავებული თერმოდინამიკური პირობებია მეზოზონაში. აქ ძლიერ ჰიდროსტატიკურ წნევას ცალმხრივი წნევა ემატება. ტემპერატურაც გაცილებით მაღალია ($300 - 500^{\circ}\text{C}$), ვიდრე ეპიზონაში იყო. ამ პირობებში კი ქანების ჩამოთრეული შეცვლას და გადაკრისტალბას აქვს ადვილი. მინერალური ასოციაცია რამდენადაც ჰგავს ეპიზონისას, მაგრამ მაინც მნიშვნელოვნად განსხვავდება. ამ ზონისათვის დამახასიათებელია ბიოტიტი, მუსკოვიტი, აქტინოლითი, ჩვეულებრივი რქაუარა, სტავროლითი, კიანიტი და სხვ.

კატაზონაში მთლიან ტემპერატურა ($500 - 700^{\circ}\text{C}$) და ჰიდროსტატიკური წნევა გაბატონებულია: ჰარბოზს ულტრამეტამორფიზმის მოვლენები, რასაც ქანების მთლიანი კიმიური გარდაქმნა და გადაკრისტალბა მოსდევს. მინერალური ასოციაცია მეტად თავისებურია და წარმოდგენილია მაღალი კუთხის წონის მქონე მინერალებით: მაგნიტმიანი გრანატებით, ომფაციტით, ოლივინით. რომლებიც პირობებით და სხვ.

მეტამორფიზმის სფეროში ფიზიკურ-ქიმიური კვლევების შემოტანამ საფუძველი ჩაუყარა მეტამორფულ ქანებში მინერალური ასოციაციების ახლებურად შესწავლას. ამ საკითხს მიუძღვნა თავისი ერთ-ერთი გამოკვლევა ცნობილმა მინერალოგმა და გეოქიმიკოსმა ვ. გოლდშვიტმა, რომელმაც ოსლოს მუდამუდებში, სადაც თიხოვან-მერგელოვანი ქანებია გავრცელებული, კონტაქტური რქაულა ქანების შემდეგი 10 კლასი გამოყო: 1. ანდალუზიტ-კორდიერიტიანი, 2. ანდალუზიტ-კორდიერიტი-პლაგიოკლასიანი, 3. კორდიერიტი-პლაგიოკლასიანი, 4. კორდიერიტი-პლაგიოკლასი-ჰიპერსტენიანი, 5. პლაგიოკლასი-ჰიპერსტენიანი, 6. პლაგიოკლასი-ჰიპერსტენი-დიოპსიდიანი, 7. პლაგიოკლასი-დიოპსიდიანი, 8. პლაგიოკლასი-დიოპსიდ-გროსულარიანი, 9. გროსულარი-დიოპსიდიანი, 10. გროსულარი-დიოპსიდ-ვოლასტინიანი. პირველი კლასის რქაულები ისეთი ქანებიდან წარმოიშობა, რომლებშიც CaCO_3 საერთოდ არ არის. მეორე კლასის მომცემ ქანებში CaCO_3 ჩნდება. მესამის შემთხვევაში მატულობს და CaCO_3 -ის კიდევ უფრო მატების შემთხვევაში რქაულების მომდევნო კლასები წარმოიქმნება.

მეორე მხრივ, ვ. გოლდშმიდტმა ამ გამოკვლევით ისიც აჩვენა, რომ რკაუ-
ლების შედგენილობა არ არის იმაზე დამოკიდებული, თუ რა შედგენილობის მაგ-
მური ქანებით არის გამოწვეული კონტაქტური მეტამორფიზმი. თითოეული ამ
კლასის შესატყვისი მინერალური ასოციაცია 30-ე ცხრილშია ნაჩვენები.

ცხრილი 30

ვ. გოლდშმიდტის მიერ გამოყოფილი 10 კლასის რკაულების მინერალები

	რკაულების კლასი	ანდალუზიტი	კოკინიტი	პლაკიო- კლასი	ბიორტი	ჰაქსიტენი	დოლსიდი	გროსულარი	ვეუეინი, ფოსფატო- ნიტი
თხაფიქალი	1	+	+						
	2	+	+	+	+				
	3		+	+	+				
	4		+	+	+	+			
	5			+	+	+			
	6			+	+	+	+		
	7			+	+		+		
	8			+			+		
	9			+			+	+	
მერგული	10							+	+

საგრძობლად გაჟარათოვდა რეგიონული მეტამორფიზმის კვლევებიც. განსა-
კუთრებული მნიშვნელობა ჰქონდა ე. წ. კრიტიკული მინერალების ან კიდევ, რო-
გორც ახლა იტყვიან, ინდექს-მინერალების გამოვლინებას მეტამორფულ ქანებში.
ასეთი მინერალები ტემპერატურული პირობების ცვლასადმი მეტად გრძობიერე-
ბას იჩენენ, ე. ი. ჩამოყალიბდებიან მხოლოდ გარკვეულ ტემპერატურაზე. ამჟამად
ასეთი კვლევა—აგებული ე. წ. იზოგრაფულ პრინციპზე, რასაც მეტამორფული
ზონების გამოყოფისათვის ერთობ დიდი ყურადღება ექცევა. იზოგრადა¹ კი
ნიშნავს ხაზს დიაგრამაზე, რომელიც აერთებს გარკვეული ტემპერატურისა და წნე-
ვის პირობებში წარმოშობილ მეტამორფულ მინერალთა პარაგენეზისებს. ამგვარი
ხაზების გატარება, როგორც ვთქვით, ინდექს-მინერალების საშუალებით ხდება.

ამ თვალსაზრისით დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა ბრიტანელი გეოლოგის ჯ. ბარ-
როუს მიერ შოტლანდიის ზეგანზე გამოვლინებულ რეგიონული მასშტაბის პროგ-
რესული მინერალურა ზონალობის დადგენას. მან აღმოაჩინა, რომ სილიმანიტშემ-
ცველი მეტაპელიტები გარკვეულ ზონას ქმნიან და განვითარებული არიან მეტა-
მორფული ქანების გავრცელების ყველაზე უფრო ჩრდილო ნაწილში. სამხრეთით
ამ ზონას კიანიტური ზონა მოსდევს, ბოლო უკანასკნელს სტავეროლითის შემცვე-
ლი მეტაპელიტები მოუყვებიან. ამით ჯ. ბარროუმ აჩვენა, რომ ტემპერატურა
სამხრეთიდან ჩრდილო მიმართულებით მატულობს. მოგვიანებით ჯ. ბარროუმ
კვლევა გააგრძელა იმავე ზეგნის კიდევ უფრო სამხრეთ ნაწილში ე. წ. კილურ-
რლვევამდე, სადაც მან სამი დამატებითი ზონის არსებობა აჩვენა. საბოლოოდ მის
მიერ მეტაპელიტებში, ტემპერატურის ზრდის თანდათან მატებით, შემდეგი მე-
ტამორფული ზონები იქნა გამოყოფილი:

1 იზოგრადა საფეხურს ნიშნავს.

1. ქლორიტიანი ზონა. მეტამორფული ქანები აქ ქლორიტ-მუსკოვიტიანი ფილიტები ან ფიქლებია.

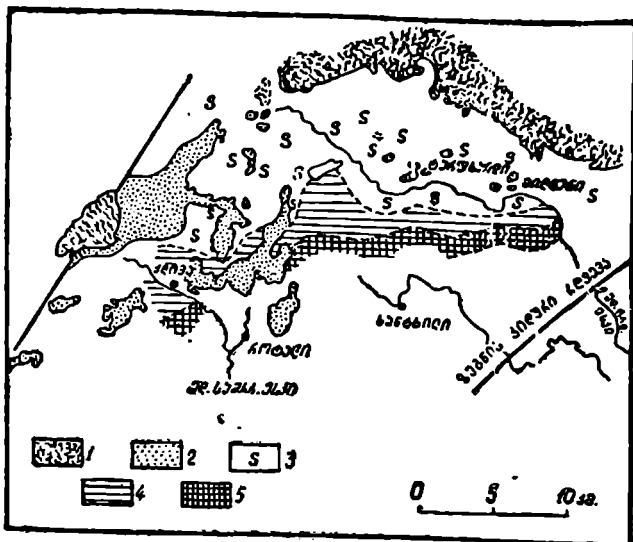
2. ბიოტიტიანი ზონა. საზღვარი პირველ ზონასთან ბიოტიტის გამოჩენით აღინიშნება; სასაზღვრო ხაზი, რომელიც ბიოტიტის გამოჩენას აღნიშნავს, ბიოტიტურ იზოგრადად იწოდება.

3. ალმანდინიანი (გრანატიანი) ზონა ხასიათდება ალმანდინური გრანატის გამოჩენით. გრანატი, ისე როგორც მეორე ზონის ბიოტიტი, მდგრადობას იჩენს უფრო მაღალ ტემპერატურულ ზონებში. საზღვარი ბიოტიტსა და ალმანდინის ზონებს შორის ალმანდინურ იზოგრადად არის წოდებული.

4. სტაევროლითური ზონა ხასიათდება სტაევროლითის გამოჩენით.

5. კიანიტური ზონა — კიანიტის გამოჩენით.

6. სილიმანიტური ზონა, სილიმანიტის მაღალტემპერატურული იზოგრადის მხარეზე მდებარეობს. იზოგრადა დგინდება სილიმანიტის პირველი გამოჩენით და კიანიტის მოსპობით.



ნახ. 244. მეტამორფოზის კლასიკური მხარე შოტლანდიის ზეგანზე, ავეკილი ბარროუს მთა (ა. შიასიროს მიხედვით).

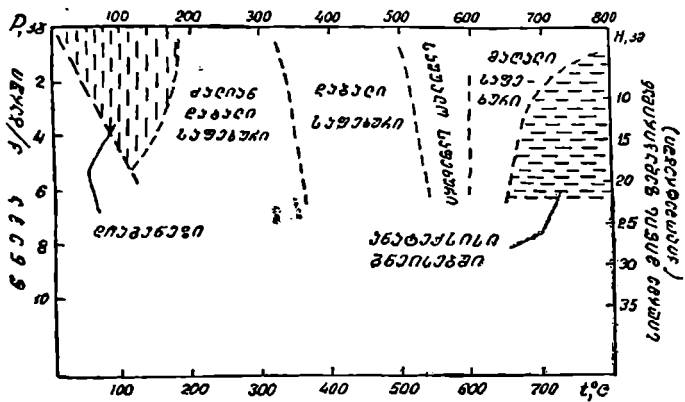
1 — ახალგაზრდა გრანიტები; 2 — მოგზაურული ევლი და ინტრუზიული სხეულები (ძველი გრანიტები); 3 — სილიმანიტური ზონა; 4 — კიანიტური ზონა; 5 — სტაევროლითური ზონა.

უველა ეს ზონა და მსგავსი სერიები ბარროუს ზონებად იწოდება. შემდეგში ამგვარი ზონალობა სხვაგანაც იქნა გამოვლინებული და საერთოდ ცნობილი გახდა, რომ პელიტური ქანები ტემპერატურის მატების შემთხვევაში სტრუქტურულ გარდაქმნას განიცდიან შემდეგი თანმიმდევრობით: ფილიტები → ქარსიანი ფიქლები → გნეისები.

რამდენადმე მოკვიანებით (1924 წ.) პეტროლოგიაში შემოტანილ იქნა ახალი ცნება მეტამორფოზის საფეხურის ანუ სტადიის შესახებ, რომელიც აღნიშნავს მეტამორფოზის ხარისხს ან სტადიას, რასაც ქანმა მიიღწია ამა თუ იმ სახის მეტამორფიზმის დროს. მჯერად, მწვანე ფიქლებს დაცივსი მეტამორ-

ფიზმის დაბალ საფეხურს ან სტადიას აღნიშნავს, ხოლო ეკლოგიტური — მეტამორფიზმის მეტად მალალ საფეხურს გულისხმობს (ფაციესის შესახებ იხ. ქვემოთ).

საფეხურების ანუ სტადიების ცნებას უფრო ფართო მნიშვნელობა მისცა ვ. ვინკლერმა (115), რომლის თანახმად მეტამორფული საფეხური არ უნდა დაეუკავშიროთ მის სიღრმულ მდებარეობას მიწის ქერქში. ეს იმით, რომ მეტამორფიზმის ხარისხის ზრდა, უმთავრესად, ტემპერატურის ზრდის შესატყვისად ხდება. ამიტომ უფრო მოსახერხებელია საფეხურები ტემპერატურის ზრდის მიხედვით გამოვეყოთ. ვ. ვინკლერი ამ ფაქტორის გათვალისწინებით მეტამორფიზმის შემდეგ ოთხ საფეხურს ასახელებს: ძალიან დაბალს, დაბალს, საშუალოს და მაღალს. ამასთან საფეხურებს შორის საზოგადო მინერალური ასოციაციის შეცვლით (მი-



ნახ. 245. მეტამორფიზმის ოთხი საფეხურის — ძალიან დაბალი, დაბალი, საშუალო და მაღალი — გამარტივებული დიაგრამა ვ. ვინკლერის მიხედვით ($P_{\text{მ}} \approx P_{H_{20}}$).

ნერალების სპეციფიკური ცვლილებებით) ხასიათდება. მაგალითად: კაჟიან დოლომიტიან კირქვებში მეტამორფიზმის ძალიან დაბალი საფეხურის პირობებში ($T 150 - 250^{\circ} C$) ტალკი წარმოიშობა. მეტამორფიზმის დაბალტემპერატურულ პირობებში ($T 250 - 450^{\circ} C$) ტალკიდან ტრემოლითი ჩამოყალიბდება, ხოლო ტრემოლითი საშუალოტემპერატურის პირობებში ($T 450 - 600^{\circ} C$) დიოპსიდად გარდაიქმნება. უკანასკნელი კი მაღალტემპერატურულ პირობებში ($T > 600^{\circ} C$) ფორსტერიტს იძლევა. თუ ტემპერატურა კიდევ უფრო გაიზარდა, რასაც ადგილი აქვს ინტრუზივების კონტაქტის ზონაში, კარბონატიდან ვოლასტონიტი გაჩნდება.

აქვე ისიც გვინდა აღვნიშნოთ, რომ თუ ამ საფეხურებს მეტამორფიზმის ფაციესებს დავუპირისპირებთ, დაეინახავთ, რომ ზღვარი ძლიერი მეტამორფიზმით, ე. ი. მინერალური ასოციაციის ძლიერი შეცვლით (მინერალების სპეციფიკური ცვლილებებით) ხასიათდება.

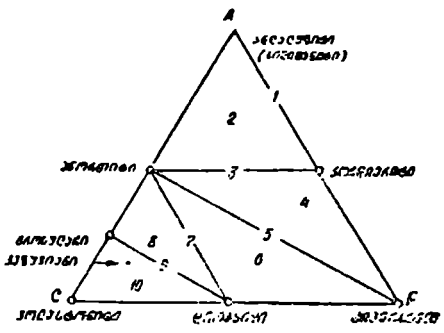
საზღვარი „ძალიან დაბალსა“ და „დაბალ“ საფეხურს შორის ვ. წ. მწვანე ფიქლების ფაციესის დასაწყისს ემთხვევა, ხოლო საზღვარი „დაბალსა“ და „საშუალო“ საფეხურს შორის პ. ესკოლას ამფიბოლიტური ფაციესის დასაწყისს შეესაბამება. ამასთან ზედა საზღვარი უკვე „მაღალ საფეხურს“ პასუხობს და ა. შ.

უ. გრუბენმანის შემოპოტანილი ზონები სრულად ვერ ასახავენ მეტამორფიზმის ტიპების იმ მრავალფეროვნებას, რასაც მიწის ქერქში აქვს ადგილი. ამიტომ აღრვეე იქნა პ. ესკოლას მიერ შემოტანილი ცნება მეტამორფული ფა-

ციესების შესახებ. თანამედროვე გაგებით, მეტამორფულ ფაციესში გულისხმობენ დასაწყისში წარმოშობით განსხვავებულ (მაგ. მაგმური და დანალექი), მაგრამ დაახლოებით მსგავს ქიმიური შედგენილობის ქანებს, რომლებიც ერთნაირ თერმოდინამიკურ პირობებში იმგვარად გარდაქმნილან, რომ მათში ერთნაირი მინერალური ასოციაცია ჩამოყალიბებულა: ასეთ მეტამორფულ ქანებს იზოფაციალურს¹ უწოდებენ. ცალკეულ მეტამორფულ ფაციესს კი თავისი ტიპომორფული ანუ წამყვანი მინერალული ახასიათებს, რომელთა საშუალებით შესაძლებელია ამა თუ იმ მეტამორფული ფაციესის გამოყოფა. გამოყოფილი ფაციესების ერთმანეთისაგან განსასხვავებლად პ. ესკოლამ ტოლფერდა სამკუთხედების *ACI*² და *ACK* დიაგრამები გამოიყენა, სადაც *K* აღნიშნავს K_2O .

კომპონენტები Al_2O_3 , CaO , $(MgFe)O$ წამყვანებს ანუ კრიტიკულებს წარმოადგენენ. მათი რაოდენობრივად ცვალებადობა დიაგრამის ხასიათს ცვლის. პ. ესკოლას მიხედვით ერთ და იმავე მეტამორფული ფაციესისათვის ორი დიაგრამა აივება. ერთი SiO_2 სიჭარბით, მეორე კი ამავე კომპონენტის უქმარისობით. სანამ დიაგრამას ავადგებდეთ, საჭიროა, მთავარ კომპონენტებს გამოვავლოთ აქტესორებში (ილმენიტში, სფენში, მაგნეტიტში, ჰემატიტში ან პირიტსა და პიროტინში) შეძვეალი CaO , FeO , Fe_2O_3 . მთავარი კომპონენტების დარჩენილი ნაწილი საჭიროა გადაითვალოს მოლეკულიარულ რაოდენობაზე, რაც არ არის რთული. მით უფრო, რომ სამისოდ სპეციალური ცხრალები არსებობს. სამი მთავარი კომპონენტის დარჩენილი რაოდენობა გამოიხატება: $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O - K_2O$; $C = CaO - 3P_2O_5 - CO_2$; $F = FeO + MgO + MnO$. ამის შემდეგ *ACF*-ს მნიშვნელობა გადაითვლება 100%-ზე. მიღებული სიდიდეები სამკუთხედის წეროებს დაიკავებენ, ხოლო წიბოებზე და მის შიგნით დატანილი წერტილები, რომლებიც მინერალების შედგენილობას შეესატყვისებიან, ერთ და იმავე ქანში ტემპერატურისა და წნევის ერთგვაროვან პირობებში არიან წარმოშობილი. ამგვარ დიაგრამებზე კარგად ჩანს, რომ ხაზებით შეერთებული წერტილები მცირე სამკუთხედებს წარმოქმნიან.

ამ პრინციპზეა აგებული ვ. გოლდშმიტის მიერ გამოყოფილი რქაულების³ 10 კლასის დიაგრამა, საიდანაც ჩანს, რომ პირველი კლასის მინერალთა ასოციაცია ანდალაუზიტ-კორდიერით არის წარმოდგენილი ან კიდევ მეორე ანორთიტ-დიოპსიდ-გროსულარით. რაც შეეხება ისეთებს, როგორიცაა კორდიერიტ-დიოპ-



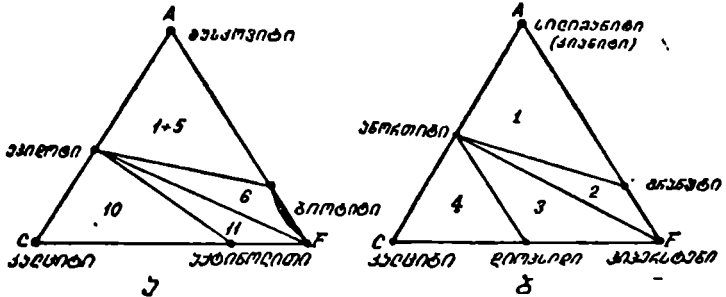
ნახ. 246. მინერალური ასოციაციების *ACF* დიაგრამა: ესკოლას მიერ გაერთიანებული პიროტინ-რქაულ ფაციესში. ციფრებით ნაჩვენებია გოლდშმიტის რქაულების ათი კლასი.

¹ იზოს ბერძნ. თანასწორს, ერთს ნიშნავს.

² სამკუთხა დიაგრამებისა და მასზე წერტილების დატანა წინა თავში ვვაქვს მოცემული (გვ. 114). მეტამორფული ფაციესების დიაგრამების აგების წესი კი ნ. ელისკევის წიგნიდან ვვაქვს აღებული.

სილი ამ ანდალუზიტ-გროსულარი, ასეთი პარაგენეზისები არ არსებობენ, მათ აკრძალულ პარაგენეტურთ უწოდებენ (ნახ. 246).

გოლდშმიტის მიერ შემოთავაზებული დიაგრამა კონტაქტ-მეტამორფული ქანების ფაციესის ერთ-ერთი სახეა. არსებობს სხვა მრავალი დიაგრამა, რომლებიც ამა თუ იმ ფაციესის ან სუბფაციესის თვისებებურებებს გამოხატავენ. ამ დიაგრამებთან შედარებისათვის ჩვენ მხოლოდ ორს მოვიტანთ. ერთი ასეთი დიაგრამა რეგიონული მეტამორფიზმის დაბალი საფეხურის ქანების — მწვანე ფიქლების ფაციესს გამოხატავს, მეორე კი მეტამორფიზმის მაღალ საფეხურს — გრანულიტურ ფაციესს.



ნახ. 247. ა — მწვანე ფიქლების ფაციესი ისეთი ქანების დიაგრამაა, რომლებშიც კარბონატი არის SiO_2 და K_2O . ბ. გრანულიტური ფაციესი ACF დიაგრამა ისეთი ქანებისათვის, რომლებშიც კარბონატი SiO_2 კვარცი და ორთოქლაზი წარმოადგენენ შესაძლებელ დამატებით ფაზებს, ყველა შემთხვევაში გრანატი, პიპერსტენი და დიოპსიდი, თუმცა დიაგრამაზე წერტლებითაა წარმოდგენილი. ფართო ფარგლებში აქვთ მერყევი შედგენილობა.

ადრე პ. ესკოლამ სულ ხუთი ფაციესი გამოჰყო, მაგრამ შემდეგში მან მეტამორფული ქანების ფაციესების სქემა იმ სახით წარმოადგინა, როგორც ეს ამ სახელმძღვანელოშია ნაჩვენები (იხ. ცხ. 32).

შეიძლება აქვე ითქვას, რომ მეტამორფული ქანების შექამებული საკლასიფიკაციო სქემა აქამდე არა ერთი და ორია. მას ყველა სახელმძღვანელოში ვნახავთ და თანაც ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავებულს. ამგვარი სქემებიდან ვამჯობინებ წინამდებარე სახელმძღვანელოში მომეტანა ვ. ზავარიცკის საკლასიფიკაციო სქემა, რომელიც შედარებით ადრეა გამოქვეყნებული, მაგრამ იგი საცხებით პასუხობს მეტამორფული ქანების ამ საკითხის თანამედროვე გაგებას (ცხ. 31).

უ. გრუბენმანის სიღრმული ზონების და პ. ესკოლას ფაციესების დაპირისპირება მოგვცა ვ. ზავარიცკიმ (119), რომელმაც კონკრეტულ სქემაზე აჩვენა, რომ ესკოლას მწვანე ფიქლების ფაციესი ეპიზონას შეესაბამება, სადაც კრტიკული მინერალების ასოციაცია ალბიტ-ეპიდოტ-ქლორიტი, ანდა ალბიტი, ეპიდოტი, ქლორიტი და კალციტი. ამ ასოციაციაში ამფიბოლი აქტივობისათვის. საფეხურის ანუ ინტექს-მინერალის წარმოადგენენ ქლორიტი და ბიოტი. ასე, მეტამორფიზმის ინტენსივობის მიხედვით არის დახასიათებული სხვა ფაციესები (იხ. ცხ. 33).

მეტამორფული ფაციესების კვლევა დღეს კიდევ უფრო ფართო ხასიათი მიიღო. ბევრი ახალი გეოლოგიური პირობების გარდა, ექსპერიმენტული მონაცემებით არჩნ დადგენილი; მათ შორის ისეთი, როგორიცაა ფაციესთა შორის საზღვრები — დამახასიათებელი კრტიკული მინერალების ასოციაციით და სხვ. ამ

მეტამორფული ქანების კლასიფიკაცია ვ. ზავარიცის მიხედვით (მცირედენე ცვლილებით)

მეტამორფოზის ტიპები	საწესის ქანები	კარქები	პერგელები	თხები და თხანი ფიქლები	ქვიშაქვები	გრანიტები	ვულკანური ქანები		გაბრო, დორირტი	ულტრაფუქვიანი ქანები
							მგაჰვ	საშუალო და ფუქვი		
(კონტაქტოვანი, კონტაქტოვანი, კონტაქტოვანი, კონტაქტოვანი, კონტაქტოვანი)	კონტაქტოვანი-ფიქლები	მარმარილო	პლაგიოკლასი-პროქსენიანი რქაულები	რქაულები	—	—	რქაულები	პროქსენიანი რქაულები	—	—
	კონტაქტოვანი-ფიქლები	ს კ ა რ ნ ი	—	—	—	—	—	სკარნი	—	—
	ფიქლები-პროქსენიანი	—	—	—	გრეიზენები	—	მეორადი კვარცოვანი	პროპილიტი	—	ტალკანი ქანები, სერპენტინი
კატაკლაზტური	—	—	—	—	—	კატაკლაზტები, მილინიტები	პორფირილიტი	პორფირილიტი	კატაკლაზტი, მილინიტი	—
სერპენტინიანი	დაბალტემპერატორიანი	—	—	ფიქლები, სკარნი, სერპენტიანი ფიქლები	—	ფიქლები	კვარცხანტიანი ფიქლები	მწკანე ქვის ქანები	—	—
	საშუალო ტემპერატორიანი	მარმარილო	მწკანე ფიქლები	ქარსიანი ფიქლები	კვარციტი	ქარსიანი ფიქლები	კვარცხანტიანი ფიქლები	მწკანე ფიქლები	—	—
	მაღალტემპერატორიანი	მარმარილო	ამფიბოლიტი	ბნეისი	კვარციტი	ბნეისები, გრანულიტები	—	ამფიბოლიტი	ამფიბოლიტები, კვარციტები	—
ულტრაამფიბოლიტი (სერპენტინი)	—	—	მგაბრები	—	—	მ ი გ ა ბ რ ი	—	—	—	—

მეტამორფული ფაციისები — ესკოლას მიხედვით
(1930 წ., კურსით ნაჩვენებია შესაბამისი მაგმური ქანები)

ტექტურატურის ზრდა →

აბჯრის ხარისხი ↓	ეოლითური ფაციისი მაგმურ ქანებში			სანიღონიტი ფაციისი (ლიბაზური ფაციისი)
	მწვანე ფიქლების ფაციისი	ეპიდოტ-ამფიბოლური ფაციისი	ამფიბოლური ფაციისი (რქატყუარისი გაბროსი ფაციისი)	პროქსენ-რქაული ფაციისი (გაბროსი ფაციისი)
	გრანულიტური ფაციისი			
	გლაუკოფანანი ფიქლების ფაციისი			მლოგრული ფაციისი

თვალსაზრისით ყურადღებას იმსახურებს საბჭოთა მეცნიერების ნ. დობრეცოვის და ვ. სობოლევს (117) შედარებით ახალი მონაცემები, რომელთა მიხედვით, წნევის პირობების გათვალისწინებით, ყველა მეტამორფული ფაციისი სამ ჯგუფშია მოთავსებული: A — დაბალი წნევის ფაციისები, რომლებიც კონტაქტური მეტამორფიზმის შესატყვისი არიან. B — საშუალო წნევის ფაციისები დამახასიათებელი ჩვეუ-

მეტამორფული ფაციისები და მეტამორფიზმის ზონები ვ. ზავარიცის მიხედვით (118) მცირეოდენი ცვლილებებით

ფაციისები	კრიტიკული მიწერალების ასოციაცია	ამფიბოლის ხასიათი	შესატყვისი საფეხურები ინდექს მინერალების მიხედვით	მეტამორფიზმის ზონები უ. გრუბენანის მიხედვით
მწვანე ფიქლების ფაციისი	ალბიტი, აქტინოლითი, ეპიდოტი, ქლორიტი ან ალბიტი, ეპიდოტი, ქლორიტი, ალციტი	აქტინოლითი	ქლორიტული ბიოტიტური	ეპიზონა
ალბიტ-ეპიდოტ-ამფიბოლური	ალბიტი, რქატყუარა, ეპიდოტი (± ქლორიტი)	მოცისფრო-მომწვანო რქატყუარა	ალმანდინური სტავროლითური	მეზოზონა
ამფიბოლური	პლაგიოკლაზი, რქატყუარა (+ დიოპსიდი, გრანატი, ეპიდოტი)	ჩვეულებრივი მწვანე რქატყუარა	დისტენური	
გრანულიტური	პლაგიოკლაზი, პროქსენი	მურა (წაბლისფერი) რქატყუარა	სილიმანიტური	კატაზონა

ამფიბოლ-რქაული ფაციესი (A_2). T 550-დან 600 — 800° C-მდე. P პირველი ათეული, ასეულ ატმ. 1 — 2 ათას ატმოსფეროდე. ფაციესის არე ზემოდან შემოსაზღვრულია ალმანდინის, დოლომიტის და კალციტის (კვარცით) მდგრადობის ხაზით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან — რქაულები; კარბონატებიდან — კირქვები, კირქვიან-სილიკატური ქანები (სკარნები); მეტაბაზიტებიდან — რქატყუარაიანი რქაულები.

პიროქსენ-რქაული ფაციესი (A_1). T 700 — 800-დან 900° C. P პირველი ასეული ატმოსფეროდან 3 — 4 ათას ატმოსფეროდე. არე ზევიდან შემოსაზღვრულია სილიმანიტის, ვოლასტანიტის (კალციტით), გრანატის, ბიოტიტის და სხვა მინერალთა მდგრადობის ხაზით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანები: მეტაპელიტებიდან და კარბონატებიდან იგივე, რაც წინა ფაციესში. მეტაბაზიტებიდან — პლაგიოკლაზ-პიროქსენიანი რქაულები.

სპურაიტ-მერკინიტური ფაციესი (A_0). T 900 — 1000° C, P 1-დან 200 — 300 ატმ. ეს ფაციესი უმთავრესად ინტრუზივების კონტაქტში ვითარდება და შეზღუდული გავრცელება აქვს. დამახასიათებელია „ქსენოლითებისათვის“.

B ჭგუფის, ე. ი. ჩვეულებრივი რეგიონული მეტამორფიზმის საშუალო წნევის ფაციესები საერთოდ ტემპერატურისა და წნევის შემდეგ პირობებში ყალიბდებიან. T 300 — 400-დან 500 — 1000° C. ასეთ თერმოლინამიკურ პირობებში შემდეგი ფაციესები ყალიბდებიან:

მწვანე ფიქლების ფაციესი (B_1). T 330 — 400-დან 500 — 550° C. P 7-დან 10 ათას ატმ. ფაციესის ზედა საზღვარი შემოიფარგლება ქლორიტიანი კვარცის მდგრადობით, რქატყუარას, ალმანდინის და ოლიგოკლაზის გაქრობით. ხოლო ქვედა ტემპერატურული საზღვარი გაივლება კაოლინის, დიასპორის და ცეოლითების არარსებობით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან — ფილიტები და კვარციტების მსგავსი ქვიშაქვები; კარბონატებიდან — კირქვიანი ფიქლები; მეტაბაზიტებიდან — მწვანე ფიქლები, სერპენტინიტები.

ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესი (B_2). T 500-დან 600 — 650° C. P 7.5 — 10 ათასი ატმ. ქვედა ტემპერატურული საზღვარი დგინდება ალმანდინის ქლორიტით (კვარცთან ერთად) შეცვლით. რქატყუარის → აქტინოლიტით (ეპიდოტთან ერთად) და ალბიტით შეცვლით და სტაეროლითის გამოდევნა ქლორიტით. ზედა საზღვარი გაივლება მუსკოვიტის და კვარცის სილიმანიტით შეცვლით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან — კრისტალური ფიქლები, კვარციტების მსგავსი ფიქლები; კარბონატებიდან — მარმარილოები და სილიკატური მარმარილოები; მეტაბაზიტებიდან — ამფიბოლიტები.

ამფიბოლიტური ფაციესი (B_2) T 650 — 800° C. P 4-დან 8 ათასამდე ატმ. ზედა საზღვარი ორთოპიროქსენისა და კვარცის წონასწორობით შემოიფარგლება. ქრება რომელიც ამფიბოლები და ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატ-კვარცის ასოციაცია. ამფიბოლური ფაციესის პირობებში შესაძლებელი ანატექტიტური გამოდნობა — გრანიტული მდნარის წარმოშობით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანები: მეტაპელიტებიდან — პარაგნეისები, ორთოგნეისები, მიგმატიტები; კარბონატებიდან — მარმარილოები და სილიკატური მარმარილოები; მეტაბაზიტებიდან — ამფიბოლიტები.

გრანულიტური ფაციესი (B₁). T 750—800-დან 900—1000° C და P 4—5 ათას ატმოსფეროდან 12—13 ათას ატმ. ფაციესის არე ზევიდან შემოიფარგლება ალმანდინისა და დოლომიტის მდგრადობით და ბაზალტის ლობის ხაზით. ფაციესის დამახასიათებელი ქანები: მეტაპელიტებიდან — გრანულიტები; მეტაბაზიტებიდან იგივე გრანულიტები.

C ჯგუფის, ე. ი. მაღალი წნევის მეტამორფიზმის ფაციესებში გამოყოფილია: ქადეიტ-ლავსონიტ-გლაუკოფანიანი ფაციესი (C₄). T 300—350° C. P 3—10 ათას ატმ. და მეტიც. ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან — ფიქლები.

გლაუკოფანი-ალმანდინური ფაციესი (დისტენ-შუსკოვიტინი ფიქლების) (C₅). T 500—650° C. P 15 ათას ატმ. და ზეცრც. ფაციესის ქვედა საზღვარი დისტენ-ალმანდინის მდგრადობით განისაზღვრება ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან—ფიქლები.

დისტენიანი გნეისებისა და ამფიბოლიტების ფაციესი (C₆). T 650-დან 800—850° C. P 10 ათას ატმოსფეროზე მაღალი იშვიათად 15—17 ათას ატმოსფეროს აღწევს. ფაციესის ქვედა საზღვარი დაფენილია დისტენისა და კალიშპატის მდგრადობის ხაზით.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია: მეტაპელიტებიდან — დისტენიანი ფიქლები.

ეკლოგიტური ფაციესი (C₇). T 850—1000° C. P 14 ათას ატმ. ფაციესის ქვედა საზღვარი 50%-იანი პიროპის შემცველი გრანატით დგინდება. ფაციესის ზედა საზღვარი ბაზალტური მდნარის ხაზით იფარგლება. ავტორები მიუთითებენ, რომ ტიპური ეკლოგიტები მხოლოდ მანტიისათვის არიან დამახასიათებელი.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანები მხოლოდ მეტაბაზიტის ეკლოგიტური ქანებითაა წარმოდგენილი.

ნ. დობრეკოვისა და ვ. სობოლევის ეს სქემა ინტერესს იმსახურებს იმ თვალსაზრისით, რომ იგი მეტ შემთხვევაში ექსპერიმენტებზეა აგებული.

ეს გამარტივებული სქემა და მისი განმარტება, რომელიც, ჩემი აზრით, არსებითად სრულად ასახავს ექსპერიმენტულ მონაცემებს და სტრუქტურათვის ასათვისებლადც ადევილია, აღებული გვაქვს ო. ბელოუსოვას და ვ. მისინას წიგნიდან (53).

ისე როგორც მეტამორფული ქანების კლასიფიკაციის სქემები, მეტამორფული ფაციესების სქემებიც ყოველთვის ერთნაირად არ ყოფილა განსაზღვრული. ჯერ კიდევ ადრე, როგორც ზევით იყო მითითებული, პ. ესკოლამ თავისი პირვანდელი სქემა შეცვალა, შემდგომში კი ფ. ტერნერმა და ჯ. ფერხუგენმა ფაციესების სქემა დასრულებული სახით წარმოადგინეს. ეს ავტორები ათამდე ფაციესს გამოჰყოფენ და მასთან მეტამორფიზმის უმთავრესი პირობების მიხედვით ფაციესების, როგორც უცვლელად ვთქვით, ორ სერიას არჩევენ: კონტაქტური (ანუ ლოკალური) და რეგიონული მეტამორფიზმისას. ამის შესატყვისად გამოყოფილი ფაციესები ცხრილშია ნაჩვენებია (ცხ. 34). ამ ფაციესების ცალკე დახასიათება ფ. ტერნერისა და ჯ. ფერხუგენის მიხედვით გვაქვს ქვემოთ მოცემული დანართის სახით.

სულ ბოლო დროს ლაპარაკია მეტამორფიზმის გეოლოგიურ კლასიფიკაციაზე (121). ამ საკითხს ყურადღება განსაკუთრებით მას შემდეგ მიიქცია, როცა ვანდა ე. ფ. ფილაქნების ტექტონიკის კონცეფცია. ეს ბუნებრივია, თუ გავითვალისწინებთ იმ გრანდიოზულ ცვლილებებს, რომლებსაც ადგილი აქვს ფილაქნების გადაადგილების დროს, ფილაქნების საზღვარზე, შუაოკეანურ ქედში

მეტამორფული ფაციესები ფ. ტერნერიისა და ჯ. ფერსტუგენის მიხედვით

კონტაქტური მეტამორფიზმის ფაციესები	რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესები
<p>ალბიტ-ეპიდოტ-რქაული რქატყუარაიან-რქაული პიროქსენიან-რქაული სანიდინური</p>	<p>ცეოლითური მწვანე ფიქლების გლაუკოფანიანი ალმანდინ-ამფიბოლური გრანულიტური ეკლოგიტური</p>

მეტამორფიზმი საკმაოდ ძლიერი უნდა იყოს. სწორედ ამის საფუძველზეა, რომ დღეს გეოლოგიურად ორი ტიპის მეტამორფიზმზეა ლაპარაკი. სახელდობრ რეგიონულზე, რომელიც ოროგენულ სარტყელებს მოიცავს (და რომლის შესახებ ზევთაც გვქონდა აღნიშნული), და მეტამორფიზმზე, რომელიც ოკეანის ფსკერზე მიმდინარეობს. ექვს გარეშეა, რომ გეოლოგიურად ორივე ეს ტიპი დიდი მნიშვნელობისაა. თუ რეგიონულ (კონტაქტურ) მეტამორფიზმზე ამჟამად მდიდარი მონაცემებია მოპოვებული, სამწუხაროდ ეს არ ითქმის ოკეანური ქერქის მეტამორფიზმზე. თუმცაღა უკანასკნელ დროს შუაოკეანურ ქედებში მრავალნაირი მეტამორფული ქანები იქნა გამოვლინებული. არის ცნობები იმის შესახებ, რომ ბაზალტური ქერქის ქვეშ ვულკანური ქანების გადაკრისტალების შედეგად მიღებული მეტამორფული ქანები უნდა გვქონდეს — ფუძე და ულტრაფუძე ქანების ასოციაციაში; მაგრამ, როგორც აღნიშნეთ, ოკეანური ფსკერის მეტამორფიზმის საკითხი ჯერ კიდევ შესწავლას მოითხოვს.

მეტამორფული ქანების დახასიათება

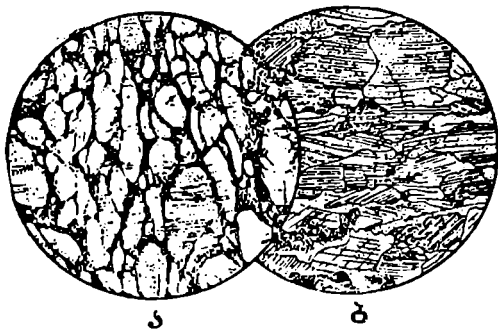
კატაკლაზური მეტამორფიზმის ქანები

კატაკლაზური მეტამორფიზმისათვის ტიპობრივია შემდეგი ქანები: კატაკლაზიტები, დრვსის (სრვის) ბრეჩჩიები, მილონიტები და ფილონიტები.

კატაკლაზიტები საერთო სახელწოდებაა ისეთი მეტამორფული ქანებისა, რომელთაც ძლიერი დამსხვრევა (გრანულაცია) არ განუცლიათ და ამიტომ პირველადი სახე ჯერ კიდევ შერჩენილი აქვთ; კერძოდ, ეს შეეხება ქანთა მსხვილ ნატეხებს, რომლებშიც საწყისი სტრუქტურა და მინერალური შედგენილობა საკმაოდ კარგად ჩანს. სამაგიეროდ, ამას ვერ ვიტყვით ცალკეული მინერალების შესახებ, რომელთა შორის ფიცხებს გასრვსა, დაწყვეტა და დამსხვრევა ემჩნევა, პლასტიკურებს კი ვალუნვის ან შექმუქვის ნიშნები აქვს. კატაკლაზის მოვლენები შემჩნევა როგორც მაგმურ, ისე დანალექ ქანებში. თუ ეს მოვლენა გრანიტშია შემჩნეული, მაშინ ასეთ გრანიტს კატაკლაზურს უწოდებენ. ქვიშაქვის შემთხვევაში კი კატაკლაზური ქვიშაქვა გვექნება და ა. შ. (ნახ. 249).

დრვსის ანუ ტექტონიკური ბრეჩჩიები. ამგვარი ქანები სხვადასხვა სიღრმის მახვილკუთხიანი ნატეხებით არის აგებული. ამასთან დამახასიათებელია ისიც, რომ, ცემენტი, რომელიც რაოდენობრივად ყოველთვის ნაკლებია ნატეხებზე, ისევ ამ უკანასკნელთა წვრილად დაქუცმაცებული მასალითაა წარმოდგენილი. მართალია, არის ისეთი შემთხვევები, როცა ცემენტის მასა მეორადი მინერალე-

ბრწი (კვარცი, ქლორიტი) ან კარბონატებით იქონიება, მაგრამ ეს შემდგომი პროცესია და ბრეჩიის წარმოქმნასთან უშუალოდ არ არის დაკავშირებული საერთოდ, ტექტონიკური ბრეჩიები უხეშატეხიანი ქანებია (ნახ. 250), თუმცა გვხვდება წვრილმარცვლოვანი სახესხვაობებიც, რომელთაც ზოგი მიკრობრეჩიას უწოდებს. გათვალისწინებულ უნდა იქნეს ისიც, რომ დრუსის ბრეჩიების შექმნის ნატეხები ტექტონიკურად აქტიურ უბნებში, ნატეხების ერთიმეორეზე ხახუნის შემთხვევაში, შეიძლება საკმაოდ დამუშავდეს ისე, რომ ტექტონიკურ კონგლომერატებს დაემსგავსოს, მაგრამ როგორც ბრეჩიების შემთხვევაში, აქაც კონგლომერატის „კვარცვლები“ და ცემენტი ერთი და იმავე მასალით იქნება წარმოდგენილი.



ნახ. 249. კატაკლაზიტები:

ა — კატაკლაზური ქვიშაქვა; ბ — კატაკლაზური მარმარილო.

მილონიტები. კიდევ უფრო ინტენსიური კატაკლაზი ქანების უფრო მეტად დაქუცმაცებას და დაფქვასაც კი იწვევს. ამგვარ პროცესს, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ადგილი აქვს ტექტონიკურად აშლილ ზონებში ცალმხრივი წნევის ზეგავლენით. ქანებია, რომლებიც ამგვარ პირობებში წარმოიქმნება, მილონიტებად იწოდება. მილონიტები მეტად კომპაქტური, კაყის იერის მქონე ქანებია, რომლებშიც აქა-იქ პირველადი ქანის მიკროლინზეები და შედარებით მსხვილი მარცვლებია შემორჩენილი. ამასთან მთელი ეს მასალა მოძრაობის მიმართულებით პარალელურადაა განლაგებული, რის გამოც საერთო იერით ქანი უფრო ხშირად ზოლერბივია. ცალკეული მინერალების მარცვლები, რომლებიც რელიქტურ უბნებშია თავმოყრილი, მსხვრევის ნიშნებს (გაღუნვას და ტალღურ ჩაწრობას) ამჟღავნებს. მილონიტები წარმოიქმნება როგორც გრანიტოიდებისა და ქვიშაქვებისაგან, ისე ფუქე და ულტრაფუქე ქანებისაგან. პირველ ორ შემთხვევაში დამახასიათებელი მინერალებია კვარცი და ფელდშპატები, სხვა შემთხვევაში კი — ფუქე პლაგიოკლაზი, პიროქსენი და ოლივინი (ნახ. 251)

მილონიტების ჩვეულებრივი მიმართულება ე. წ. სათვალეზიანი გნეისი, რომლის ძირითადი ჩონჩხი (მასა) ზოლერბივია და შედგება კვარცის, ფელდშპატის და ქარსის უწყრილესი ნაწილაკებისაგან. ამგვარ მასაში მკაფიოდ გამოიყოფა შეუიარაღებელი თვალთ შესამჩნევი ფელდშპატის „თვლები“ (ნახ. 251). უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგი მკვლევარი ასეთი გნეისის წარმოქმნას მეტასომატურ პროცესს მიაწერს. ცალკე სახესხვაობას წარმოადგენს აგრეთვე ულტრამილონიტი, რომელშიც პირველადი სტრუქტურა მთლიანად წაშლილია. მინერალური მარცვ-

ლები ძლიერ დამსხვრეულია, ამიტომ აშკარა მილონიტი ერთგვაროვანია (აფანი-ტურია).

ფილონიტები ბევრად უფრო წვრილმარცვლოვანი ქანებია, ვიდრე მილონიტები. ამ უკანასკნელის მსგავსად, ფილონიტებიც პირველადი ქანების ინტენსიური მსხვრევის პროდუქტს წარმოადგენს. ამ ქანებისათვის დამახასიათებელი ის-



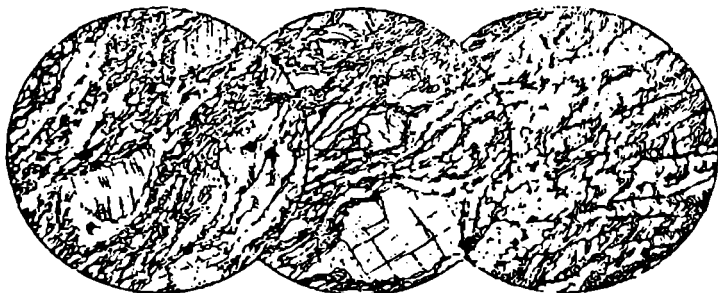
ა

ბ

ნახ. 250. ტექტონიური ბრეჩიები:

ა — ბრეჩიული განაიტი. კატაკლაზის პროცესში გრანიტი დაკუთხულ ნატეხებად არის დამსხვრეული; ბ — სუსტად ბრეჩიული კაბრო.

ცაა, რომ მარცხელა ზომის შემცირებასთან ერთად ზოგი მინერალის გადაკნის-ტალებას და ზრდას აქვს ადგილი. ნიშანდობლივია აგრეთვე ტურვის სიბრტყეები, მიკროსკოპული ნაოქებები, S-ის მაგვარი ზედაპირები, რაც დიფერენციული მოძ-



ა

ბ

გ

ნახ. 251. მილონიტები და ფილონიტები:

ა — მილონიტი. ფელშპატის დამსხვრეული პორფირობლასტები ჩართულია კვარცთან-ფელშპატთან წვრილმარცვლოვან მასაში; ბ — მილონიტური სათვალუბიანი გნეისი. პლაგიოკლაზისა და კალიუმის ფელშპატის ოვალური მარცვლები ჩართულია კვარც-მუსკოვიტ-ქლორიტთ აგებულ წვრილმარცვლოვან მასაში; გ — ფილონიტი, შემდგარი კვარცის, მუსკოვიტისა და გრაფიტისგან.

რაობებითაა გაპირობებული. ფილონიტები მეტამორფიზმის დაბალ საფეხურზე მდგომ მინერალურ ასოციაციას შეიცავს. ასეთებია: ქარსები და ქლორიტები (რომლებიც მეტ შემთხვევაში ორიენტირებულადაა განლაგებული), გრაფიტი და კვარცი. რიგ შემთხვევებში ფილონიტებს რეგრესული მეტამორფიზმის შედეგად წარმოქმნილ ქანებად თვლიან, ეს დასტურდება ამ ქანებში რელიქტური მაღალტემპერატურაიანი მინერალების — გრანატის, სტაეროლითის, ანდალუზიტის, კიანიტის და სხვათა არსებობით.

თერმული მეტამორფიზმის ქანები — ლაქებიანი ფიქლები და რქაულები

თერმული მეტამორფიზმი, როგორც აღვნიშნეთ, კონტაქტური მეტამორფიზმის ერთ-ერთ სახეს წარმოადგენს და ხასიათდება იმით, რომ ამ შემთხვევაში ნივთიერების მოტანა (მეტასომატური პროცესი) არ ხდება, უცვლელი რჩება ქანის ქიმიური შედგენალობა და მეტამორფიზმი მხოლოდ კონტაქტის ქანების გადახურებაში, გამკვრივებასა და გადაკრისტალუბაში გამოიხატება. სწორედ ასეთ პირობებშია წარმოქმნილი ქანების საკმაოდ გავრცელებული ჯგუფი — ლაქებიანი ფიქლები და რქაულები.

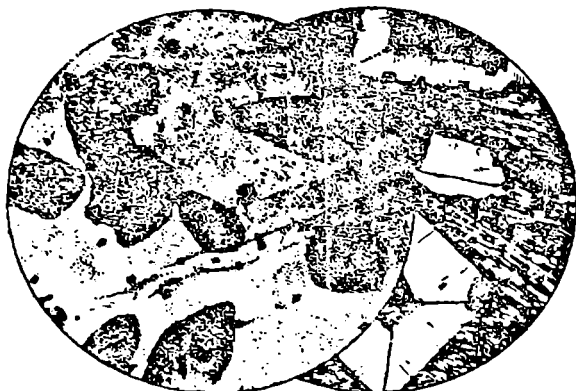
ლაქებიანი ფიქლები წარმოიქმნება თიხაფიქლებშია და ფილიტების დაბალ ტემპერატურაზე შეცვლით. ამგვარი ქანები, ჩვეულებრივ გარეგონაქტურ ზონებს შეადგენს და რამდენადაც უფრო შორს მყოფება ინტრუზივისაგან, მით უფრო ნაკლებადაა გარდაქმნილი. მაგრამ როგორც არ უნდა იყოს შეცვლის პირობები, საწყისი ქანების პირვანდელი ფურცლოვანი აგებულება მაინც შემორჩენილია. ლაქებრივი ფიქლებისათვის დამახასიათებელი მინერალებია კვარცი, ფელდშპატები და ქარსები. ამთაგან ლაქებს ქარსებს მეტ ნაკლებად მსხვილი გამოწყობები შეადგენს. შედარებით მაღალი ტემპერატურის პირობებში იმავე თიხაფიქლებში პორფირობლასტებისა და ლაქების სახით შეიძლება გამოკრისტალდეს კორდიერიტი და ანდალუზიტი. მაგრამ დაბალ ტემპერატურაზე, ე. ი. კონტაქტიდან საკმაოდ დაცილებულ ზონებში, ლაქებს, ჩვეულებრივ, გრაფიტისა და მანნულის მტკრისებრი მასები შეადგენს. ამგვარი ფიქლის ძირითად ჩონჩხს ისევ ქარსებისა და კვარც-ფელდშპატების სუბპარალელურად განლაგებული ნაწილები აკვებს. ლაქიანი ფიქლები საერთოდ ფართოდაა გავრცელებული: საქართველოში გვხვდება უმთავრესად დიბაზების და ტეშენიტ-კამპტონიტების კონტაქტებში.

რქაულები ტიპური კონტაქტური ქანებია, რომლებიც ხშირად გარს ერტყმის მაგმურ მასივებს და საკმაოდ დიდ ფართობზედაც ვრცელდება. მაგმურ მასივებთან ახლოს, სადაც საწყისი ქანების გარდაქმნა უფრო ინტენსიურია, ჩვეულებრივ, პიროქსენიანი რქაულებია განვითარებული, რამდენადაც მოცილებით კი — ამფიბოლიანი რქაულები, რომლებიც პერიფერიებისკენ ჯერ ლაქებრივი რქაულებით იცვლება, შემდეგ — კიდევ უფრო ნაკლებად გარდაქმნილი ლაქიანი ფიქლებით.

ნორმული რქაულები მეტწილად ღია ფერის, წვრილმარცვლოვანი, უმთავრესად მასიური ქანებია, რომელთათვისაც მეტად დამახასიათებელია ე. წ. რქაული სტრუქტურა. ამ უკანასკნელის თვისებებზეა კი იმაში გამოიხატება, რომ შემადგენელი მინერალების მარცვლები თითქმის იზომეტრული და მასთან კიდევდაკბილულია. ამავე დროს მარცვალთა გახწყობა არაორიენტირებულია. მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ამგვარად აგებულ და მასთან წვრილმარცვლოვან მასაში ზოგიერთი მინერალის პორფირობლასტებია განვითარებული. მეორე მხრივ, იმის გამო,

რომ რქაულების ფორმირება დეფორმაციის გარეშე მიმდინარეობს, და თანაც სუსტი მეტამორფიზმის პირობებში. ქანის პირველადი სტრუქტურა ხშირად შენახულია. განსაკუთრებით ეს ვრცელდება მაგმურ ქანებზე, რომელთა დამახასიათებელ მინერალებს პირვანდელი ფორმა არ დაუკარგავს.

რქაულების მინერალური შედგენილობა ბევრად არის დამოკიდებული პირვანდელი ქანების ბუნებაზე. უმთავრესი მინერალები, რომლებიც მეტ-ნაკლები რაოდენობით ამა თუ იმ ტიპის რქაულების აგებულებაში მონაწილეობს, წარმოდგენილია კვარციტით, ფელდშპატებით (რომლებიც, ჩვეულებრივ, დაუმრჩობლავი მარცვლების სახით გვხვდება), ქარსებით, პიროქსენებით, ამფიბოლებით, გრანატებით, კარბონატებით, ანდალუზიტით, კორდიერიტით და სხვ. რქაულების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს მეტამორფამდელი ქანების რაგვარობა სწორედ ამის მიხედვითაა გამოყოფილი ამ ქანების შემდეგი მთავარი ტიპები: პელიტური, კვარციან-ფელდშპატიანი, კარბონატული (კონტაქტური მარმარილოები), კირქვიან-სილიკატური და ფუქე.



ა

ბ

ნახ. 252. ლაქებრივი ფიქლები და პელიტური რქაულები:
 ა — ლაქებრივი ფიქალი; ლაქები ნახშიროვანი ნივთიერების შეყვანებითაა წარმოქმნილი. დანარჩენი თიხოვანი მასა; ბ — პელიტური რქაუ-
 ლა ქაისტოლითის ჩანართებზე (პარკერის მიხედვით).

პელიტური რქაულები თიხიანი ქანებისა და საერთოდ პელიტური ნალექების გარდაქმნის შედეგად არიან წარმოქმნილი. ამასთან ზოგ მათგანში თიხამიწა იმდენად ჭარბია, რომ ანდალუზიტისა და კორდიერიტის პორფირობლასტები ჩნდება. ასევე მსხვილი გამონაყოფების სახით შეიძლება სხვა მინერალებიც შეგვხვდეს, უფრო ხშირად კი — მუსკოვიტი და ბიოტიტი. რაც შეეხება ძირითად მასას, იგი მეტად წვრილმარცვლოვანია და აგებულია კვარცის, ფელდშპატისა და ქარსების იზომეტრული მარცვლებისაგან. აღსანიშნავია, რომ ამგვარ რქაულებში ანდალუზიტის პორფირობლასტები უხვად შეიცავენ კვარცის, ბიოტიტისა და განსაკუთრებით გრაფიტის სიმეტრიულად განლაგებულ ნაწილაკებს, რომლებიც კარგად განვითარებულ ქაისტოლითის კრისტალებს წარმოქმნიან (ნახ. 252). რაც შეეხება კორდიერიტს, იგი უხვი ჩანართების გამო ღრუბლისებრ მასებად არის გადაქცეული. პელიტურა რქაულების ზოგი სახესხვაობა ანდალუზიტის მაგიერ სი-

ლიმანიტს შეიცავს. SiO_2 -ით გაღარიბებული და თხიხამიწით გაჯერებული პელიტური რქაულები კორუნდის ან შპინელის შემცველობით ხასიათდებიან.

კვარციან-ფელდშპატიანი რქაულები არკოზული ქვიშაქვებისა და კაემიწით მდიდარი ვულკანური ქანების გარდაქმნილია წარმოქმნილი. ამგვარი რქაულებისათვის მეტად დამახასიათებელია გრანობლასტური სტრუქტურა, აგებული კვარციით, მუსკოვიტით, ბიოტიტით და ფელდშპატებით. მაგრამ არც ბლასტოპორფირული სტრუქტურაა იშვიათი. ასეთ შემთხვევაში პორფირობლასტები კვარცისა და ფელდშპატების კიდევუმყოლოდობილი მარცვლებით არის წარმოდგენილი. გარეგნულად კვარციან-ფელდშპატიანი რქაულები წერილმარცვლოვანი, ფურცლოვანებას მოკლებული, მეტად კომპაქტური და მასთან მეტ შემთხვევაში ღია ფერის ქანებია (ნახ. 253).



ნახ. 253. პელიტური და კვარციან-ფელდშპატიანი რქაულები:

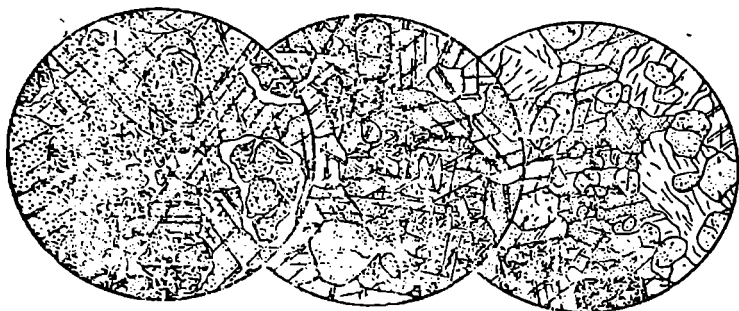
ა — ბიოტიტის რქაულა; ბ — ბიოტიტ-სილიმანიტის რქაულა; გ — კვარციან-ფელდშპატიანი რქაულა.

კარბონატულ რქაულებს ჩვეულებრივ კონტაქტურ მარმარილოებს მიაკუთვნებენ. კარგად ცნობილი ფაქტია, რომ ინტენსიური თერმული მეტამორფიზმის დროს კრატეები და დოლომიტები გადაკრისტალდება ანიცილიან და თანაბარმარცვლოვანი კალციტით ან დოლომიტით აგებულ გრანობლასტურ ქანებს (მარმარილოებს) წარმოქმნიან. ჩვეულებრივ ამგვარ ქანებში კაემიწა და თხიხამიწა მეორეხარისხოვან როლს ასრულებს, ამიტომაც აქ არც კვარცი და არც კაემიწით გაჯერებული ალუმოსილიკატია წარმოდგენილი. სამაკეროდ, ხშირად ვხვდებით ფორსტერიტს, პერიკლასს (MgO), ბრუსიტს $\text{Mg}(\text{OH})_2$. შპინელს, კორუნდს და იშვიათ კალციუმ-მაგნიუმის სილიკატებს -- ლარნიტს (Ca_2SiO_4) და მონტიჩელიტს (CaMgSiO_4). იმ შემთხვევაში კი, როცა კაემიწა შესამჩნევი რაოდენობითაა, ამ მინერალების მაგიერ ჩნდება ვოლასტონიტი, დიოპსიდი. ტრემოლითი და ტალკი (ნახ. 254, 255).

კალციუმის სილიკატებიანი რქაულები თხიხამი კირქვებისა და დოლომიტებისაგანაა წარმოქმნილი. ისინი ჩვეულებრივ ღია ფერის მარცვლოვანი ქანები არიან გრანობლასტური და ზოგჯერ პორფირობლასტური სტრუქტურით. ამგვარი რქაულები ძირითადად აგებულია კალციუმის სილიკატებით -- ფუქე პლაგიოკლასით, ვეზუვიანით, ვოლასტონიტით, სკაპოლიტით, კალციტით, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებით. პიროქსენებიდან გვხვდება ჰიპერსტენი, დიოპსიდი

და სხვ. მცირე რაოდენობით მონაწილეობს კვარცი, გრაფიტი, ფლოგოპიტი (ნახ. 256).

ფუძე რქაულეები. მაღალ ტემპერატურულ პირობებში კონტაქტ-მეტამორფიზმის დროს ბაზალტებისა და ანდეზიტების გარდაქმნით წარმოიქმნება შავი



ა

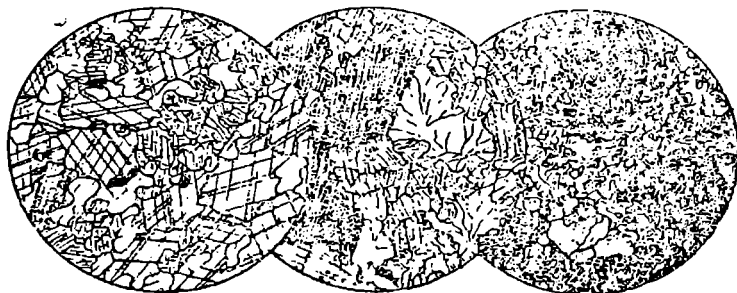
ბ

გ

ნახ. 254. მაგნეზიური კონტაქტური მარმარილოები:

ა — ფორსტერიტანი მარმარილო; ბ — დიოპსიდ-ედენიანი მარმარილო; გ — ხონდროდიტ-შპინელ-ბრუსიტანი მარმარილო.

ფერის მეტად მკიდრო ქანები, რომელთაც საერთოდ ფუძე რქაულებს უწოდებენ. სტრუქტურა მათთვისაც გრანოზლასტური და მახასიათებელი. შემადგენელი მინერალებია ფუძე პლაგიოკლასი, პიროქსენი და კალციტი. იმ შემთხვევაში კი, როცა



ა

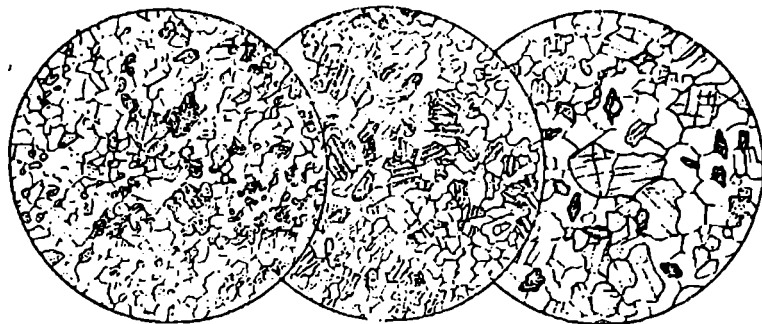
ბ

გ

ნახ. 255. კონტაქტური მარმარილოები:

ა — დიოპსიდ-საპირინიანი მარმარილო; ბ — დიოპსიდ-კალციონიანი მარმარილო; გ — გროსულარ-დიოპსიდიანი მარმარილო.

უფრო მეტად ფუძე ქანების გარდაქმნასთან გვაქვს საქმე, ამ ასოციაციას ემატება ოლივინი. შედარებით მუავე ქანების (ანდეზიტებს) შეცვლის შემთხვევაში კი ბიოტიტიც ჩნდება (ნახ. 257).



ა ბ გ

ნახ. 256. კალციუმის სილიკატებიანი რქაულები:

ა — დიოქსიდ-პლაგიოკლასიანი რქაულა; ბ — პიპერსტენ-ანდრადტ-ლაბრადორიანი რქაულა; გ — დიოქსიდ-კვარც-სფენიანი რქაულა.



ა ბ გ

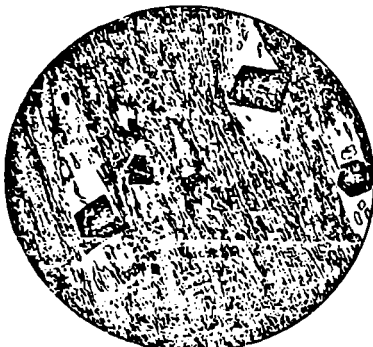
ნახ. 257. ფუქე რქაულები:

ა — ზქატყუარიან-ბიოტრიტიან-პლაგიოკლასიანი რქაულა; ბ — პიპერსტენიან-ბიოტრიტიან-პლაგიოკლასიანი რქაულა; გ — პიპერსტენიან-კორდერიტიან-მაგნეტიტიანი რქაულა.

რეგიონული მეტამორფიზმის დაბალი საფეხურის ქანები — ასპიდური ფიქლები, ფილიტები, კრისტალური ფიქლები

ასპიდური ფიქლები მეტამორფიზმის ყველაზე დაბალ საფეხურზე წარმოიქმნებიან, თუმცა საკმაოდ მტკიცე ქანებს წარმოადგენენ. ამ ფიქლებისათვის ძლიერ დამახასიათებელია ფურცლოვან-ფირფიტოვანი აგებულება და კარგად გამოხატული ყავრიანობა (კლივაჟი ანუ დატყევა). ამ თვისებების გამო, რომ ასპიდურ ფიქლებს იყენებენ ყავრის ნაცვლად და ამიტომ მათ სახურავ ფიქლებსაც უწოდებენ. ფიქლების კარგი ტყევალობის უნარი იმით აიხსნება, რომ მათი შემადგენელი მინერალური ნაწილაკები, რომლებსაც ქერცლოვანი აგებულება აქვთ, ყოველთვის ორიენტირებულია განლაგებული ტყევალობის სიბრტყეების პარალელურად, რაც ფიქლის ზედაპირს საკმაოდ აგლუვებს.

ასპიდური ფიქლების შემადგენელი მინერალების გარჩევა შეუიარაღებელი თვალით შეუძლებელია. მაგრამ მიკროსკოპის დიდი გადიდებათ (განსაკუთრებით კი რენტგენოსკოპულად) დგინდება, რომ უმთავრესი კომპონენტებია, რომლებითაც ფიქლის ძირითადი ჩონჩხია აგებული, წარმოდგენილია ქლორიტული და პიდროქარსული მინერალებით. შედარებით ცოტაა გრაფიტი, რკინის ეანგის (უმთავრესად ჰემატიტის) მტერისებრი მასები და ორგანული ნივთიერება. პიდროქარსული მინერალი უფრო ხშირად ილიტია, ზოგჯერ კი თიხის მინერალი — კაოლინიტიც გვხვდება. ამავე ფიქლების რამდენადმე მსხვილ ფრაქციაში აღინიშნება კვარცი, ფელსპატი, მუსკოვიტი, მაგნეტიტი, პირიტი და კარბონატული მინერალები. აქცესორებიდან დამახასიათებელია ტურმალინი, რუტილი, ეპიდოტი და სფენი. ასპიდური ფიქლები საერთოდ მუქი ფერის ქანებია. მათი ამგვარი შეფერვა კი გაპირობებულია რკინის ეანგისა და გრაფიტის მონაწილეობით. საერთოდ ეს ქანები ტიპური გეოსინკლინური წარმონაქმნებია, რომლებიც ძველსა და ახალგაზრდა თროგენებში საკმაოდ მძლავრ წყებებს ქმნის. დიდი გავრცელება აქვთ ამ ფიქლებს საქართველოში კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე (აფხაზეთი, სვანეთი, ხევსურეთი, კახეთი)..



ნახ. 258. ფილიტი მაგნეტიტის ჩ.წართეხით.

ფილიტები ასპიდურ ფიქლებთან შედარებით რამდენადმე მაღალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებშია ჩამოყალიბებული და ამიტომ შესამჩნევადაა გარდაქმნილი. ფილიტების გამოყოფა ასპიდური ფიქლებიდან ზოგჯერ რამდენადმე გაძნელებულია, მაგრამ თუ გავათვალისწინებთ ბიოტიტის უბეი რაოდენობით გამოჩენას და აგრეთვე სერციტი-მუსკოვიტის და უფრო ქლორიტის სიუხვეს, რომელთა ორიენტირებული განწყობა კლივაჟის სიბრტყეებზე ქანს აბრეშუმის ელვარებას ანიჭებს, მაშინ ფილიტების გამოჩენვა ასპიდური ფიქლებისაგან ძნელი აღარ იქნება.

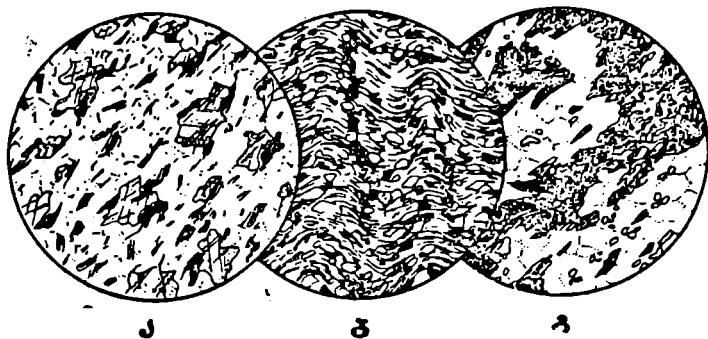
მინერალური შედგენილობის მიხედვით ფილიტებში გამოყოფენ შემდეგ სამ ტიპს: სერციტიანს, ქლორიტიანს და სერციტი-ქლორიტიანს. გარდა ამისა, ზოგიერთი სახესხვაობა საკმაო რაოდენობით შეიცავს კალციტსა და ეპიდოტსაც. ფილიტები ძირითადად თიხოვანი ქანების მეტამორფიზმის შედეგად წარმოიქმნებათუმცა მათი წარმოქმნა ტუფოგენების ხარჯზეც შეიძლება მოხდეს (ნახ. 258).

კრისტალური ფიქლები, როგორც სახელწოდება გვიჩვენებს, უფრო მეტად კრისტალური და შესამჩნევად მარცვლოვანი ქანებია. სწორედ ამ ნიშნებით განსხვავდება ეს ქანები ფილიტებისაგან. შედგენილობით კრისტალური ფიქლები შეიძლება მონომინერალურიც იყოს (მაგ., ქლორიტიანი ანუ მუსკოვიტიანი კრისტალური ფიქალი). მაგრამ უფრო ხშირად მათში რამდენიმე მინერალი მონაწილეობს (ქლორიტი, მუსკოვიტი, ალბიტი). ამასთან მეტამორფიზმის დაბალ საფეხურზე მდგომი კრისტალური ფიქლებისათვის დამახასიათებელია დაბალტემპერატურული მინერალების შემცველობა. ასეთებია: ალბიტი, მუსკოვიტი, ქლორიტი, აქტინოლითი, ტალკი, ეპიდოტი და კალციტი. მეტამორფიზმის დაბალ საფეხურს კრისტალური ფიქლებში გამოიყოფა შემდეგი სახესხვაობა: პელიტურ-ქარ-

სიანი, კვარციანი-ალბიტისანი, მუსკოვიტისანი, ბიოტიტისანი, ქლორიტისანი, აქტინოლითისანი, რკინისანი, მაგნეზიური და გლაუკოფანისანი ფიქლები.

პელიტურ-ქარსიანი კრისტალური ფიქლები პელიტური (თიხოვანი) ქანების გარდაქმნითაა წარმოქმნილი. ამ ფიქლებისათვის დამახასიათებელი მინერალური ასოციაცია ასეთია: მუსკოვიტი, ქლორიტი, კვარცი. როგორც მეორეხარისხოვანი. შეიძლება მონაწილეობდეს ეპიდოტი, ალბიტი და კალიციტი. შესაფერ პირობებში ჩნდება მანგანუმთან გრანატი და ქლორიტოიდები. ეს კი მეტამორფამდელი (ანუ საწყისი, დედაქანები) ქანის ქიმიური შედგენილობით არის გაპირობებული. კერძოდ, ქლორიტოიდი მაშინ წარმოიქმნება, როცა ქანში რკინა მეტია. ხოლო კალიუმის უკმარისობა ჩანს. საერთოდ პელიტურ-ქარსიანი კრისტალური ფიქლების ძირითადი მასა მეტად წმინდამარცვლოვანი აგებულებისაა, მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ამგვარ მასაში ქლორიტოიდისა და მუსკოვიტის პორფირობლასტები აღინიშნება.

კვარციანი-ალბიტისანი კრისტალური ფიქლები კვარციანი ქვებშია შექმნილი გარდაქმნის პროდუქტებს წარმოადგენენ, ხშირად უკავშირდებიან პელიტურ-ქარსიან ფიქლებს და თანდათან გადადიან მ.თში. მინერალური შედგენილობაც ამ უკანასკნელთა მსგავსი აქვთ, თუმცა მაინც განსხვავდებიან იმით, რომ მეტი რაოდენობით შეიცავენ კვარცს, ალბიტს და, რაც მთავარია, ეპიდოტს (ნახ. 259).



ნახ. 259. მეტამორფიზის დაბალი საფეხურის კრისტალური ფიქლები:
 ა — კალიციტ-ალბიტ-ქლორიტისანი კრისტალური ფიქალი; ბ — მუსკოვიტ-ქლორიტ-კვარციანი კრისტალური ფიქალი; გ — ალბიტ-ეპიდოტ-ქლორიტისანი კრისტალური ფიქალი (ვილიამსის, ტერნერის და ჟილბერტის მიხედვით).

აღნიშნულ ფიქლებთან ძლიერ ახლოს დგას კვარციტები, რომლებიც არსებითად კვარცის მარცვლებისა და კვარცისავე ცემენტისაგან შედგება. კაემიწის რაოდენობა ასეთ ქანებში 90 — 59%-ს აღწევს.

მუსკოვიტისანი კრისტალური ფიქლები. ამ ფიქლების მომცემი მეტამორფამდელი ქანებიც თიხოვანი ნალექებია. მუსკოვიტისანი კრისტალური ფიქლების მთავარი შემადგენელი მინერალია მუსკოვიტი, რომელსაც ზოგ შემთხვევაში ფელდშპატი, ქლორიტი, ქლორიტოიდი და კვარციებიდან ბიოტიტი და ფუქსიტი უერთდება. აქვე თითქმის ყოველთვის გვხვდება კვარცი და კალიუმის ფელდშპატები, მაგრამ მცირე რაოდენობით. იმ შემთხვევაში კი, როცა მუსკოვიტთან ერთად ბიოტიტის სიუხვე შეიმჩნევა, შესაძლებელი ხდება ცალკე სახესხვაობის გამოყოფა მუსკოვიტ-ბიოტიტისანი კრისტალური ფიქლის სახელწოდებით (ნახ. 259).

ბიოტიტიანი კრისტალური ფიქლები მთავარი მინერალის სახით შეიცავენ ბიოტიტს, მაგრამ ამ უკანასკნელთან ერთად შეიძლება შევხვდეთ რკა-ტყუარა, ქლორიტი, პლაგიოკლაზი და ეპიდოტი. ამ ფიქლების მომცემი პირველადი ქანები თიხოვანი ნალექებია.

ქლორიტიანი და აქტინოლითიანი კრისტალური ფიქლები თანდათან გადადიან ბიოტიტიან ფიქლებში, თუმცა ამ ფიქლების მომცემი პირველადი ქანები სულ სხვა ბუნებისაა. კერძოდ, ამგვარ ფიქლებს უმთავრესად ფუქე მავშური ქანები იძლევიან, მაგრამ არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა ეს ქანები ბიოტიტიანი კრისტალური ფიქლებისა და ამფიბოლიტების რეტროგრადული მეტამორფიზმის შედეგად წარმოიქმნებიან. ქლორიტიანი და აქტინოლითიანი კრისტალური ფიქლები მწვანე ფერით გამოირჩევიან, რაც ქლორიტის, ეპიდოტისა და აქტინოლიტის მონაწილეობით არის გაპირობებული. ამ ფიქლების ტიპური მინერალური ასოციაცია ასეთია: ქლორიტი, ეპიდოტი, აქტინოლიტი, ალბიტი. მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან აღსანიშნავია ოქტაედრული ფორმის მაგნეტიტი და აპატიტის პრიზმული კრისტალები. გარდა ამისა, ტუფოგენებიდან წარმოქმნილ სახესხვაობაში კვარციც მონაწილეობს.

რკინიანი კრისტალური ფიქლები უმთავრესად ძველ მეტამორფულ ფორმაციებთანაა დაკავშირებული. ფიქლების ამგვარი მასალა ძირითადად წერილმარცხოვანი კვარციტ ან კაჟით არის წარმოდგენილი. ამასთან ეს უკანასკნელი ზოგჯერ ინტენსიურად არის ჰემატიტით გაყენილი, რის გამოც ასეთ ქანებს ჩვეულებრივ წითელი ფერი აქვთ. რაიცა ფიქალში კვარცის ინდივიდუალობა ჩანს, ე. ი. ის წარმოდგენილია მსხვილი მარცვლების სახით, მაშინ ასეთ ფიქალს ჰემატიტიანი კრისტალური ფიქალს ან კიდევ რკინიან კვარციტს უწოდებენ. ხოლო თუ იგივე ქანი ზოლებრივი აგებულებისაა, მაშინ ჯესპილიტად იწოდება. რკინიანი კრისტალური ფიქლების აგებულებაში ჰემატიტის გარდა შეიძლება მონაწილეობდეს სიდერიტი, ანკერიტი, მცირე რაოდენობით ქლორიტი, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ფელდშპატები და სხვ. თუკი რკინის მინერალი მაგნეტიტია, მაშინ ფიქლის მინერალური ასოციაცია იცვლება და წარმოდგენილია ამფიბოლით, გრანატით (სპესარტინი) და მაგნეზიური ეპიდოტით — პიემონტიტით.

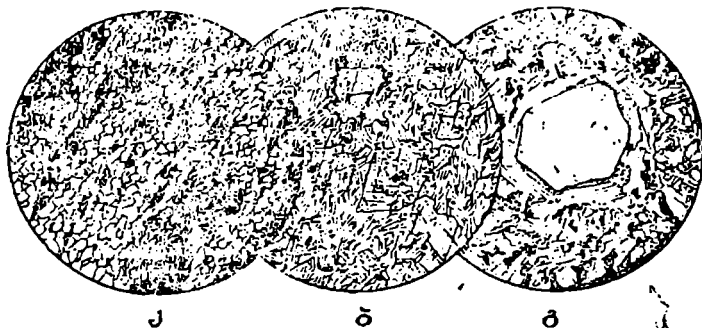
მაგნეზიური კრისტალური ფიქლები ულტრაფუქე ქანების გარდაქმნით წარმოიქმნება. უკანასკნელნი, როგორც ცნობილია, დაბალტემპერატურულ პირობებშიც კი ადვილად იშლებიან. მინერალური შედგენილობით ფიქლების ამ ჯგუფიდან გამოიყოფა შემდეგი სახესხვაობები: სერპენტინიანი (ანტიგორიტიანი)¹, ტალკიანი, ტალკიან-კარბონატიანი ფიქლები. მაგნეზიური კრისტალური ფიქლების ყველა სახესხვაობაში სერპენტინი ქერცლოვანი აღნაგობის ანტიგორიტით არის წარმოდგენილი. ქლორიტი, რომელიც ფიქლების ამავე ასოციაციებში გვხვდება, ღია მწვანე ფერისაა და მაღალი პლექრონიზმით გამოირჩევა, ხოლო ამფიბოლი ღია მწვანე ფერის აქტინოლიტის და უფერო ტრემოლიტის მიეკუთვნება. მაგნეზიური კრისტალური ფიქლების უმეტესობა პრიზმული მინერალების პარალელურ განლაგებას და შესამჩნევ ფიქლებრივობას ამჟღავნებს (ნახ. 260).

გლაუკოფანიანი კრისტალური ფიქლები სხვადასხვა ქანების — ღიაზღების, კვარციანი ქვიშაქვების, კარბონატული და კაჟიანი ნალექების მეტამორფიზმის პროდუქტებია. მავშური ქანებიდან წარმოქმნილ კრისტალურ ფიქლებში უხვადაა ლავსონიტი, გლაუკოფანი ან ეპიდოტი. ფიქლებში კალციტის სიუხვე მათი კირქვებიდან წარმოქმნაზე მიგვითითებს, კვარცისა და ფელდშპატებისა.

¹ ანტიგორიტი ფერცლოვან სერპენტინს ეწოდება.

კი — კვარციანი ქვიშაქვებიდან. იმ შემთხვევაში, როცა გრანატიისა და მკრთალად მოშწვანო პიროქსენის სიუხვე გვაქვს, ასეთი ფიქალი ეკლოგიტებიდან წარმოქმნილად ითვლება.

გლაუკოფანიანი ფიქლების ჭგუფში მრავალი მინერალური ტიპი გამოიყოფა. კერძოდ: გლაუკოფან-მუსკოვიტ-ქლორიტიანი ფიქალი, გლაუკოფან-უპიდოტ-ქლორიტიანი ფიქალი, გლაუკოფან-ალბიტ-ქლორიტ-უპიდოტ-სკაპოლიტიანი ფიქალი, გლაუკოფან-პიროქსენ-გრანატიანი და სხვა.



ნახ. 260. მეტამორფიზმის დაბალი საფეხურის კრისტალური ფიქლები:
 ა — კვარციან-მუსკოვიტიანი კრისტალური ფიქალი; ბ — მაგნეზიტ-ტალკიანი კრისტალური ფიქალი; გ — გლაუკოფანიანი (გრანატ-მუსკოვიტიანი) კრისტალური ფიქალი.

გლაუკოფანიან ფიქლებს წყვეტილი და უსწორმასწორო გამოსაველები ახასიათებთ, მათი ფიქლებრივი აგებულება და თავისებური მინერალური შედგენილობა ამ ფიქლების ცალმხრივი წნევის გავლენით წარმოქმნაზე მიგვითითებს.

**რეგიონული მეტამორფიზმის მაღალი საფეხურის ქანები —
 კრისტალური ფიქლები, გნეისები, გრანულიტები,
 ამფიბოლიტები, ეკლოგიტები**

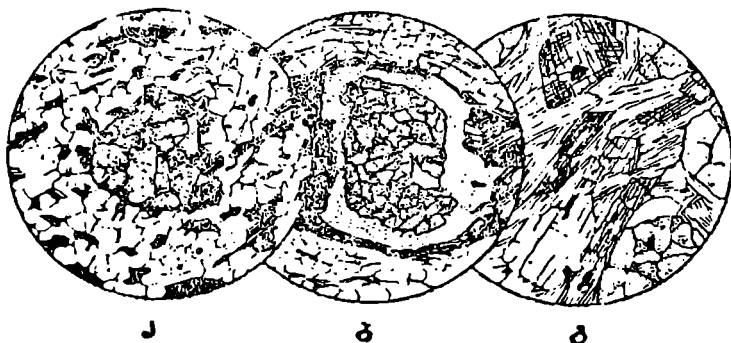
მეტამორფიზმის მაღალი საფეხურის კრისტალური ფიქლები დაბალი საფეხურის კრისტალური ფიქლებისაგან განსხვავდებიან გავრცელების პირობებით და, რაც მთავარია, თავისებური მინერალური ასოციაციით. გავრცელების მხრივ ფიქლების ეს ჭგუფი უძველეს გეოლოგიურ ფორმაციებს უკავშირდება და მოქცეულია ნაოჭა სისტემების ღრმად გადაარეცხილ ნაწილებში. დამახასიათებელი მინერალური ასოციაცია მხოლოდ და მხოლოდ მაღალტემპერატურული მინერალებითაა წარმოდგენილი. სახელობრ: გრანატი, სელიმანიტი, სტავროლითით, კორდიერიტით, ანდალუზიტით, კიანტიტ და ბიოტიტით. გარდა ამისა, უხვი რაოდენობით მონაწილეობს კვარცი და ფელდშპატები, განსაკუთრებით მაშინ, როცა კრისტალური ფიქალი კვარციანი ქანებისაგან არის წარმოქმნილი. ისე როგორც წინა შემთხვევაში, აქაც შესაძლებელი ხდება მეტამორფამდელი ქანის შედგენილობის საფუძველზე გამოიყოს ზოგი მნიშვნელოვანი სახესხვაობა, რომელთა დახასიათება აქვე არის მოცემული.

პელიტურ¹-კრისტალური ფიქლები, როგორც მაღალტემპერატურულ პირობებში წარმოქმნილი ქანები, შედარებით მსხვილმარცვლოვან აგე-

¹ იგულისხმება თიხოვანი ქანების გარდაქმნულ წარმოქმნილი ფიქლები

ბულებას ამჟღავნებს. ამასთან ამგვარი ფიქლებისათვის საკმაოდ თავისებური მინერალური ასოციაციაა დამახასიათებელი. კერძოდ, აქ ყოველთვის მონაწილეობს მურა წითელი ბიოტიტი და მუსკოვიტი. იმ შემთხვევაში კი, როცა ქანში კალიუმის სიუხვე შეიზღვევა, შესატყვისად შეიძლება მინერალური ასოციაცია: ბიოტიტი, მუსკოვიტი, ორთოკლაზი, პლაგიოკლაზი, კვარცი. მეორე მხრივ, როცა შეფარდება $Al_2O_3:K_2O$ -თან ერთზე მეტია, მაშინ მუსკოვიტთან ერთად გრანატი, სტავროლითი. კიანიტი ან სილიმანიტი წარმოიქმნება. სტავროლითი გამოკრისტალდება ისეთი ქანიდან, რომელშიც უხვდაა რკინა და თიხამიწა. კიანიტი, ისე როგორც სტავროლითი, მსხვილი, კარგად განვითარებული პორფირობლასტების სახით არის გამოყოფილი.

პელიტურ-კრისტალური ფიქლები მკაფიოდ ფიქლებრივი ქანებია, თუმცა გამწე ფიქლებრივობას ხშირად არღვევს ზემოაღნიშნული მინერალების პორფირობლასტები. ზოგ შემთხვევაში დამახასიათებელია კორდიერიტის მსხვილი გამონაყოფები, რომლებიც შემცველ ფიქლებს საკმაოდ უხეშმარცვლოვან აგებულებას ანიჭებს. პელიტურ კრისტალურ ფიქლებში წამყვანი მინერალის მიხედვით მრავალ სახესხვაობას გამოყოფენ; ასეთებია: ქარსიანი, გრანატ-ქარსიანი, კიანიტიანი, კიანიტ-გრანატიანი-ქარსიანი ფიქლები და სხვ. (ნახ. 261).



ნახ. 261. მეტამორფიზმის მაღალი საფეხურის კრისტალური ფიქლები:

ა — ანდალუზიტ-ბიოტიტ-პლაგიოკლაზიანი კრისტალური ფიქალი; ბ — სტავროლით-ბიოტიტ-მუსკოვიტ-კვარციანი კრისტალური ფიქალი; გ — კიანიტ-სტავროლით-ალმანდინ-მუსკოვიტიანი კრისტალური ფიქალი.

მეტამორფული ქანების ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება გრაფიტიანი ფიქლები, რომლებიც წარმოიქმნებიან ორგანული ნივთიერებებით გამდიდრებული თიხიანი ქანებიდან. გრაფიტიანი ფიქლებში გრაფიტი შავი წინწკლების, ლინზებისა და ძარღვაკების სახით აღინიშნება. აქვე გვხვდება მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ქლორიტი, კვარცი, ორთოკლაზი, გრანატი, სილიმანიტი და სხვ.

თავისებური მინერალური ასოციაციით გამოარჩევა კირქვიანი კრისტალური ფიქლები და ფიქლებრივი მარმარილოები, რომლებშიც, როგორც წესი, ყოველთვის მონაწილეობს კალიციტი და ამ უკანასკნელთან ერთად სხვადასხვა რაოდენობით — დიოპსიდი, კლანოკოიზიტი, გროსულარი, ბიოტიტი, ფლოგოპიტი, ფუქე პლაგიოკლაზი და სხვ. ფიქლებრივ მარმარილოებში კალიციტთან ერთად ხშირია სკაპოლითი, კვარცი, სფენი და სხვ.

ჩვეულებრივი მარმარილო კარგად ცნობილ მოსაპირკეთებელ-დეკორატიულ ქანს წარმოადგენს, რომელსაც ზოგჯერ თიხოვანი ნივთიერების თუ რკინის, ან სხვ. ეანგეულების შერევის გამო, სხვადასხვა შეფერვა ახასიათებს. ცნობილია მისი თოვლივით თეთრი, ოდნავ მოვარდისფრო, წითელი, ნაცრისფერი, შავი, მომწვანო და სხვ. როცა წვრილკონსტრუქციის კირქვაში სერპენტინისა შერეული — წერტილების ან ძარღვაკვების სახით, მაშინ ასეთ კირქვებს თუ მარმარილოებს ოფიოკალციტებს უწოდებენ.

მარმარილოს შედგენილობაში, როგორც ვთქვით, ბევრი სხვადასხვა მინერალი შედის, მაგრამ მთავარი მაინც კალციტი და დოლომიტია. კალციტიანი მარმარილო დოლომიტიანი მარმარილოსაგან თვალთ ძნელად გასარჩევია, მაგრამ მიკროსკოპში კალციტის კრისტალებს არასწორი კიდეები აქვთ, დოლომიტისას კი მკაფიოდ შემოფარგლული. საქართველო მდიდარია სხვადასხვა ფერის მარმარილოებით: თეთრი, მორუხი და თითქმის მოშავი. აღზანგაღმა კახეთში გვხვდება (ლოფთთა) მთეთრო, მონაცრისფრო; სვანეთში (დიზი) წითელი, მოვარდისფრო; მონაცრისფრო გვხვდება მდინარე ძირულის (შროშა), ყუბრილის (სალიეთი), ჩხერიმელის (მოლითი) ხეობებში, და ნაცრისფერი—სამხრეთ საქართველოში (სადახლო).

კვარციანი-ფელდშპატიანი კრისტალური ფიქლები — გნეისები და გრანულიტები. ქანების ეს ჯგუფი კვარცისა და ფელდშპატების უხვი (60 — 80%) შემცველობით ხასიათდება. მათი ტიპური წარმომადგენლები ძირითადად აგებულია კვარციით, პლაგიოკლაზითა და ორთოკლაზით. შედარებით ცოტაა ამფიბოლი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. ამასთან უკანასკნელთა ფურცლები თითქმის ყოველთვის ორიენტირებულადაა განწყობილი, რის შედეგადაც ამ ქანებს აქვთ ფიქლებრივი ან ზოლებრივი ტექსტურა. ამგვარი აგებულებისა და შედგენილობის ქანებს ზოგი მკვლევარი კვარციანი-ფელდშპატებიან კრისტალურ ფიქლებს უწოდებს, ზოგი კი მათ გნეისებს¹ ან კიდევ გრანულიტებს არქმევს.

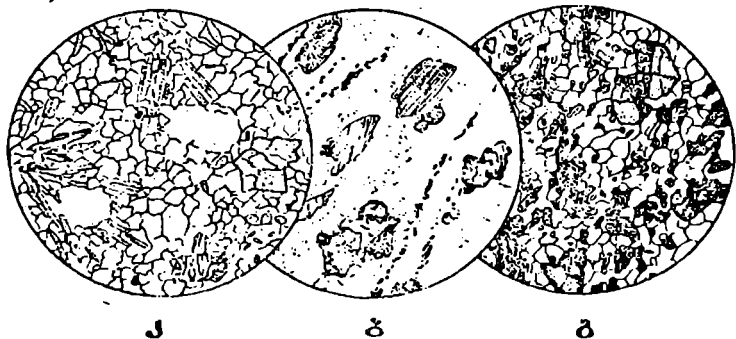
კვარციანი-ფელდშპატიანი კრისტალური ფიქლები და გნეისები არსებითად ერთი და იგივე მეტამორფული ქანებია, რომელთაც საესებით მსგავსი მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ, თუმცა პირველი ნათლად ფიქლებრივი თხელფირფიტოვანი ტექსტურისა და შედარებით წვრილმარცვლოვანი ქანებია, მეორე კი რამდენადმე ტრანსჰოლოებრივობით და თანაც მსხვილმარცვლოვანი აგებულებით ხასიათდება. კრისტალური ფიქლები და გნეისები შეიძლება წარმოიქმნას როგორც მაგმური, ისე დანალექი ქანების შეცვლის ხარჯზე. პირველ შემთხვევაში ძირითადი ან ორთოგნეისი მიიღება, მეორე შემთხვევაში კი — პარაფიქალი ან პარაგნეისი, მეტამორფამდელი ქანების ხასიათის მიხედვით ორთოგნეისებში სხვადასხვა შედგენილობის სახესხვაობები გამოიყოფა. კერძოდ: გრანიტ-გნეისი, სიენიტ-გნეისი და სხვ., პარაგნეისებში კი — კონგლომერატ-გნეისი, კვარციტ-გნეისი და სხვ.

რაც შეეხება გრანულიტებს, ეს მეტამორფული ქანები შედარებით მაღალი ტემპერატურისა და დიდი წნევის პირობებშია წარმოქმნილი. ამის შესატყვისად მათ ე. წ. გრანობლასტური სტრუქტურა და რამდენადმე თავისებური მინერალური ასოციაცია ახასიათებთ. სახელდობრ: კვარცი, ორთოკლაზი, პლაგიოკლაზი,

¹ ტერმინი გნეისი სხვადასხვა ვაგებობით იხმარება. ზოგი ამ ტერმინით მხოლოდ მაგმური წარმოშობის ზოლებრივ ქანს აღნიშნავს. სწორია აღრინდელი განმარტება, რომლის თანახმად გნეისი ფელდშპატიანი მეტამორფული ქანია, წარმოქმნილი როგორც მაგმური, ისე დანალექი ქანების ღრმა შეცვლით. ახლა მიღებულია, რომ მეტამორფიზმის შედეგად თხაფიქლები ჯერ ფილტვებად გარდაიქმნებიან, შემდეგ ქარსიან ფიქლებად და ბოლოს გნეიავებად.

კიანტიტი (ან სილიმანიტი); ანდა კვარცი, ორთოკლაზი, პლაგიოკლაზი, გრანატი (მოვარდისფრო ალმანდინი). მინერალების ამ ასოციაციას ზოგჯერ პიროქსენი (პიპერსტენი, დიოპსიდი) ემატება (ნახ. 262).

ამ ფიზიოლოგიური ამფიბოლიტები მარტივი შედგენილობის მეტამორფული ქანებია, რომლებიც არსებითად ამფიბოლისა და პლაგიოკლაზისაგან შედგებიან. მათთვის დამახასიათებელია როგორც მასიური (გრანოზლასტური), ისე ფიქლებრივი აგებულება, თუმცა ფიქლებრივობა, რაც პრიზმული მინერალების ორიენტირებულად განლაგების შედეგია, მიკროსკოპში უფრო კარგად ჩანს, ვიდრე შეუიარაღებელი თვალით. ამფიბოლიტები შეიძლება წარმოიქმნას სრულიად სხვა-



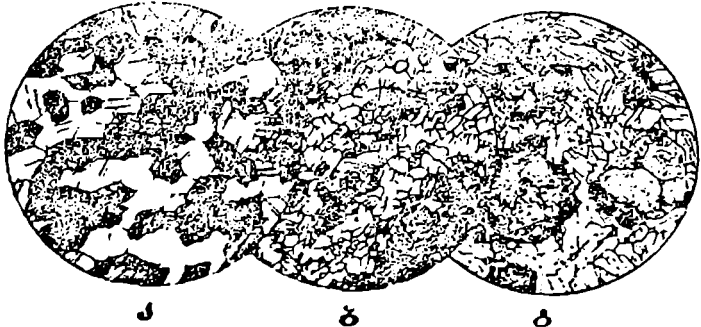
ნახ. 262. გრანულიტები:

- ა — ტურქალან-კვარციანი გრანულიტი;
- ბ — ალმანდინ-კიანტიტ-კვარციანი გრანულიტი;
- გ — პიროქსენიანი გრანულიტი.

დასხვა შედგენილობის ქანებიდან, კერძოდ, ულტრაფუქე და ფუქე ქანებიდან, ფუქე ტუფოგენებიდან, კრქვიანი დანალექი ქანებიდან და სხვ. ულტრაფუქე ქანებიდან წარმოქმნილ ამფიბოლიტებში პლაგიოკლაზი აღარ მონაწილეობს, ამფიბოლი კი მაგნიუმით მდიდარ სახესხვაობას (ანტოფილიტს და კუმინგტონიტს) მიეკუთვნება. ფუქე მაგმური ქანებიდან წარმოქმნილ ამფიბოლიტებში რაქტუყუარა და პლაგიოკლაზი სხვადასხვა რაოდენობით გვხვდება. გარდა ამისა, მათში შეიძლება მონაწილეობდეს გრანატი (ალმანდინი), ეპიდოტი, ბოტიტი და თხილთ მდიდარ სახესხვაობაში — კიანტიტი. პლაგიოკლაზი მეტ შემთხვევაში დაუპრჩობლავია და ოლიგოკლაზ-ანდრინს მიეკუთვნება. ამფიბოლი კი საკმაოდ მუქი ფერით ხასიათდება. ტუფოგენების ხარჯზე გაჩენილ ამფიბოლიტებში ამფიბოლთან და პლაგიოკლაზთან ერთად კვარცი და ბოტიტი მონაწილეობს. განსაკუთრებული მინერალური შედგენილობა ახსიათებს დანალექი ქანებიდან წარმოქმნილ ამფიბოლიტებს, რომლებშიც პლაგიოკლაზის, კვარცისა და ბოტიტის რაოდენობა ძლიერ შემცირებულია, გრანატი კი საერთოდ აღარ გვხვდება. სამაგიეროდ, დამახასიათებელია მწვანე დიოპსიდის და პრიზმული ეპიდოტის მონაწილეობა. ამფიბოლიტებს საერთოდ ფართო გაყრცელება ახასიათებთ და უმთავრესად ძველ მეტამორფულ წყებებს უკავშირდებიან (ნახ. 263).

ეკლოგიტები. ეკლოგიტები უმთავრესად მასიურ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ სუსტად ფიქლებრივი ქანებია, რომლებიც მხოლოდ მცირე სიდიდის სხეულების, ლინზების, ქსენოლითების სახით გვხვდებიან და თავიანთი გაყრცელებით ხშირ შემთხვევაში მეტამორფული ქანების ასოციაციას უკავშირდებიან. ისე როგორც

ამფიბოლიტები, ეკლოგიტებიც მარტივ მინერალურ შედგენილობას ამჟღავნებენ. უმთავრესი ქანმავალი მინერალებიც ამ შემთხვევაში ორია — მკრთალად მოვარდისფრო გრანატი და მწვანე პიროქსენი (ომფაციტი), რომლებიც ჭიმიური შედგენილობით დიოპსიდისა $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ და ჟადეიტის $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ ნარევეს წარმოადგენენ. მცირე რაოდენობით ყოველთვის გვხვდება რუტილი და კვარცი. თიხამიწის სიუხვის დროს ეკლოგიტებში დისტენიც გვხვდება. ეკლოგიტები თავიანთი ჭიმიზმით გაბრო-ბაზალტებს შეესატყვისებან. ამიტომ ვერაულობენ, რომ მათი მომცემი



ნახ. 263. ამფიბოლიტები და ეკლოგიტი:

ა — ამფიბოლიტი, ამფიბოლის გარდა არის ოლიგოკლაზი, ბიოტიტი და სფენი; ბ — რქატუარაინ-დიოპსიდის ამფიბოლიტი; გ — ეკლოგიტი, ჩანს გრანატი ქლორიტის არშით; ძირითად მასაში ბევრია ნატრიუმიანი პიროქსენი.

სწორედ ეს ქანები უნდა იყოს; ბაზალტურ ქანებში შემავალი პლაგიოკლაზი და ავგიტი ეკლოგიტების ფორმირების პირობებში არამდგრადობას იჩენენ — პლაგიოკლაზის ალბიტური ნაწილი ომფაციტშია შესული, ანორთიტული ნაწილი კი — გრანატი. ამიტომ, რომ ეს უკანასკნელი ალმანდინისა და პიროქსის გარდა გროსულარსაც შეიცავს (12%-მდე). ვარკვეულ პირობებში ეკლოგიტები რეტროგრადულ მეტამორფიზმს განიცდიან, რის შედეგად ამ ქანების გლაუკოფანიანი ტიპები წარმოიქმნება.

ულტრამეტამორფიზმის ქანები — მიგმატიტები, ანატექტიტები, გაგრანიტებული ქანები

მიგმატიტები. სიტყვა მიგმატიტი ნარევე ქანს აღნიშნავს. ასეთ ნარევეში არსებითად ორგვარი მასალის არსებობა იგულისხმება. ერთია გრანიტოიდული, მეორე კი სუბსტრატის მეტამორფული ქანი. გრანიტოიდული მასალა მოძრავია და მისი ინექცია ხდება სუბსტრატის ქანებში (გნეისებში, ამფიბოლიტებში, ქარსიან ფიქლებში და სხვ.). ვერაულობენ, რომ გრანიტოიდული მასალა უმთავრესად სიღრმიდან მოიტანება, თუმცა მისი წარმოქმნა ადგილზევე შეიძლება მოხდეს სელექციური ლლობის შედეგად (იხ. გვ. 196). ინექციური მასალა სუბსტრატის ქანებში სხვადასხვა ფორმითაა განლაგებული და სწორედ ამ ფორმების მიხედვით არის გამოყოფილი მიგმატიტების შემდეგი ტიპები: შრეული ანუ ინექციური გნეისები (ინექციური მასალა ფიქლებრივობის ან შრეთა შორის სივრცეს იკავებს), ლინზური, ტოტისებრი, ბადისებრი (ნახ. 264), ნაოქა და სხვ.

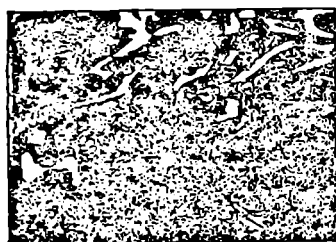
თავისებური ტიპებია აგმატიტები, პტიგმატიტები და ბუნდოვანი მიგმატიტები (ნებულიტები). აგმატიტები ეწოდება ბრეჩიულ მიგმატიტებს, რომლებშიც დაკუთხული ნატეხები სუბსტრატის ქანებია, ცემენტის მასა კი — აპლიტური გრანიტი ან კვარცი. პტიგმატიტურ მიგმატიტებში ინექციური გრანიტული მასალა სუბსტრატის ქანების ფიქლებრივობას უთანხმოდ ჰკვეთს და ამავე დროს დანაოჭებულიცაა. ბუნდოვანი მიგმატიტები კი იმით გამოირჩევა, რომ სუბსტრატის ქანსა და მასში შეჭრილ გრანიტულ მასალას შორის განსხვავება ნათლად არ ჩანს და საზღვარი მათ შორის ძნელი გასაგებებია. მიგმატიტები უმთავრესად ინტრუზივების მოსაზღვრე ზონებშია გავრცელებული.



ა



ბ



გ



დ

ნახ. 264. მიგმატიტები:

ა — შრეულ მიგმატიტი; ბ — ლინზისებრი; გ — ტოტისებრი; დ — ბადისებრი.

ანატექტიტები, როგორც ზევით აღვნიშნეთ, ტიპური ულტრამეტამორფული ქანებია, რომელთა ფორმირებაში არსებით როლს სელექციური (შერჩევითი) გალლობა ასრულებს. ამ პროცესის შედეგად კრისტალური ფიქლები და გნეისები, რომლებიც მდიდარია კვარცფელსპატური მასლით, მარტივი მინერალური შედგენილობის გრანიტებად გარდაიქმნებიან. პლაგიოგრანიტების, კვარციანი დიორიტებისა და სხვა ამგვარი ქანების წარმოქმნა ღრმად დაძირული გეოსინკლიური ნალექების (თიხაფიქლების, გრაუვაკებისა და სხვა ქანების) გარდაქმნის შედეგია. მაგრამ ანატექტიტების ერთ-ერთი ძირითადი ნიშანი მაინც ის არის, რომ მათში უხვად არის მთლიან გაღობას გადაარჩენილი სუბსტრატის ქანები, რომლებიც შლიორული ჩანართების ხასიათს ატარებს. შედგენილობით ამგვარი შლიორები, მიუხედავად იმისა, რომ მუქი მინერალებით რამდენადმე გამდიდრებულია, შემცველი ქანებისაგან ღიდავ არ განსხვავდებიან.

გაგრანიტებული ქანები. როგორი ბუნებისაც უნდა იყოს გაგრანიტების პროცესი (მეტასომატიური თუ მაგმური ჩანაცვლების), ქანში ყოველთვის.

შეიმჩნევა ტუტეებისა და კემიწის რაოდენობრივი მატება; სამაგიეროდ, შემცირებას განიცდის და ჭანიდან გაიტანება მაგნიუმი. კალციუმი და რკინა. მინერალ-გურად საწყის სტადიაზე ეს პროცესი ღია სილიკატების პორფირობლასტების ზრდაში, მარცვალთშორის არეებში მიკროკლინის ძარღვაკების, ხოლო პლაგიო-კლასებში ანტიპერტიტების გაჩენით გამოიხატება. საზგიეროდ, ადვილად იშლება პიროქსენები, გრანატები, სტავიროლითი, დისტენი და სხვა მინერალები, რომელთა ადგილზე ვითარდება მიკროკლინი, ბიოტიტი და კვარცი. პროცესის ბოლო სტადიაზე წარმოქმნილი ჭანი მიკროკლინით მდიდარი, უმთავრესად მოვარდისფრო ფერის გრანატი. დადგენილია, რომ ვაკრანტიტების პროცესს უფრო ადვილად განიცდიან ფიქლებრივი ქანები, ვიდრე მასიური ქანები.

მეტასომატური მეტამორფიზმის ქანები — მეტასომატიტები:
ადინოლები, სკარნები, გრეიზენები, მეორადი კვარცბრები,
პროპილიტები

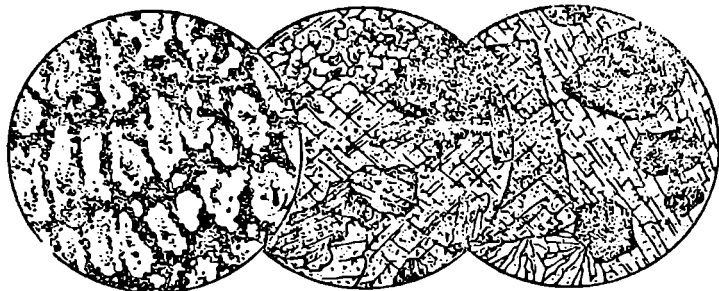
მეტასომატიტები ეწოდება ისეთ ქანებს, რომლებიც მეტასომატური მეტამორფიზმს შედეგადაა წარმოქმნილი. ამგვარი ქანები, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, სხვადასხვა გეოლოგიურ გარემოშია ჩამოყალიბებული, კერძოდ, კონტაქტ-მეტამორფიზმის, ავტომეტამორფიზმის, რეგიონულ და ულტრამეტამორფიზმის პირობებში. ამ შემთხვევაში მინერალთა წარმოქმნაში დიდი როლი ეკუთვნის პნევმატოლითურ-ჰიდროთერმულ პროცესებს, როცა წყალთან ერთად მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოატანება სხვადასხვა ელემენტები და მათ შორის ზორი, ფტორი, ქლორი, ტუტეები და სხვ. განსაკუთრებით ტიპობრივია ზორის მოტანა, რასაც მოსდევს მკაფი ინტრუზივების კონტაქტში განვითარებულ რქაულებში ტურმალინის კონცენტრაცია. ზორისა და სხვა ნივთიერებათა ინტენსიური მოტანის დროს ადგილი აქვს პელიტური ქანების მეტასომატურ შეცვლას და მათგან ტურმალინ-კვარციანი ფიქლებისა და გატურმალინებული ქვიშაქვების წარმოქმნას. პირველ შემთხვევაში ტურმალინი ანაცვლებს ბიოტიტსა და ფვლდშპატს, მეორე შემთხვევაში კი კვარცისა და ფვლდშპატის შორის არეგშია გამოყოფილი. კარბონატულ ქანებში ამავე მეტასომატური შეცვლით ზორის სხვა სილიკატი — აქსინიტი $Ca_2(Mn, Fe)Al_2BSi_4O_{11}(OH)$ ჩნდება. ფტორის მატებით პელიტურ ქანებში ლეპიდოლიტის ტიპის ღია ქარსი გამოიყოფა. მაგნეზიურ კირქვებში კი — ფლოგოპიტი. კარბონატულ ქანებში ქლორიდების შემოტანას მოსდევს სკაპოლითის გამოყოფა. დღია ტუტეების როლი მეტასომატურ პროცესში: ნატრიუმის უხვი მოტანით ჯერ პერტიტი¹ და შახნატური ალბიტი წარმოიქმნება, შემდეგ კი მთლიანი გაალბიტება ხდება. კალიუმის მეტასომატონი დასაწყისში წარმოქმნის ანტიპერტიტს², ბოლო სტადიაზე კი — მიკროკლინსა და ქარსს.

ადინოლები ტიპური კონტაქტური მეტასომატური ქანებია, რომელთაც ლოკალური გავრცელება აქვთ და უკავშირდებიან დიამაზების კონტაქტებს. ადინოლები მჭიდრო აგებულების, მუქი ფერის ქანებია, რომელთა შედგენილობაში მონაწილეობს ალბიტი, კვარცი, ცვალეზა და რაოდენობით სერაიტი და ქლორიტი (ნახ. 265). ალბიტი მარცვლოვან აგრეგატებს ქმნის ან ცალკეულ კვანძებში თავმოყრილი, ხშირად კარგად განვითარებულ სუფროლიტურ გამონაყოფებსაც იძლევა. ადინოლურ ქანს ხშირ შემთხვევაში კარგად გამოხატული რელიქტური შრეებრივობა ემჩნევა.

¹ პერტიტია ციო ნიშნის ალბიტის კანონზომიერ შერდის ორთოკლასთან.
² ანტიპერტიტი — ორთოკლასის ნაწილაკების კანონზომიერი შერდა პლაგიოკლასთან.

ქანების ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება დესმოზიტები და სპილოზიტები, დესმოზიტები ალბიტით გამდიდრებული ბაფთისებრი აგებულების ქანებია, სპილოზიტები კი ლაქებრივ აგებულებას ამჟღავნებენ. ლაქებში ძირითადად ქლორიტი და რკინის ჰიდროქსიდი მონაწილეობს. ქანის ძირითადი ჩოხჩხი კი ალბიტს, ქლორიტსა და კვარც-სერიციტულ მასებს უჭირავს.

სკარნები¹ ძირითადად კონტაქტ-მეტასომატური პროცესებით წარმოქმნილი ქანებია. წარმოქმნის ტემპერატურული პირობების მიხედვით მათ ყოფენ მაღალ და დაბალტემპერატურულ სკარნებად. მაღალტემპერატურული (500 — 800°) სკარნების უმთავრესი მინერალებია გრანატი (ანდრადიტი-გროსულარი), ზონოკლინური პიროქსენი (ლიოპსიდ-ჰედენბერგიტი), შედარებით ცოტაა ვოლასტონიტი, ვეზუვიანი, სკაპოლითი, ფორსტერიტი და სხვ. (ნახ. 265). მდნეული მინერალები



ნახ. 265. აღნიშნული და სკარნები:

ა — აღნიშნული. ალბიტის მსხვილ გამონაყოფებს შორის ჩანს კალციტით აგებული ძარღვები; ბ — სკარნი. ქანის უმთავრესი მასა ვეზუვიანის, ლიოპსიდისა და გრანატისაგან შედგება; გ — სკარნი, ვეზუვიანით, ლიოპსიდით, გრანატით და ჰიპერსტენით.

ბია მაგნეტიტი, შეელიტი, კასიტერიტი და მოლიბდენიტი. დაბალტემპერატურული სკარნების აგებულებაში მონაწილეობს ეპიდოტი, ამფიბოლი, ქლორიტი, კალციტი და სხვ. მდნეულებიდან კი — სულფიდები (პირიტი, ქალკობირიტი, პიროტინი, არსენობირიტი, გალენიტი და სხვ.). მინერალების ამგვარი ასოციაცია ძირითადად კარბონატული ქანების (კირქვების, დოლომიტების) მეტასომატური შეცვლით წარმოიქმნება მჟავე ინტრუზიების კონტაქტებში. უმთავრესი ელემენტები, რომლებიც ამ დრ ახ მოიტანება, არის: Fe, Mg, Al, Si და აკრეფენ აქროლადი კომპონენტები. სკარნები სხვადასხვა სიდიდის, ზედაპირთან ახლოს, ან საშუალო სიღრმეზე მდებარე შრისებრი, ლინისებრი, სვეტისებრი და ძარღვული ფორმის სხეულებს ქმნიან. სკარნებს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ, რადგანაც მათთანაა დაკავშირებული რკინისა და სულფიდების მნიშვნელოვანი საბადოები.

გრეიზენები ისეთი მეტასომატიტებია, რომლებიც აეტომეტამორფიზმის (პნეემატოლითურ-ჰიდროთერმული პროცესის) შედეგად არიან წარმოქმნილი; ძირითადად უკავშირდებიან ულტრამჟავე და მჟავე მაგმურ ქანებს, თუმცა, ზოგჯერ დანალექი ქანების შეცვლითაც წარმოიქმნებიან. გრეიზენიზაციის პროცესი ჩვეუ-

¹ სკარნი სკანდინავიური ტერმინია და ფუძე ქანს ნიშნავს.

ლებრივ იწყება ფელდშპატების ჩანაცვლებით, ქარსის ფურცლებითა და ტოპაზ-ტურმალინის წვრილი გამონაყოფებით. ამავე დროს მოიტანება Sn, W, Fe, Pb, Li, Be, As, F, P და სხვ. სამაგიეროდ, ქანიდან გაიტანება ტუტეები და ტუტე-მიწა მეთალები. გრეიზენებისათვის დამახასიათებელია შემდეგი მთავარი მინერალები: კვარცი, მუსკოვიტი, ლეპიდოლითი, ტურმალინი, ტოპაზი, ფლუორიტი, აპატიტი და სხვ.; მადნეულებიდან — კასიტერიტი, ვოლფრამიტი. იშვიათად გვხვდება მ.ოლიბდენიტი, შველიტი, პირიტი, არსენოპირიტი. სფალერიტი, გალენიტი, მაგნეტიტი, ჰემატიტი. გარეგნულად გრეიზენები ღია ფერის, მეტ-ნაკლებად პოროვანი ქანებია, უკავშირდება ინტრუზივების აპკალურ ნაწილებს და ხშირად ნაპრალების გასწვრივია ლოკალიზებული. გრეიზენებს ორგანიზაციის ტიპის გამაღწევა უკავშირდება: ვოლფრამ-კასიტერიტული და სულფიდური.

მეორადი კვარციტები მჭიდრო აგებულების კვარც-სერიციტიანი ქანებია, რომელთა წარმოშობა კონტაქტის ქანების, უმთავრესად მჟავე ეფუზივების პიდროთერმულ-მეტასომატური პროცესებით წევცლას უკავშირდება; პროცესის არსი იმაში მდგომარეობს, რომ პოსტმაგმური ჰიდროთერმული კონტაქტის ქანებს თანდათანობით ამდიდრებენ კვარცით, სერიციტით და სხვა მინერალებით. სამაგიეროდ, ქანიდან გაიტანება მაგნიუმი და კალციუმი, რაც იწვევს პლაგიოკლასისა და ფერალი მინერალების შემცირებას. ბოლო დროს მეორადი კვარციტების წარმოშობის შესახებ სხვა აზრიც გამოითქვა. კერძოდ, ნ. ნაყოფიერი ფიქრობს, რომ ამ ქანების წარმოშობა ეფუზიური ვულკანიზმის (მჟავე გაზოთერმების) მოქმედებას უნდა უკავშირდებოდეს.

მეორადი კვარციტების მთავარი მინერალებია კვარცი, სერიციტი, ალუნიტი, დიკიტი, დიასპორი, ანდალუზიტი, პიროფილიტი. მეორეხარისხოვანია: კორუნდი, ალუმინიუმის ბოროსილიკატები — დიუმორტიერიტი, ტოპაზი, ტურმალინი, რუტილი, სულფიდები (FeS_2 , $CuFeS_2$, PbS , ZnS). მძიმე მეთალები (Au, Ag) და სხვ.

გარეგნული იერით მეორადი კვარციტები ძლიერ ჰგვანან მჟავე ეფუზივებს. მეტამორფამდელი ქანების რელიქტური სტრუქტურა და ტექსტურებიც კარგად აქვთ შერჩენილი, თუმცა თიხამიწით მდიდარი მინერალების გამოჩენის შემდეგ ამგვარი სტრუქტურები ჩვეულებრივ აღარ ჩანან. მეორადი კვარციტები პრაქტიკულად საინტერესო ქანებია, რადგან მათთან არის დაკავშირებული მეტალური (ურალის სპილენძ-კოლჩედანური საბადო) და არამეტალური საბადოები (ყაზახეთის კორუნდ-ანდალუზიტის საბადო).

პროპილიტები. პროპილიტიზაცია ჩვეულებრივ მცირე სიღრმეზე მიმდინარეობს და წარმოადგენს პიდროთერმულ პროცესს — წყლის, ნახშირორთქანის, გოგირდის და სხვა კომპონენტების მოქმედებით. პროპილიტიზაციის დროს ადგილი აქვს ფერალი მინერალების ჩანაცვლებას ქლორიტით, ურალიტით, ეპიდოტით, სერიციტით და ცეოლითებით. ერთდროულად მიმდინარეობს ფელდშპატების ალბიტიზაცია, პირიტის წარმოშობა, ზოგჯერ კი ალუარზიზაცია და გაკვარცება. გარდა ამისა, ზოგიერთ პროპილიტში შეიძლება შეგვხვდეს პრენიტი, ალუნიტი, ბარიტი, თაბაშირი და სხვ. ტიპური პროპილიტები შეიცავენ ეპიდოტს, ქლორიტს, კალციტს, კვარცს, პირიტს. პროპილიტიზაციას უმთავრესად რეგიონული გავრცელება აქვს და ძირითადად უკავშირდება სხვადასხვა ასაკის გეოსინკლინურ ვულკანურ წყებებს. საერთოდ ამგვარ ქანებს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭებათ, რადგან მათთან ასოციაციაში იმყოფება ისეთი მნიშვნელოვანი სასარგებლო მეთალები, როგორც არის სპილენძი, ტყვია, თუთია, ოქრო, ვერცხლი და სხვ.

მეტამორფული ფაციონების მოკლე დახასიათება
(დანართის ხაზით ფ. ტერნერის და ჯ. ფერხუგენის მიხედვით)

კონტაქტური მეტამორფიზმის ფაციესები

ალბიტ-ეპიდოტ-რქაული ფაციესი. თერმული მეტამორფიზმის ეს ფაციესი შედარებით დაბალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში ყალიბდება. იგი დამახასიათებელია კონტაქტური ზონების კედებისათვის და, საერთოდ, უშუალოდ კონტაქტიდან მოცილებული უბნებისათვის. იშვიათად, მაგრამ მაინც არის შემთხვევები, როცა სუსტი კონტაქტ-მეტამორფიზმის შემთხვევაში მხოლოდ ეს ფაციესია განვითარებული.

ალბიტ-ეპიდოტ-რქაული ფაციესის დამახასიათებელი ქანების ასოციაცია ასეთია: პელიტური რქაულები (კვარცი-ალბიტ-მუსკოვიტი-ბიოტიტი კორდიერიტით ან ანდალუზიტით), ლაქზური ფიქლები (კვარცი-ალბიტ-ეპიდოტი ქარსით), ფუქე რქაულები (ალბიტ-ეპიდოტი-ექტინოლითი-ქლორიტი კვარცით), მარმარილოები (კალციტი-ტალკი კვარცი ან კალციტი-ტრემოლითი-კვარცი).

რქაულ-რქაული ფაციესი. ამგვარი ფაციესი უმთავრესად კონტაქტურ ზოლებსა და ინტრუზივებში მოყოლილ სხვადასხვა ქანთა ქსენოლიტებშია დადგენილი. ამის წინ აღწერილ ალბიტ-ეპიდოტ-რქაული ფაციესისაგან იგი იმით განსხვავდება, რომ ალბიტ-ეპიდოტ-ექტინოლითის მაგიერ შეიცავს რქაულ-რქას და პლაგიოკლასს. ხოლო კირქვიან ქანებში — დიოპსიდ-ფორსტერიტს და გროსულარს. ფაციესის ჩამოყალიბების თერმოდინამიკური პირობები ხასიათდება შედარებით დაბალი ტემპერატურით და მაღალი წნევით. ამგვარი პირობები კი რამდენადაც უფრო ინტენსიურს ხდის მეტამორფიზმს, რასაც თიხოვანი და მერგელოვანი ქანების შედგენილობის ღრმა შეცვლაზე მივყავართ. სწორედ ამგვარი ქანებიდან წარმოიქმნება ქარსიანი ფიქლების კვანძიანი სახესხვაობები, რომლებშიც ანდალუზიტის და კორდიერიტის პორფირობლასტები გვხვდება, ხოლო ძირითად ჩონჩხში ქარსი, კვარცი, პლაგიოკლასი, რქაულ-რქა და ქლორიტი შედის. აღსანიშნავი ისიც არის, რომ ამავე ფაციესისათვის დამახასიათებელი მარმარილოები სუფთა კირქვისაგანაა წარმოშობილი, ხოლო დოლომიტ-ან კირქვებს პერიკლასიანი, ბრუსიტიანი და სერპენტინიანი მარმარილოები მოუციათ.

პიროქსენიანი-რქაული ფაციესი. ამ ფაციესის ქანების ფორმირება უმთავრესად შიდა კონტაქტურ ზონებში, ინტრუზივების ახლოს მიმდინარეობს, მაღალი ტემპერატურის და დაბალი წნევის პირობებში. ასეთ გარემოში პელიტური ქანების მთლიან გადაკრისტალკებას აქვს ადგილი; მკაფიოდ ყალიბდება ამა თუ იმ მინერალის პორფირობლასტები და პელიტურა ქანის ძირითადი ჩონჩხიც მარცლოვანი აგებულების ხდება. განსაკუთრებით ეს ითქვამს კირქვიან ქანებზე, რომელთა გადაკრისტალკება მარცლოვან რქაულებს გვაძლევს.

პიროქსენ-რქაული ფაციესის ქანების დამახასიათებელი მინერალური ასოციაცია დიდად არის დამოკიდებული პირველადი ქანების ბუნებაზე. მაგალითად, თუ ქანი თავიდანვე კაემიწით არის გაჭერებული, მაშინ მასში კვარცი-ბიოტიტი-ფელდშპატება და ჰშირად ანდალუზიტი და სილიმანიტი ჩნდება, ხოლო კაემიწით გაუჭერებელ ქანებში კორუნდი და შინელი წარმოიშობა. იმ შემთხვევაში კი, როცა მერგელების, კეიანი კირქვების და დოლომიტების მეტამორფული გარდაქმნა ხდება, მინერალური ასოციაცია თავისებურია და წარმოდგენილია ვოლასტონიტი, დიოპსიდით და გროსულარით. კაემიწის უკმარისობის შემთხვევაში პერიკლასი, ბრუსიტი და ფორსტერიტი ჩნდება. ამასთან ისიც კარგად არის ცნო-

ბილი, რომ Al_2O_3 -ით მდიდარი თიხების ტიპომორფული მინერალი ანალუზიტია, ხოლო მაშინ, როცა ამავე ქანში FeO და MgO გვაქვს, კორდიერითი ჩნდება. ალანიზული ქანების კიდევ უფრო მატების შემთხვევაში პიპერსტენი წარმოიშობა. CaO სიუხვის შემთხვევაში დიოპსიდის, გროსულარის და ეოლასტონიტის გამოკრისტალუებას აქვს ადგილი.

სანიდინური ფაციესი. სანიდინური ფაციესის ჩამოყალიბების თერმოდინამიკური პირობები საკმაოდ თავისებურია: ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანების ფორმირება უშუალოდ მიწის ზედაპირზე ან ზედაპირთან ახლოს, დაბალი წნევისა და მეტად მაღალი ტემპერატურის პირობებში მიმდინარეობს. მაღალი ტემპერატურა კი გაპირობებულია გაზების სწრაფად გამოყოფით და დაქანების პროცესით, რასაც უშუალოდ მიწის ზედაპირზე ან ამ უქანასკნელის ახლოს აქვს ადგილი მაგმური ქანების გაცივების მომენტში. საერთოდ სანიდინურ ფაციესს ლოკალური გავრცელება აქვს და უკავშირდება მაგმისა და დანალექი ქანების კონტაქტებს, აგრეთვე ეფუზიურ ქანებში მოყოლილ ქსენოლითებს.

ფაციესისათვის დამახასიათებელი ტიპომორფული მინერალებია ნატრიუმით მდიდარი სანიდინი, ტრიდომიტი, პიკონიტი — $(Ca, Mg)(Mg, Fe)[Si_2O_6]$ და ზოგიერთი იშვიათი კალციუმიანი სილიკატი — ლარნიტი Ca_2SiO_4 , რანკინიტი — $Ca_2[Si_2O_7]$, მერკინიტი — $Ca_2Mg[Si_2O_6]$, თუმცა, ამ შემთხვევაში პირველადი ქანების ხასიათის მიხედვით განსხვავებული პინერალური ასოციაცია ჩნდება. მაგალითად, თიხოვანი ქანების გარდაქმნა სანიდინს არ წარმოშობს, სამაგიეროდ, ასეთი ასოციაცია წარმოიქმნება: მულიტი — $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, სილიმანიტი, კორდიერითი. კაჟით მდიდარი ნალექებიდან ქრისტოზალიტი და ტრიდომიტი წარმოიშობა, ხოლო ფუძე ქანების შეცვლით — პიკონიტი, კლინოენსტატიტი და მონტიჩელიტი — $CaMgSiO_4$. ქსენოლითების მთლიანი გაღობის დროს ზოგჯერ მინაც ჩნდება.

რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესები

ცეოლითური ფაციესი. რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესებს შორის ცეოლითური ფაციესი ყველაზე დაბალ საფეხურზე მდგომ მეტამორფიზმს გამოხატავს. ფიქრობენ, რომ ამ შემთხვევაში დიაგენეზისიდან მეტამორფიზმში გარდამავალ სტადიასთან უნდა გვექონდეს საქმე. ჩვეულებრივ, საწყისი მეტამორფიზმის კრიტერიუმად ფიქლებრივობას მიიჩნევენ, რის დროსაც მინერალური მარცვლების დეფორმაციას (წყვეტას, მარცვლის სიდიდის შემცირებას) აქვს ადგილი. მაგრამ ზოგჯერ ისიც ხდება, რომ ქიმიურად არამდგრადი ქანები ყოველგვარი დეფორმაციის გარეშე ცეოლითებად გარდაიქმნება ხოლმე. მართალია, გაცეოლითებას დიაგენეზის პროცესის დროსაც აქვს ადგილი, რასაც წყლის შემცველი ქანების (ვულკანური მიწა, ტუფები და სხვ.) პერლანტიტში — $(Ca, Na_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$ — გადასვლა მოსდევს, მაგრამ იგივე ქანები უფრო მეტ სიღრმეზე (700 — 1000 მ) და მაღალი ტემპერატურის პირობებში (200 — 300°) სხვა ცეოლითურ მინერალად — ლომონტიტად — $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4H_2O$ — გარდაიქმნება.

ცეოლითური ფაციესის დამახასიათებელი (წამყვანი) მინერალური ასოციაცია ასეთია:

ლომონტიტი — ალბიტი-კვარცი (სფენი-სელადონიტი)

კვარცი-ალბიტი-პუმპელითი

კვარცი-აღულარი-პუმპელითი

ამ ასოციაციას ზოგიერთ ქანში აქცესორულად პრენიტი, კალციტი და რკინაწი ეპიდოტი ემატება. თუმცა სხვა შემთხვევაში პრენიტი ამ ფაციესის წამყვან მინერალს წარმოადგენს.

მწვანე ფიქლების ფაციესი. მწვანე ფიქლების ფაციესის ქანებიც მეტამორფიზმის დაბალ საფეხურზე იმყოფება. ვარაუდობენ, რომ დიდი ნაწილი ამ ქანებისა დიაგენეზგავლილი დანალექი ქანებიდან უნდა იყოს წარმოშობილი. ფაციესისათვის დამახასიათებელია დაბალტემპერატურული, ხშირად ჰიდროქსილ-შემცველი მინერალები: ქლორიტი, ეპიდოტი, ტალკი, სერპენტიტი, სერიციტი, ალბიტი, კვარცი, ბიოტიტი, კარბონატი, ზოგჯერ აქტინოლითი, რომლებიც ტემპერატურას დაწვეის შემთხვევაში ქლორიტში, ეპიდოტში ან კალციტში გადადის.

მწვანე ფიქლებას ფაციესში რიგი სხვადასხვა ქანებია გაერთიანებული. სახელობარ: ქლორიტიანი, სერიციტ-ქლორიტიანი, მუსკოვიტიანი, ბიოტიტ-ქლორიტიანი, ტალკიანი ფიქლები; კვარციანი, ალბიტიანი, ეპიდოტიანი ქანები; კალციტიანი და დოლომიტიანი მარმარილოები. მწვანე ფიქლების ფაციესის ქანები უმთავრესად ახალგაზრდა ნაოკა მხარეების პერიფერიული ნაწილებისთვისაა დამახასიათებელი.

გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესი. გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესი ფორმირების თერმოდინამიკური პირობებით ძლიერ ახლოს დგას მწვანე ფიქლების ფაციესთან. ისე როგორც უკანასკნელისათვის, ამ შემთხვევაშიც დაბალი ტემპერატურა ($300 - 400^{\circ}$) და მაღალი საერთო წნევაა, წყლის წნევასთან ერთად, დამახასიათებელი. ასეთ პირობებში უნდა იყოს ღრმად დამირული გეოსინკლინური ნალექები და, მართლაც, თუ თვალს გადავავლებთ გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესის გავრცელებას, დავინახავთ, რომ ეს უკანასკნელი უმთავრესად პალეოზოურ და უფრო ახალგაზრდა გეოსინკლინურ წარმონაქმნებთანაა დაკავშირებული. მიუხედავად იმისა, რომ სიახლოვე შეიმჩნევა მწვანე ფიქლებისა და გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესების მინერალურ ასოციაციებში, ზოგიერთი ნიშნებით მაინც ხერხდება მათი გარჩევა. გლაუკოფანიან ფაციესში რკინით მდიდარი ეპიდოტი შედის და კლინოკოიზიტის მაგიერ ლავსონიტია წარმოდგენილი. გარდა ამისა, მწვანე ფიქლების ფაციესისათვის ალბიტი დამახასიათებელი, აქ კი ალბიტი ძლიერ იშვიათია და მის მაგიერ პარა-კვარცი და ჟადეიტი ვითარდება. ზოგს მიაჩნია, რომ გლაუკოფანიანი ფიქლების ნაწილი მაინც შეიძლება მეტასომატური პროცესებით (ნატრიუმის და რკინის მოტანით) ჩამოყალიბდეს.

პირველადი ქანები, რომელთა მეტამორფული გარდაქმნით გლაუკოფანიანი ფიქლების ფაციესი წარმოიქმნება, არის ბაზალტები, დიბაზები, ტუფები და აგრეთვე მსხვილნატეხიანი, პელიტური და კაჟიანი ქანები. გლაუკოფანიანი ფიქლების დამახასიათებელი მინერალური ასოციაცია ასეთია: გლაუკოფანი-მუსკოვიტი-ქლორიტი-კვარცი (ასეთი ფაციესი პელიტური ქანების გარდაქმნით წარმოიშობა), ფუძე ქანების შეცვლა სხვადასხვა ასოციაციას გვაძლევს, კერძოდ, ლავსონიტ-გლაუკოფანიანს, ლავსონიტ-ჟადეიტ-ალმანდინიანს და სხვ.

ალმანდინ-ამფიბოლიტური ფაციესი. ალმანდინ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანების ფორმირების თერმოდინამიკური პირობები წინა ფაციესთან შედარებით მაღალი ტემპერატურით ($550 - 750^{\circ}$ C) და წნევით ($4000 - 8000$ ბარი) განსხვავდება. საერთოდ კი ამ ფაციესის ქანები მეტამორფიზმის საშუალო და მაღალი საფეხურის პროდუქტებია, აღსანიშნავია, რომ ისეთი ქანებიც კი, როგორც

პელიტებია, შორს წასული მეტამორფიზმის შედეგად მსხვილმარცვლოვან (პორფირობლასტურ) ქანებადაა გარდაქმნილი.

ალმანდინ-ამფიბოლიტური ფაციესის განმსაზღვრელი მინერალური ასოციაცია ასეთია: რქატყუარა-პლაგიოკლაზი (ანდეზინი)-ალმანდინი ანდა რქატყუარა-პლაგიოკლაზი (ანდეზინი)-ეპიდოტი. სხვა მინერალებიდან ხშირია სტ:ეროლითი, კორდიერიტი, დისტენი, ვოლკონიტი, სილიმანიტი და მუსკოვიტი. გარდა ამისა, ფუძე ვულკანიტები და კარბონატული ქანები პიროქსენთან, ამფიბოლთან, გროსულართან, პლაგიოკლაზთან და კვარცთან ერთად კალციტსაც შეიცავს.

თავისებური ქანებია ამფიბოლიტები, რომელთა მთავარი შემადგენელი მინერალებია, როგორც უკვე ვთქვით, რქატყუარა და პლაგიოკლაზი (ანდეზინი ან უფრო ფუძე), მაგრამ ამათ გარდა შეიძლება შეგვხვდეს გრანატი, დიოპსიდი, ეპიდოტი, კვარცი და ბიოტიტი.

ერთმანეთისაგან საკმაოდ ძნელი გასარჩევია ორთო- და პარამფიბოლიტები. თუმცა ის კია, რომ ისეთი ამფიბოლიტები, რომლებიც დანალექი ქანებიდან არის წარმოქმნილი (ე. ი. პარამფიბოლიტები) შეიცავს ძლიერ ცოტა პლაგიოკლაზს, ბევრ რქატყუარას, გრანატს და ეპიდოტს, მაშინ, როცა ფუძე მაგმური ქანებიდან წარმოშობილ ამფიბოლიტებში პლაგიოკლაზი საკმაოდ ბევრია, რომელსაც პირველადი მაგმური ქანის სტრუქტურა შენარჩუნებული აქვს. მითითებულია აგრეთვე ისიც, რომ ასეთ ქანებში ყოველთვის აღინიშნება სფენი. ალმანდინ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებს ფართო გავრცელება აქვს კალედონურ და ჰერცინულ მთათა სისტემებში.

გრანულიტური ფაციესი. გრანულიტური ფაციესი აერთიანებს მეტამორფიზმის მაღალი საფეხურის ქანებს, რომლებიც მაღალი ტემპერატურის (700 — 800° C) და მაღალი (13000 ბარი) წნევის (როგორც ჰიდროსტატიკური, ისე ცალმხრივი) პირობებშია ჩამოყალიბებული. ამ ფაციესისათვის დამახასიათებელი ქანებია გნეისები და პლაგიოკლაზ-პიროქსენიანი ფიქლები, რომელთაც თავისებური ტექსტურა და მინერალური შედგენილობა ახასიათებთ. შემჩნეულია, რომ ამ ქანებს უფრო ხშირად ზოლებრივი ან ლინზისებრი აგებულება აქვთ, რაც გაპირობებულია მელანოკრატული და ლეიკოკრატული ფენების მორიგეობით. ამასთან ხშირია ისეთი შემთხვევაც, როცა მსხვილმარცვლოვანი კვარცით აგებული ლინზისებრი გამონაყოფები ჩართულია კვარცისა და ფელდშპატის წვრილაგრევატულ მასაში.

შედგენილობის მიხედვით გრანულიტებში გამოიყოფა ორი მთავარი ტიპი: ღია ფერის — მყავე, რომელსაც უბრალოდ გრანულიტი ეწოდება, და მუქი ფერის — ფუძე, რომელსაც ტრაპ-გრანულიტი ჰქვია. გრანულიტური ფაციესებისათვის რამდენიმე მინერალური ასოციაციაა დამახასიათებელი. სახელდობრ: კვარცი-ორთოკლაზი-გრანატი, სილიმანიტით და დისტენით (ღია ფერის გრანულიტი), პლაგიოკლაზი-ჰიპერსტენი-დიოპსიდი, კვარცით და ორთოკლაზით (მუქი ფერის გრანულიტი) და დიოპსიდი-პლაგიოკლაზი-კალციტი, კვარცით ან პლაგიოკლაზის მაგიერ სკაპოლიტით.

რიგ შემთხვევაში გრანულიტებში ტუტე მეტასომატიზმს აღნიშნავენ, რაც გამოხატულია ფელდშპატის მიკროკლინიზაციასა და ჰიპერსტენის ბიოტიტიზაციასში.

გრანულიტური ფაციესის ქანები უმთავრესად ძველი — კამბრიულის წინა დროის წარმონაქმნებთანაა დაკავშირებული.

ეკლოგიტური ფაციესი. მკვლევართა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ ეკლოგიტური ფაციესის ქანები მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში უნდა იყოს ფორ-

მირებული (ან მანტიის გარე ნაწილში) იქ, სადაც ფუძე და ულტრაფუძე ქანების განვითარებული და თანაც საკმაოდ მაღალი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში.

ეკლოგიტური ფაციესის ტიპობიარფულ მინერალებს წარმოდგენს ომფაციტა და გრანატი. ფაციესისათვის დამახასიათებელი მინერალური ასოციაციაა: ომფაციტი-გრანატი (რუტილი); ომფაციტი-გრანატი-კიანიტი (რუტილი); ომფაციტი-გრანატი-ენსტატიტი (რუტილი) და სხვ. ეკლოგიტებს საერთოდ მცირე გავრცელება აქვთ და უმთავრესად გვხვდებიან ოროგენული ზონების გნეისებისა და კრისტალური ფიქლების ასოციაციაში.

ფაციესების ეს დახასიათება, მართალია აღრინდელია (125), მაგრამ აქ იმიტომ მოვიტანეთ, რომ იგი საკმაოდ სრულ წარმოდგენას იძლევა ფაციესებში გაერთიანებულ ქანებზე და მათში შემავალ მინერალურ ასოციაციებზე.

ლიტერატურა

შეხავალი ნაწილისათვის

1. ჭანელიძე ალ. კონტინენტები და მათი წარმოშობა, თბილისი, საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამ.-ბა, 1955.
2. ჭანელიძე ალ. ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი, თბილისი, თსუ გამ.-ბა, 1968.
3. Батюшкова И. В. Внутреннее строение Земли. М., Изд. «Наука», 1975.
4. Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли, в кн. Земная кора и верхняя мантия материков, М., «Наука», 1966.
5. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Изд. «Недра», 1975.
6. Брэдшоу М. Дж. Современная геология. Л., Изд. «Недра», 1977.
7. Гаврилов В. П. Феноменальные структуры земл. М., Изд. «Наука», 1978.
8. Гаврилов В. П. Историческая геология и региональная геология СССР. М., Изд. «Недра», 1979.
9. Земная кора и верхняя мантия. М., Изд. «Мир», 1972.
10. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М., Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Изд. «Недра», 1976.
11. Иванова М. Ф. Общая геология. М., Изд. «Высшая школа», 1974.
12. Келдер Н. Беспокойная земля. М., Изд. «Мир», 1975.
13. Лебедев Т. С., Коринец Д. В. Тепло земли. Изд. АН УССР, 1963.
14. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Изд. «Недра», 1965.
15. Моисеев Ф. С. Основы глубинной геологии. Л., Изд. «Недра», 1981.
16. Монин А. С. История Земли. Л., Изд. «Наука», 1977.
17. Обуэн Ж. Геосинклинали, Проблемы происхождения и развития. М., Изд. «Мир», 1967.
18. окраины континентов и островные дуги. М., Изд. «Мир», 1970.
19. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Журн. «Геотектоника» 1969, № 4.
20. Перельман А. И. Геохимия. М., Изд. «Высшая школа», 1979.
21. Пушаровский Ю. М. Поиск нужно продолжить. Журн. «Природа», № 7, М., Изд. «Наука», 1972.
22. Тектоносфера Земли. М., Изд. «Наука», 1978.
23. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. III, 1955.
24. Ферхуген Дж., Тернер Ф. Вейс Л., Вархапტიг К., Файф У. Земля. I и II том. М., Изд. «Мир», 1974.
25. Хани В. Е. Происходит ли научная революция в геологии? Журн. «Природа», М., № 1, 1970.
26. Хани В. Е. Общая геотектоника. М., Изд. «Недра», 1943.
27. Холмс А. Основы физической геологии. М., Изд. иностр. лит., 1949.

I ნაწილისათვის (კრისტალოგრაფია)

28. ბოკი გ. კრისტალოქიმია (თარგმანი რუსულიდან), თბილისი, თსუ გამ.-ბა, 1968.
29. პოპოვი ა. და შაფრანოვსკი ი. კრისტალოგრაფია (თარგმანი რუსულიდან), თბილისი, გამ.-ბა ტექნიკა და შრომა, 1951.
30. ხარაშვილი გ. კრისტალოგრაფია, თბილისი, საქართველოს პოლიტექნიკური ინსტიტუტის გამ.-ბა, 1975.
31. Аншелес О. М. Начала кристаллографии, Изд. ЛГУ, 1952.

32. Костов Н. Кристаллография, М., Изд. «Мир», 1965.
 33. Флинт Е. Е. Начала кристаллографии, М., Госгеолиздат, 1952.

II ნაწილისათვის (მინერალოგია)

34. ბეტეხტიანი ა. მინერალოგიის კურსი (თარგმანი რუსულიდან), თბილისი, გამ.-ბა ტექნიკა და შრომა, 1957.
 35. ყიფშიძე ი., გვახარია ვ., ძოწენიძე გ. მინერალოგია, თბილისი, გამ.-ბა სახელგამი, 1938.
 36. Годовников А. А. Минералогия. М., Изд. «Недра», 1975
 37. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. т. т. I—5, М., Изд. «Мир», 1965.
 38. Костов Н. Минералогия. М., Изд. «Мир», 1971.
 39. Лазаренко Е. К. Минералогия. Киев, Гостехиздат, 1951.
 40. Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии, Львов, Изд. Львовского университета, 1963.
 41. Минералы. справочник. т. т. I и II, Изд. АН СССР, М., 1960, 1963, 1965, 1967.
 42. Смольяников Н. А. Практическое руководство по минералогии, М., Госгеолиздат, 1955.
 43. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов, Изд. Львовского университета, 1949.
 44. Moret L. Précis de Géologie, Paris, 1955.
 45. Hurlbut C., Klein C. Manual of mineralogy (after James D. Dana), New York. London, 1977.

III ნაწილისათვის (პეტროგრაფია)

46. თვალჭრელიძე ა. მაგმური ქანების პეტროგრაფია, თბილისი, თსუ გამ.-ბა, 1950.
 47. ზარიძე გ. მაგმური ქანების გენეზისი, თბილისი, თსუ გამ.-ბა, 1939.
 48. ზარიძე გ. მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროგრაფია, გამ.-ბა განათლება, 1972.
 49. ლუჩიციკი ვ. პეტროგრაფია (თარგმანი რუსულიდან), თბილისი, გამ.-ბა ტექნიკა და შრომა, 1952.
 50. Баддингтон А. Формирование гранитных тел, М., Изд. иностр. лит., 1963.
 51. Барт Т. Теоретическая петрология, М., Изд. иностр. лит., 1956.
 52. Бейли Б. Введение в петрологию. М., Изд. «Мир», 1972.
 53. Белоусова О. Н., Мухина В. В. Общий курс петрографии, М., Изд. «Недра», 1972.
 54. Биляни Ю. А. О генезисе щелочных пород, Избранные труды, т. I, Изд. АН СССР, 1953.
 55. Богатиков О. А., Михайлов Н. П., Гоньшак ова В. И. Классификация и номенклатура магматических горных пород, М., Изд. «Недра», 1981.
 56. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород, Госгеолиздат, 1946.
 57. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород, М., ОНТИ, 1934.
 58. Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении, в сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США», М., ОНТИ, 1937.
 59. Вильямс Х., Тернер Дж., Гилберт Ч. М. Петрография, М., Изд. иностр. лит., 1957.
 60. Грэн Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии, М., Изд. «Мир», 1968.
 61. Дамниова А. М. Петрография магматических горных пород, М., Изд. «Недра», 1967.
 62. Делн Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М.-Л., ОНТИ, 1936.
 63. Деньгин Ю. П. Сокращенный курс петрологии. М., ОНТИ, 1934.
 64. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы, М., Изд. АН СССР, 1955.
 65. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, Госгеолтехиздат, 1961

66. Заварицкий А. Н. Петрография, Ленинград, 1969.
67. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород, М., Изд. «Недра», 1980.
68. Йодер Г. С., Тняли К. Э. Происхождение базальтовых магм, М., Изд. «Мир», 1965.
69. Коптев-Дворников. В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения, М., Изд. «Недра», 1967.
70. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
71. Кузнецов Е. А. Краткий курс петрографии. Изд. МГУ, 1970.
72. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций, М., Изд. «Недра», 1964.
73. Лапинская Т. А., Прошляков Б. К. Основы петрографии, М., Изд. «Недра», 1974.
74. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Белянкин Д. С. Петрографические таблицы. М., ОНТИ, 1933.
75. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, Избр. труды, т. IV, М.-Л., Изд. АН СССР, 1955.
76. Лодочкиков В. Н. Краткая петрология без микроскопа. М., Госгеолиздат. 1956.
77. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 2, М., Изд. «Наука», 1971.
78. Макдональд Г. Вулканы, М., Изд. «Мир», 1975.
79. Маракушев А. А. и др. Петрография, Изд. Московского университета, 1976.
80. Менерт К. Новое о проблеме гранитов, М., Изд. иностр. лит., 1963.
81. Механизм интрузии магмы, М., Изд. «Мир», 1972.
82. Мухомов В. В. Практическая петрография, М., Изд. иностр. лит. 1963.
83. Окраины континентов и островные дуги, М., Изд. «Мир», 1970.
84. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., Изд. «Недра», 1972.
85. Половинкина Ю. И. и др. Структуры горных пород, т. т. 1, 2, 3, Госгеолиздат, 1948.
86. Проблемы образования гранитов, сб. 1 и 2, Изд. иностр. лит., 1949.
87. Ритман А. Вулканы и их деятельность, М., Изд. «Мир», 1964.
88. Саранчина Г. М., Шикарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород, Л., 1967.
89. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии, Л., Изд. «Наука», 1970.
90. Тиррель Г. В. Основы петрологии. Госстептехиздат, 1932.
91. Трусов И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд.-во МГРИ. 1967.
92. Хуан У. Т. Петрология, М., Изд. «Мир», 1965.
93. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород, М., Изд. «Мир», 1975.
94. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии, М., Изд. «Недра», 1968.
95. Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм, М., Изд. «Наука», 1976.
96. Niggli P. Gesteine Minerallagerstätten, Basel, 1948.

IV ნაწილისათვის (დანალექი ქანები)

97. შვეციტი მ. დანალექი ქანების პეტროგრაფია (თარგმანი რუსულიდან), გამ.-ბა ტექნიკა და შრომა, 1952.
98. Авдусин А. П. Глинистые осадочные породы, М., 1953.
99. Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, М., 1947.
100. Дзоценидзе Г. С. К вопросу классификации песчаников, Извест. геол.общества Грузии, т. 3, вып. I, 1963.
101. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков, М., Изд. «Недра», 1963.

102. Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Изд. «Мир», 1971.
103. Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.-Л., ОНТИ, 1932.
104. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Изд. «Высшая школа», 1974.
105. Крашенинников Г. В. Учение о фациях. М. Изд. «Высшая школа», 1971.
106. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, тт. 1,2, М., 1940.
107. Рухин Л. Б. Основы литологии, М., Гостехиздат, 1953.
108. Рухин Л. Б. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. т. I и II. Л., 1958.
109. Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород. т. т. I и II, 1957.
110. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. т. I, II, III, М., 1962.
111. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, М., 1956.
112. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах, М., 1968.
113. Чухров Ф. В. Коллонды в земной коре. М. Изд. АН СССР, 1955.
114. Швецов М. С. Петрография осадочных пород, М., Гостеолтехиздат, 1958.

У ნაწილისათვის (შეტამორფული ქანები)

115. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Изд. «Недра», 1979.
116. Грубенман Н. У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.-М., 1933.
117. Добрецов П. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Наука», 1970.
118. Елиссеев Н. А. Метаморфизм, Изд. ЛГУ, 1960.
119. Заварицкий В. А. Петрография, т. т. I и II, Л., 1969.
120. Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жпль. Зап. мин. об-ва, 75, 4, 1946.
121. Мейсон Р. Петрология метаморфических пород, М., Изд. «Мир», 1981.
122. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса, М., Изд. «Мир», 1976.
123. Судовников Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, ЛГУ, 1961.
124. Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород, М., Изд. иностр. лит. 1951.
125. Тернер Ф. Д., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд. иностр. лит., 1961.
126. Харкер А. Метаморфизм М.-Л., ОНТИ, 1937.
127. Eskola P. (Barth, Coirens). Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.

საძიებელი¹

- ბგლოუტინატი 225
 აგმატი 304
 აგპაიტური ქანები 137
 ადამელიტი 188
 ადინოლი 305
 ადულარი 98
 ავანტურინი 97
 ავგიტი 89
 ავგიტი 169
 აელაკოგენი 17
 აეტომეტამორფიზმი 267
 აზურიტი 77
 ალბიტი 99
 ალბიტიტები 181
 ალკერიტი 234
 ალკეროლითები 234
 ალიასკიტი 188
 ალივალიტი 117
 ალიტები 239
 ალმანდინი 86
 ალმასი 64
 ალნიოიტი 167
 ალოტიგენური 212
 ალპური ტიპი 61
 ალუნიტი 79
 ამაზონიტი 98
 ამეზიტი 94
 ამეთეისტო 96
 ამიანტი 91
 ამორფული ნივთიერება 23
 ამორფული სტრუქტურა 219
 ამფიბოლები 91
 ამფიბოლიტები 302
 ანალიკიმი 100
 ანალიკიმიანი სიენიტი 183
 ანატექსისი 270
 ანატექსიტური გრანიტი 198
 ანატექტიტები 270, 304
 ანდალუზიტი 83
 ანდეზიტი 173
 ანდეზიტ-ბაზალტი 173
 ანდეზინიტები 173
 ანდეზიტური პორფირიტი 173
 ანდრაღიტი 86
 ანთიმონიტი 69
 ანიზოტროპული ნივთიერება 23
 ანკარაპიტი 161
 ანორთიტი 99
 ანორთოზიტები 156
 ანორთოკლაზი 98
 ანტეკლიზები 17
 ანტიგორიტი 93, 94
 ანტრაციტი 257
 ანჰიდრიტი 78, 255
 აპატიტი 80
 აპლიტები 190
 აპოფიზები 118
 არაგონიტი 77
 არაერთგვაროვანი ტექსტურა 128
 არათანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა 126
 არაკრისტალური სტრუქტურა 126
 არამეტალები 64
 არგილიტები 239
 არენიტი 231
 არიუვიტი 157
 არკოზული ქვიშაქვა 231
 არსენოპირიტი 67
 არფედსონიტი 92
 ასიმილაცია 107
 ასთენოსფერო 8
 ასპიდური ფიქლები 295
 ასფალტი 259
 ასხისტური 134
 ატმოსფერო 6
 ატომური მესერი 25
 აეროპიგმენტი 70
 აუტიგენური მინერალები 212
 აფანიტური სტრუქტურა 126
 აფროკანდიტი 149
 აქატი 96
 აქვამარინი 87
 აქროიტი 88
 აქტინოლითი 91
 აქტინოლითიანი კრისტალური ფიქალი 298
 აქცესორული მინერალები 130
 აღმოსავლეთის ზურმუხტი 71

¹ საძიებელი შეადგინა რ. ჩირაგაძემ.

ბადლები შიგნითი 303
ბახალი 159
ბახალური ავგორი 89
ბახალური შიგნითი წარმოშობა 164
ბახალური რეპრეზენტა 91
ბახალური ფენა 7
ბალონითი 120
ბარტი 78
ბაღთური ავებულების სილიკატები 91
ბაქნები 16
ბივრლი (ბერილი) 87
ბიოპირტი 71
ბიომორფული 220
ბიოსტრომები 250
ბიოტიტი 93
ბიოტიტის კრისტალური ფიქლები 298
ბირთვი 9
ბლასტები 275
ბორნიტი 68
ბოქსიტი 240
ბრექჩია 227
ბრონიტი 88
ბრონიტიტი 157
ბრუსიტი 73
ბუნებრივი საწვავი გაზი 258

ბაბრო 155
გაბრო-დიორიტები 172
გაბრო-ნორიტი 156
გაბრო-პეგმატიტი 158
გაბრო-პორფირიტი 158
გაგრანიტება ანუ გრანიტოზაცია 270
გაგრანიტებული ქანები 304
გალენიტი 68
გამოფიტვა 201
განწყურება 125
განფენი 120
გარდატეხის მაჩვენებელი 47
გეზები 247
გეოსინკლინები 10
გიოტიტი 71
გიშერი 258
გლაუკონიტი 95
გლაუკოფანი 92
გლაუკოფანიანი კრისტალური ფიქალი 298
გნეისი 301
გოგირდი 64
გოლიციონის ფენა 8
გონიომეტრი 29
გრავიტაციული დეფერენცია 106
გრანატები 86
გრანიტი 187
გრანტიზაცია 270
გრანიტ-პორფირი 189, 195
გრან-ტული ფენა 7
გრანობლასტური 275
გრანოდირიტი 182

გრაფიტი 64
გრაფიტიანი ფიქლები 300
გრანულიარი ქვიშაქვა 233
გრანულიარი 86
გუმბათისებრი ფორმა 120
გუტენბერგის ფენა 8

დაიტი 118
დანალექი ფორმაციები 260
დანალექი ქანების სტრუქტურა 217
დაქანება-აღდგენითი პროცესი 202
ლაიტები 192
ლაიტური პორფირები 192
ღებავგრაფია 49
ღენდრიტები 53
ღესმონიტი 306
ღიაბაზი 158
ღიაბლასტური 276
ღიაგენეზი, ღიაგენეზისი 209
ღიალაგი 89
ღიალაგირტი 157
ღიამაგნიტური მინერალი 57
ღიასპორი 71
ღიასხისტური 134
ღიატომიტი 247
ღიატრემა 119
ღიაჰსიდი 89
ღიაჰსიდიტი 157
ღიორიტი 171
ღიორიტ-პორფირიტი 172
ღისტენი 83
ღოლერიტი 163
ღოლომიტი 76, 253
ღრავიტი 88
ღრუხები 53
ღენიტი 144

მგზოგენური ანუ დანალექი ტიპი 60
ეგირინი 90
ეგირინ-ავგირტი 90
ეკვოსინკლინი 10
ეკლილითი 87
ეკირიტი 156
ეკლოგირტი 302
ეკლოგირტი გარსი 8
ელემენტარული თვისებები 57
ენდოგენური ქანები 59
ენსტატიტი 88
ენსტატიტის პერიოდული 144
ენობქნური ოროგენი 12
ეპიგენეზი 210
ეპიგენეზის ოროგენი 12
ეპიდოტი 84
ეპიზონა 277
ეპოთერმული ძარღვები 60
ერთგვაროვანი ტექსტურა 128
ესექსიტი 165

- ეფუზიური დიაბაზი 163
 ეფუზიური ქანები 117
- მადი 73
 ვაკა 231
 ვებსტერიტი 157
 ვეზუიანი 84
 ვერლიტი 144
 ვერმიკულიტი 93, 95, 198
 ვერცხლი 63
 ვეფხის თვალი 97
 ვივიანიტი 80
 ვოგეზიტი 180
 ვოლასტენიტი 90
 ვორობოიეტი 87
 ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაციები 261
 ვულკანური აგლომერატი 222
 ვულკანური ბრექჩია 222
 ვულკანური ლოდნარი 222
 ვულკანური ფერფლი 222
 ვულკანური ქვიშა 222
 ვულკანური ყუმბარა 222
- ზედაპირული ანუ ეფუზიური (ველკანური)
 ქანები 134
 ზოლბერგი ტექსტურა 129
 ზურმუხტი 87
- შაბაშირი 79, 254
 თანხმობითი ინტრუზივები 117
 თანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა 126
 თიხაფიქლების ფორმაციები 260
- იაკუპირანგიტი 150
 იასპისი 97, 247
 იგნიმბრიტი 225
 იდიობლასტური სტრუქტურა 275
 იდიომორფული 126
 იზომორფიზმი 58
 იზოტროპული 24
 იიოლითები 150
 ილიტი 95
 ილმენიტი 73
 ინვერსიული ღერძი 33
 ინტერსერტული 127
 ინტრაგეოანტიკლინი 10
 ინტრაგეოზონკლინი 10
 ინტრუზიული (აბისური) ქანები 133, 134
 ისლანდიური შპატი 75
 იშვიათი გაფანტული ელემენტები 19
 იშვიათი ელემენტები 19
- მათიონების გამოტანა 203
 კაინოტიპური ქანები 135
 კალიუმის გეარჯილა 78
 კალსილიტი 99
 კალციტი 75
 კალციუმის სილიკატებიანი რქაულები 293
- კამპტონიტი 167
 კანკრინიტი 100
 კაოლინიტი 94
 კაოლინური თიხა 236
 კაუები 246
 კაუიანი ფიქლები 247
 კარბონატიზაცია 203
 კარბონატები 75
 კარბონატული მაგვა 109
 კარბონატული რქაული 293
 კარკასული სილიკატები 95
 კარნალითური ქანები 256
 კარნალიტი 74
 კარნეოლი 97
 კატაგენეზი 210
 კატაზონა 277
 კატაკლასური მეტამორფიზმი 266
 კატაკლასური სტრუქტურა 276
 კატის თვალი 97
 კვამლის კვარცი 96
 კვარცი 95
 კვარციანი ალბიტოფერი 193
 კვარციან-ალბიტიანი კრისტალური ფიქლები 297
 კვარციანი დიორიტი 172
 კვარციანი კვარტოფერი 193
 კვარციანი ლატიტი 177
 კვარციანი მონტონიტი 188
 კვარციან-ფელდშპატიანი კრისტალური ფიქლები 301
 კვარციან-ფელდშპატიანი რქაული 293
 კერსანტიტი 173
 კიშმერლიტი 152
 კირქვის ტუფები 252
 კირქვიანი კრისტალური ფიქლები 300
 კიტრიტი 96
 კლასტური დოლომიტები 253
 კლასტური კირქვები 250
 კლინოქლორი 94
 კობალტინი 66
 კოესიტი 96
 კონგადაბაზი 158
 კონგლომერატები 228
 კონკრეციები 54, 214
 კონრადის ზედაპირი 7, 8
 კონტინენტური ოროგენი 12
 კონტინენტური ქერქი 6
 კონუსური ფენები 118
 კონუსური ფორმა 120
 კონტაქტური მეტამორფიზმი 267
 კორდერიტი 87
 კოორდინატა ღერძები 35
 კოორდინაციული რიცხები 28
 კორტლანდიტი 144
 კორუნდი 71
 კრინანიტი 166
 კრისტალთა ოპტიკური თვისებები 47

კრისტალთა სიშვებრა 32
კრისტალთა შენახარდები 45
კრისტალზაყცია ვებრეკტიყრს კანონით 110
კრისტალზაყცია იზომორფული ნარევების
წარმომოხით 112

კრისტალზაყცური დიფერენციაცია 106
კრისტალზების შემოზთარგველი ელემენ-
ტები 30
კრისტალოგრაფიული კლასები და სინგო-
ნები 37

კრისტალოზასტერი სტრუქტურები 275
კრისტალოგრაფიული ლერძები 35
კრისტალურ-მარცვლოვანი 219
კრისტალური შეყერი 24
კრისტალური ფიქლები 296
კრისტოკრისტალური სტრუქტურა 126
კრყოილორიტი 92
ეუბერი სინგონია 43
ეუგლიტი 149
ეუთხეთა მუღმიეობის კანონი 29

ლავა 104
ლავსონიტი 85
ლავური ნაკალი 121
ლავოლითი 117
ლავილანი ტუფი 224
ლატიტი 177
ლაუეგრამა 49
ლაჟებიანი ფიქლები 291
ლეიკოლორიტი 172
ლეიციტინი ფონოლითი 185
ლეიციტი 100
ლეიციტორტი 152
ლეიციტოფირი 185
ლეპილოზასტური 275
ლეპტოქლორიტი 94
ლეონგარდიტი 102
ლეროლიტი 144
ლითოსფერო 8
ლიყვაცია 106
ლიმბერგიტები 169
ლიმონიტი 71
ლიოსი 235
ლიოსმაგვარი თიხნარები 235
ლიჟონტიტი 102
ლოპოლითი 118
ლეიავრიტი 183
ლუმიწესენცია 56
ლერჟი აზბესტი 92

შაგმა 104
მაგმატური ფორმაციები 141
მაგმის კრისტალზაყციის ჰირობები 109
მაგმური ქანები 59
მაგმური ქანების გავრცელება 141
მაგმური ქანების განყეყრება 124

მაგმური ქანების კლასიფიკაცია 133
მაგმური ქანების მინერალები 131
მაგმური ქანების ნაპრალიანობა 124
მაგმური ქანების სტრუქტურა 125
მაგმური ქანების ტექსტურა 125
მაგმური ქანების წარმომოხა 104
მაგმური ქანების ჯგუფები 141
მაგნეზიტი 76
მაგნეზიური კრისტალური ფიქალი 298
მაგნეტიტი 72
მაგნიტური თვისებები 57
მალაჟიტი 77
მალჟიტი 173
მანგანოლითები 243
მანდელშტაინური ტექსტურა 129
მანტია 8
მარიუპოლიტი 183
მარკაზიტი 66
მარტივი ფორმა 30
მღგრადი მინერალი 205
მღინარეული კონგლომერატი 229
მეგოთერმული 60
მეიმიენიტი 147
მელანოლიორიტი 172
მელილითინი ზაზალტები 152
მელილითიტები 149
მელილითოლითები 149
მელილიტი 85
მელტევიტიები 150
მეორადი კვარციტი 307
მეორეხარისხოვანი ქანმაშენი მინერალები
130
მერკურიტი 85
მეტალები 62
მეტალოგენური ელემენტები 19
მეტამორფული ტიპი 61
მეტამორფული ფაციესი 280
მეტამორფული ქანების ტექსტურა 276
მეტასომატიზმი 53, 198
მეტასომატიტები 305
მეტასომატური მეტამორფიზმი 264, 270
მექანიკური გამოფიტვა 201
მთავარი ქანმაშენი მინერალები 130
მთათაშუა მასივები 18
მიასიტი 183
მიგმატიზაცია 269
მიგმატიტი 303
მიკროგაბრო 158
მიკროგრანიტი 189
მიკროლიორიტი 172
მიკროელემენტები 19
მიკროკლინი 98
მიკროსიენიტი 179
მილონიტები 289
მინერალთა გარეგანი ფორმა 53
მინერალთა გენეზისი 59
მინერალთა კლასიფიკაცია 62

მინერალთა პარაგენეზისი 61
 მინერალთა ფიზიკური თვისებები 55
 მინერალთა კიბოური თვისებები 58
 მიწა 180
 მიოგენოსინკლინი 10
 მირაბილიტი 79
 მისტიკები 150
 მიწის ქერქი 6
 მოლასური ფორმაციები 262
 მოლექულარული საცრები 101
 მოლიბდენიტი 67
 მონოთერაპიტი 51, 95
 მონოკლინური პიროქსენები 89
 მონოკლინური სინგონია 38
 მონომინერალური ქვიშაქვა 231
 მონტიჩელიტი 86
 მონტმორილონიტი 94
 მონტმორილონიტური თიხა 238
 მონცონიტი 176
 მონიციტი 167
 მორდენიტი 102
 მორიონი 96
 მრჩობლთა სიბრტყე 45
 მრჩობლთა ღერძი 45
 მუსკოვიტი 92
 მუსკოვიტიანი კრისტალური ფიქლები 297
 მურა ნახშირი 257
 მუჭიერიტი 168

ნავთობი 259
 ნაჟონი ფორმები 54
 ნატრიუმის რიოლითები 196
 ნატრიუმის გვარჯილა 77
 ნატროლითი 101
 ნახევარსილრმის (ჰიპაბისური) ქანები 134
 ნახევარდაკრისტალური სტრუქტურა 126
 ნახევარდაკრისტალური სტრუქტურა 126
 ნახევარდაკრისტალური სტრუქტურა 126
 ნახშირიანი ფორმაციები 262
 ნეკი 119
 ნემატობლასტური სტრუქტურა 275
 ნეფელინი 99
 ნეფელინიანი მიკროსიენიტები 185
 ნეფელინიანი სიენიტი 182
 ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირი 185
 ნეფელინიანი ფონოლითი 185
 ნეფელინიტები 152
 ნეფრიტი 91
 ნიტრატები 77
 ნოზეანი 100
 ნორიტი 156
 ნუსურები 54

ობსიდიანი 192
 ოზოკერიტი 259
 ოკაიტი 149
 ოკეანური ბაქანი 17
 ოკეანური ოროგენი 12

ოკეანური ქერქი 7
 ოლიგოკლაზიანი ბაზალტი 168
 ოლიგოკლაზიტი 173
 ოლიგომქტური ქვიშაქვა 231
 ოლივინი (პერიდოტი) 85
 ოლივინიტი 144
 ომფაციტი 89
 ონიქსი 97
 ოოლოთები 54, 215
 ოოლოთური კირქვები 252
 ოოლოთური სტრუქტურა 220
 ოპალი 73
 ოპოკა 249
 ოპტიკური ღერძი 48
 ორგანოგენული (ბიოგენური) კირქვები 250
 ორთიტი 85
 ორთოკლაზი 97
 ორთო 272
 ორთოფირი 180
 ორთოქლორიტი 94
 ორმაგი გარდატეხა 47
 ოროგენამდელი ეტაპი 142
 ოროგენები 10
 ოროგენეზისი 11
 ოფიტი 128
 ოქრო 62

პალაგონიტი 159
 პალაგონიტური ტუფები 225
 პალეოტიპური 135
 პალინგენეზი 270
 პარაგონიტი 93
 პარამაგნიტური 57
 პეგმატიტი 181, 190
 პეგმატიტური სტადია 59
 პეზანიტი 196
 პელიტომორფული 219
 პელიტომორფული კირქვები 251
 პელიტურ-კრისტალური ფიქალი 299
 პელიტურ-ქარსიანი კრისტალური ფიქლები 297
 პემზა 192
 პენინი 94
 პენტლანდიტი 62, 65
 პერიდოტიტი 144
 პერიდოტიტული კომპატიტი 147
 პერიტი 192
 პეტროგენული ელემენტები 19
 პეხშტეინი 192
 პიეზოელექტრობა 57
 პიზოლოთური სტრუქტურა 220
 პიკრიტ-ბაზალტი 161
 პიკრიტი 147
 პილოტაქსიტური 127
 პიკონიტი 90
 პირიტი 66

- პაროლექტრობა 58
 პიროპი 86
 პიროლუზიტი 72
 პიროტინი 65
 პიროქსენიტები 157
 პაროქსენოიდები 90
 პლაგოკლასტები 98
 პლაგოკლასტები 173
 პლაგოპორფირული ბაზალტები 161
 პლაზმა 97
 პლატინა 63
 პლიუმბიტური ქანები 137
 პნევმატოლოური სტალია 60, 268
 პოიკლობლასტური სტრუქტურა 275
 პოლიმიქტური ქვიშაქვა 231
 პოლიმორფიზმი 45
 პოროვანი ტექსტურა 129
 პორფირული სტრუქტურა 127
 პორფირული ჩანართები 127
 პრაზემი 97
 პროზილიტი 307
 პროტრუზივები 108
 პროტომატიტები 304
 პსილომელანი 73
 პუშპელიტი 85
- შადეტი 90
 ჯანგულები 70
 ეეოლა 54
- რადიოლარიტები 248
 რაპაკივი 195
 რაუხტოპაზი 96
 რგოლური დაიკები 118
 რგოლური სილიკატები 87
 რეალგარი 69
 რიბეკიტი 92
 რიოლითები 191
 რიოლითური პორფირი 191
 რიფტები 13
 რკინიანი კვარციტი 298
 რკინიანი კრისტალური ფიქალი 298
 რკინის კარბონატული მადნები 242
 რკინის სულფიდური ნაერთები 243
 რკინის ფოსფატური ნაერთები 243
 როდონიტი 91
 რომბული სინგონია 39
 რუბელიტი 88
 რუტილი 74
 რქატყუარა 91
 რქატყუარიანი პერიდოტიტი 144
 რქაულები 291
 რძის კვარცი 97
- ხაგენიტი 74
 სათვალუბიანი გნეისი 289
 სალური მინერალები 131
- სანიდინი 98
 საპროპელი 257
 სარდონი 97
 საწვავი ფიქლები 258
 სვეტისებრი განწვევება 125
 სელიმენტოგენეზი 210
 სეკრეციები 53
 სეპტარები 215
 სერიციტი 92
 სერპენტინი 93
 სიდერატი 76
 სიენიტები 178, 179
 სიენიტ-აპლიტი 179
 სიენიტ-პორფირი 179
 სიენიტური ლამპროფირები 179
 სილენი 74
 სილენური 256
 სილიკატები 80
 სილიკატები იზოლირებული ტეტრაედრებაჟ 83
 სილიკატები ორფა ტეტრაედრებით 83
 სილიკატების სტრუქტურა 81
 სილიკატური რკინის მადნები 242
 სილიმანიტი 84
 სიმეტრიის სობრტყე 33
 სიმეტრიის ლერძი 33
 სინგენეზი 210
 სინგური 69
 სინეკლიზები 17
 სინოროგენული 142
 სილრმის ანუ ინტრუზიული (აბისური) ქანები 133, 134
 სკარნები 306
 სკოლეციტი 101
 სოდალიტი 100
 სოსიურიტი 85
 სპესარტინი 86
 სპესარტიტი 173
 სპილენძი 62
 სპოდუმენი 90
 სპონგოლითები 247
 სრულკრისტალური ქანები 126
 სრული შინაგანი არეკვლა 47
 სტალოამიტები 54
 სტალაქტიტები 54
 სტეატიტი 93
 სტილოლითები 215
 სტიშოვიტი 96
 სუბლექცია 14
 სუბკონტინენტური ქერქი 7, 8
 სუბოკეანური ქერქი 7, 8
 სულფატები 78
 სულფიდები (გოგირდოვანი ნაერთები) 65
 სურტრები 215
 სფალერიტი 68
 სფენი 85
 სფერული განწვევება 125

სტეფლითი 144

ბალკი 92

ბალკის ქვა 93

ბაქილითი 159

ბაქსიტური ტექსტურა 129

ბერალითი 166

ბერიგენი 212

ბეტრაგონული ანუ კვადრატული სინგონია 40

ბეფრიტები 169

ბექსტურა 128

ბექტონოსფერო 9

ბეშენიტი 166

ბინგუაიტები 185

ბიტან-აეგირი 89

ბიტანიტი 85

ბიურიტი 94

ბოლიტი 160

ბონალითი 189

ბორფი 256

ბრაჰული ფორმაცია 161

ბრაჰიზალტები 168

ბრაჰილოგრიტები 168

ბრაჰიტები 180

ბრაჰიტული პორფირები 182

ბრეველი 249

ბრიგონული სინგონია 41

ბრილიანტი 96

ბრიკლინური პიროქსენები 88

ბრიკლინური სინგონია 38

ბრონიტი 188

ბროტოლითი 156

ბუკინიტი 199

ბურიაიტები 150

ბურმალინი 87

ბუბე ალიასკიტი 195

ბუბე ბაზალტები 168

ბუბე გრანიტი 194

ბუბე მიკროგრანიტი 195

ბუბე მიკროსიენიტი 181

ბუბე პერიდოტიტები 149

ბუბე რილითები 196

ბუბე სიენიტ-ამლიტი 181

ბუბე სიენიტი 180

ბუბე სიენიტ-პორფირი 181

ბუბე ტრაჰიტი 181

ბუფიტები 225

ბუფიტური ქვიშაქვა 233

ბუფობრაქიტი 224

შვაროვიტი 86

უთანხმო ინტრუზივები 117

ულტრამეტამორფიზმი 269

ულტრამილონიტი 289

ულტრაფუქე ქანების ნორმული ანუ კირ-ტუტინი რივი 144

ურანიტი 73

ურანის ფისის მალანი 73

ურთიტი 150

უწყლო კარბონატები 75

შაკოლითი 118

ფარები 17

ფაცოსის ცნება 210

ფელდშპატები 97

ფელდშპატოიდები 99

ფელზიტები 192

ფელზიტური პორფირი 191

ფელზიტური სტრუქტურა 128

ფემური მინერალები 131

ფენობრივი სილიკატები 92

ფენოქსისტები 127

ფერაგუსიტები 150

ფეროლითები 241

ფერომაგნიტური მინერალი 57

ფეროსილიტი 88

ფერფლის ტუფი 224

ფიბროზალტური 275

ფილაქანთა ტექტონიკა 14

ფილაქნები 17

ფილაქნისებრი განწვევება 125

ფილიპსიტი 102

ფილონიტები 290

ფიქლებრივი მარმარილოები 300

ფლოგოპიტი 93

ფლუვიოგლაციალური კონგლომერატი 229

ფლუორიტი 74

ფოიაიტი 183

ფოიდოლითები 149

ფოსფატები 80

ფოსფორიტები 80, 244

ფსევდოლეიციტინი სიენიტი 184

ფსევდოოლითური კირქვები 252

ფსევდომორფიზმი 53

ფუქსიტი 92

ფუქე რქაულები 294

ძალკოზინი 68

ქალკაპირიტი 67

ქალცედონი 96

ქანი 5

ქარვა 258

ქემოგენური დოლომიტები 254

ქემოგენური კაჟიანი ქანები 246

ქემოგენური კირქვები 251

ქერქისქვეშა არადიფერენცირებული შავმა 107

ქერქისშილა შავმა 107

ქვაპირილი 255

ქვანახშირი 257

ქუშქუშები 230

ქიასტოლითი 83

ქიმიური გამოფიტვა 202

ქიმიური დიფერენცია 207
 ქლორიტი 94
 ქლორიტანი კრისტალური ფიქალი 298
 ქლორიტოიდი 93
 ქრიზოპრაზი 97
 ქრიზოტილაზბესტი 93
 ქრიზოტილი 93
 ქრისტობალიტი 96
 ქრომიტი 72
 ქსენოზლასტური სტრუქტურა 275
 ქსენოლითები (ნოდულები) 108

 ლერძული ერთეულები 35

 შამოზიტი 94
 შერლი 88
 შონკინიტი 166
 შოშონიტი 168
 შპინელი 72
 შრემპარლი 117
 შტოკი 119
 შეოკეანური ქელი 12

 ზარნოკიტი 195
 ჩვეულებრივი კვარცი 96
 ჩვეულებრივი რკატუყარა 91

 ტეოლითები 100
 ტირკონი 86
 ტოიზიტი 84, 85

 ძარღვები 118
 ძირითადი მასა 127

 წახნავთა პარამეტრები 35
 წყლიანი კარბონატები 75

ხალასი ელემენტები 62
 ხიბინიტი 183

წესპილიტები 298

ჭავიიტი 168, 169

ჯალიტი 74

ჯალმიროლიზი 204

ჯალიოდური ნაერთები 74

ჯალუზიტი 94

პექსაგონური სინგონია 42

პედენბერგეტი 89

პეიზერტი 246

პეილანდიტი 101

პელიოდორი 87

პემბეტიტი (რკინის წითელი მადანი) 70

პილოპილიტური 127

პიბრიდული ქანი 107

პიდრარგილიტი 71

პიდრატაცია 202

პიდროთერმები 60

პიდროთერმული სტაღია 268

პიდრომუსკოვიტი 95

პიდროფანგეულები 70

პიდროსფერო 6

პიდროქარსი 94

პიდროქარსული თიხები 237

პიპაბისერი ქანები 134

პიპერსტენი 88

პიპერსტენიტი 157

პიპილიომორფული 126

პიპოთერმული 60

პორბლენდიტი 157

ნეორე გამოცემის წინასიტყვაობა	3
ავტორისაგან	4
შესავალი	5
პეტროგრაფიის საგანი და ამოცანები	5
მიწის აგებულება და მისი უმთავრესი სტრუქტურები	5
მიწის ქერქის უმთავრესი სტრუქტურები	10
მიწის ქერქის ნივთიერი შედგენილობა	18

ნ ა წ ი ლ ი პ რ ე ე ლ ი

კრისტალოგრაფიის ელემენტები

კრისტალოგრაფიის ძირითადი დებულებები	23
კრისტალური და ამორფული ნივთიერებანი	23
კრისტალთა სიმეტრია	32
კრისტალოგრაფიული ღერძები, პარამეტრები, ინდექსები და სიმბოლოები	35
კრისტალოგრაფიული კლასები და სინგონიები	37
ტრიკლინური სინგონია	38
მონოკლინური სინგონია	38
რომბული სინგონია	39
ტეტრაგონული ანუ კვადრატული სინგონია	40
ტრიგონული სინგონია	41
ჰეგსაგონური სინგონია	42
კუბური სინგონია	43
კრისტალთა ოპტიკური თვისებები	47
კრისტალთა რენტგენული ანალიზი	49

ნ ა წ ი ლ ი მ ე ო რ ე

მინერალოგიის საფუძვლები

მინერალთა თვისებები	52
მინერალთა გარეგანი ლელ მს	53
მინერალთა ფიზიკური თვისებები	55
მინერალთა ქიმიური თვისებები	58
მინერალთა გენეზისი	59
მინერალთა კლასიფიკაცია	62
მინერალთა აღწერა	62
ხალასი ვლუქმენტები	62
არამეტალები	64
სულფატები (გოგირდოვანი ნაერთები)	65
ჟანგეულები და ჰიდროქსიანგეულები	70
ჰალოიდური ნაერთები	74
კარბონატები	75
ნიტრატები	77
სულფატები	78
ფოსფატები	80
სილიკატები	80
სილიკატების სტრუქტურა და კლასიფიკაცია	81
სილიკატების იზომორფული და ორთა ტეტრაედრებით	83
რგოლური სილიკატები	87
ქვეყვისებრი სილიკატები	83
რომბული პიროქსენები	88
მონოკლინური პიროქსენები	89
პირაქსენოიდები — ვოლასტონიტი, როდონიტი	90
ზაფხური აგებულების სილიკატები	91
ფენობრივი სილიკატები	92

ნაწილი მესამე

მაგური ქანები

ქანების მთავარი ვენეტური ჯგუფები	104
მაგური ქანების წარმოშობა	104
მაგური კრისტალიზაციის პირობები	109
კრისტალიზაცია იზომორფული ნარევების წარმოშობით	112
სამკომპლექსიანი სისტემების კრისტალიზაცია	114
მინერალთა რეაქციული რიგები	116
მაგური ქანების წოდის ფორმა და აგებულება	117
მაგური ქანების ნაპარლიანობა და განწყვერება	124
— მაგური ქანების სტრუქტურა და ტექსტურა	125
მაგური ქანების მინერალური შედგენილობა	129
მაგური ქანების ქიმიური შედგენილობა	131
მაგური ქანების კლასიფიკაცია	133
მაგური ქანების უმთავრესი ჯგუფები და მათი გავრცელება	141
მაგური ქანების ტექტონიკა — მაგური ქანების წარმოშობის თანმიმდევრობა (კონტრენტური ქერქის მაგალითზე)	142
უმთავრესი მაგური ქანების აღწერა	143
I. ულტრაფუძე ქანები	143
ა. ულტრაფუძე ქანების ნორმული ანუ კირტუტიანი რიგი	144
ინტრუზიული ქანები	144
ჰიპაბისური, ძარღველი და ეფუზიური ქანები	146
ბ. ულტრაფუძე ქანების ტუტე რიგი	149
ინტრუზიული ქანები	149
ჰიპაბისური, ძარღველი და ეფუზიური ქანები	151
II. ლუჯ ქანები	154
გაბრო-ბაზალტის ჯგუფი	154
ა. გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის კირტუტიანი რიგი	155
ინტრუზიული ქანები	155
ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები	157
ეფუზიური—ველკანური ქანები	153
ბ. ტუტე გაბროიდების და ბაზალტოიდების ჯგუფი	164
ინტრუზიული ქანები	165
ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები	166
ეფუზიური ქანები	168
III. სინკლინალური სიმჟავიანობის ქანები	170
ა. ლიორიტ-ანდეზიტის ჯგუფი	170
ინტრუზიული ქანები	171
ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები	172
ეფუზიური ქანები	173
ანდეზიტების გავრცელებისა და გენეზისის საკითხი	174
ბ. მონკონიტ-ლატიტის (ტრაქიანდეზიტის) ჯგუფი	176
ინტრუზიული ქანები	176
ჰიპაბისური ქანები	177
ეფუზიური ქანები	177
გ. სინკიტ-ტრაქიტის ჯგუფი	177
ა. სუბტუტე (თიოქსის ნორმული) სინკიტ-ტრაქიტის რიგი	178
ინტრუზიული ქანები	179
ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები	179
ეფუზიური ქანები	180
ბ. ტუტე სინკიტების რიგი	180
ინტრუზიული ქანები	180
ჰიპაბისური და ძარღველი ქანები	181

ცფუზიური ქანები	181
გ. ფელდშპატოიდებიანი სიენიტ-ფონოლითის ჯგუფი	182
ინტრუზიული ქანები	182
პიპაბისური და ძარღველი ქანები	185
ეფუზიური ქანები	185
IV. შედევი ქანები	186
გრანიტ-რიოლითის და გრანოლორიტ-ლაიტის ჯგუფი	186
ა. გრანიტ-რიოლითის ჯგუფის კირტუტიანი რიგი	187
ინტრუზიული ქანები	187
პიპაბისური და ძარღველი ქანები	189
ეფუზიური ქანები	191
ბ. ტუტე-გრანიტებისა და რიოლითების რიგი	194
ინტრუზიული ქანები	194
პიპაბისური და ძარღველი ქანები	195
ეფუზიური ქანები	196
ზოგი რამ გრანიტების წარმოშობის შესახებ	196
V. არასილიკატური ქანები — კარბონატები	198

ნ ა წ ი ლ ი მ ე ო თ ხ ე

დანალექი ქანები

დანალექი ქანების წარმოშობა	200
გამოფიტვის პოცესები	201
გამოფიტვის პროდუქტების გადატანა	205
ლალქვა (დაგროვება)	206
დანალექი მასალის დიფერენციაცია (დანაწილება)	206
ნალქის ქანად გარდაქმნა — დიაგენეზი	209
ფაციესის ცნება	210
დანალექი ქანების კლასიფიკაცია, შედგენილობა და აგებულება	211
დანალექი ქანების ნივთიერი შედგენილობა	212
დანალექი ქანების აგებულება	213
— დანალექი ქანების სტრუქტურა და ტექსტურა	217
დანალექი ქანების აღწერა	220
ა. კლასტური ქანები	220
პიროკლასტური ქანები	220
შერეული (ველკანური+დანალექი) კლასტური ქანები — ტუფიტები	225
ბ. ნორმული დანალექი — კლასტური ქანები	226
შეუცემენტებელი დაჟოხულნატებიანი ქანები	226
შეუცემენტებელი ქვარგვალები	227
შეცემენტებელი უნეშნატებიანი ქანები	227
საშუალომარცელოვანი კლასტური ქანები	229
წმინდამარცელოვანი კლასტური ქანები	234
თიხები და არგილიტები	236
თიხების მთავარი ტიპები	236
გ. ქეოგენური და ორგანოგენული ქანები	239
თიხებიანი ქანები	239
რკინიანი ქანები — ფეროლითები	241
მანგანუმიანი დანალექი ქანები — მანგანოლითები	243
ფოსფატებიანი ქანები — ფოსფორიტები	244
კაჟიანი ქანები — სილიციტები	246
კარბონატული ქანები	249
კირქვები	250
დოლომიტები	253
ევაპორიტები (მარილები)	254
ორგანოგენული საწვავი ქანები (კაუსტობიოლითები)	256
ბიტუმის რიგის კაუსტობიოლითები	258
დ. ზოგიერთი დანალექი ფორმაცია	260

ნ ა წ ი ლ ი მ ე ხ უ თ ე

მეტამორფული ქანები

მეტამორფიზმი, მისი ფაქტორები და სახეები	264
მეტამორფიზმის ფაქტორები	264
მეტამორფიზმის სახეები	266
მეტამორფული ქანების წოლის ფორმები	271
მეტამორფული ქანების ნივთიერი შედგენილობა	272
მინერალური შედგენილობა	274
— მეტამორფული ქანების სტრუქტურა და ტექსტურა	274
მეტამორფული ქანების კლასიფიკაციის პრინციპები	277
მეტამორფიზმის ზონები, საფეხურები და ფაციესები	277
მეტამორფული ქანების დახასიათება	288
კატაკლაზური მეტამორფიზმის ქანები	288
თერმული მეტამორფიზმის ქანები	291
რეგიონული მეტამორფიზმის დაბალი საფეხურის ქანები	295
რეგიონული მეტამორფიზმის მაღალი საფეხურის ქანები	299
ულტრამეტამორფიზმის ქანები	303
მეტასომატური მეტამორფიზმის ქანები	305
მეტამორფული ფაციესების მოკლე დახასიათება	308
კონტაქტური მეტამორფიზმის ფაციესები	308
რეგიონული მეტამორფიზმის ფაციესები	309
ლიტერატურა	313
ს ა ძ ი ე ბ ე ლ ი	317

გამომცემლობის რედაქტორი ლ. გამციელიძე

მხატვარი გ. გორდეღაძე

მხატვრული რედაქტორი ი. ჩიქვინიძე

ტექნიკური რედაქტორი ი. ხუციშვილი

კორექტორი ც. კვანტალიანი

სბ 861

გადაეცა წარმოებას 27.06.83. ხელმოწერილია დასაბუქვად 05.12.84.

უე 04207. საბუქვდი ქალაქი 70X108¹/₁₆. პირობითი ნაბუქვდი თაბახი 28,7.

საალრ.-საგამომც. თაბახი 25,26. ტირაჟი 1000. შეკვეთის № 90

ფასი 1 მან. 40 კაპ.

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 380028, ი. ჯავახიძის პროსპექტი, 14.
Издательство Тбилисского университета, Тбилиси, 380028, пр. И. Чавчавадзе, 14.

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა, თბილისი, 380028, ი. ჯავახიძის პროსპექტი, 1.
Типография Тбилисского университета, Тбилиси, 380028, пр. И. Чавчавадзе, 1.