ე. გამყრელიძე, მ. ჯაფარიძე, ნ. გაგაშვილი,
ნ. აბაკელია, ო. მარდალეიშვილი, რ. თოროზოვი

სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდები

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

გამომცემლობა „განათლება"
თბილისი — 1979

552
55
ᲚᲐ 898

წიგნში განხილულია სტრუქტურული გეოლოგიის კვლევის ძირითადი მეთოდები. კერძოდ, მოცემულია დანალექი, ყულკანური, ინტრუზული, მეტასომატური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმების შესწავლის ხერხები. დახასიათებულია აეროფოტომეთოდი და მისი გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის დროს. განსაკუთრებით დეტალურადაა განხილული სხვადასხვა სახის რღვევების შესწავლისა და ანალიზის მეთოდები და სტატისტიკური მეთოდების გამოყენება სტრუქტურულ გეოლოგიაში (სტრუქტურული ანალიზი).

20802—086
Г————181—79
М-602(08) — 79

გამომცემლობა „განათლება", 1979

ავტორებისაგან

წინამდებარე დამხმარე სახელმძღვანელო ქართულ ენაზე სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდური საკითხების განხილვის პირველ ცდას წარმოადგენს. ის, არსებითად, მოიცავს სტრუქტურული გეოლოგიისა და გეოლოგიური აგეგმვის კურსის პროგრამით გათვალისწინებულ ყველა საკითხს, მაგრამ მასში ეს საკითხები ერთნაირი სისრულით არ არის გაშუქებული. სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის ერთ-ერთი ძირითადი ფორმის — გეოლოგიური კარტირების განხილვა უმთავრესად შემოფარგლულია მიწის ქერქში ქანების განლაგების კარტოგრაფიული გამოსახვის ხერხებისა და აეროგეოლოგიური მეთოდების დახასიათებით. დეტალურად არ არის განხილული გეოლოგიური სტრუქტურების საველე შესწავლის ტექნიკა და სხვადასხვა ხასიათის და მასშტაბის გეოლოგიური რუკები. არასრულია აგრეთვე ქანთა დეფორმაციების და დაძაბულობების ფიზიკური მხარის და ზოგიერთი სტრუქტურული ელემენტის გენეტური დახასიათება. შედარებით სრულად არის აღწერილი როგორც დანალექი, ისე მაგმური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები. განსაკუთრებით დეტალურად არის განხილული სხვადასხვა სახის რღვევების შესწავლის და ანალიზის მეთოდები და სტატისტიკური მეთოდების გამოყენება სტრუქტურულ გეოლოგიაში (სტრუქტურული ანალიზის მეთოდები). ამ სახით ეს საკითხები სტრუქტურული გეოლოგიის სახელმძღვანელოებში დღემდე არ ყოფილა განხილული, რადგან, ერთი მხრივ, აღნიშნული მეთოდების გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის დროს, ავტორების აზრით, სრულიად უმართებულოდ, შეზღუდული იყო, ხოლო მეორე მხრივ, თვით ამ მეთოდების სრულყოფა მხოლოდ უკანასკნელ ხანს მოხდა. აღნიშნულ მეთოდებს უმთავრესი მნიშვნელობა მაინც აქვს სპეციფიკური ხასიათის სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევისათვის, კერძოდ, მსხვილმასშტაბიანი აგეგმვის, სასარგებლო ნამარხების საბადოთა სტრუქტურების და სხვადასხვა სტრუქტურული ფორმების მექანიზმის კვლევის დროს. ამის გამო წინამდებარე დამხმარე სახელმძღვანელო, განსაკუთრებით ამ ნაწილში, დახმარებას გაუწევს არა მხოლოდ სტუდენტებს, არამედ ასპირანტებსა და პრაქტიკოს გეოლოგებს.

დამხმარე სახელმძღვანელო შეადგინეს საქართველოს პოლიტექნიკური ინსტიტუტის სასარგებლო ნამარხთა გეოლოგიის კათედრის თანამშრომლებმა. შესავალი ნაწილი, III და V თავები — „ვულკანური, ინტრუზიული, მეტასომატური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები“ და „სტატისტიკური მეთოდები სტრუქტურულ გეოლოგიაში“ (სტრუქტურული ანალიზი) დაწერა ე. გამყრელიძემ; I თავი — „დანალექი ქანების განლაგების პირველადი ფორმები“ და II თავის („დანალექი ქანების განლაგების მეორადი ფორმები“) ქვეთავები — „განლაგების მეორადი არატექტონიკური ფორმები“, „განლაგების ტექტონიკური ფორმები“, „დანალექი წყებების ურთიერთდამოკიდებულება“ და „ნაოჭა სტრუქტურები“ — ნ. აბაკელიამ და ნ. გაბაშვილმა; ქვეთავი „წყვეტითი დისლოკაციები“ — და V თავის ქვეთავი „ტრაფარეტების გამოყენება რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად“ — მ. ჯაფარიძემ, ქვეთავი „რღვევების გასწვრივ გადაადგილების ანალიზი“ — ო. მარდალეიშვილმა, ხოლო IV თავი — „აეროფოტომეთოდი და მისი გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის დროს“ — საწარმოო გეოლოგიური სამმართველოს აეროგეოლოგიური პარტიის უფროსმა რ. თოროზოვმა.

სახელმძღვანელოზე მუშაობისას ავტორები გარკვეულ სიძნელეებს წააწყდნენ ცალკეული ტექტონიკური ტერმინების განსაზღვრის დროს, რადგან ისინი ხშირად სხვადასხვა მკვლევარს სხვადასხვაგვარად აქვს განმარტებული. ასეთ შემთხვევაში ავტორებმა არჩევანი შეაჩერეს ისეთ განმარტებებზე, რომლებიც საკუთარი გამოცდილებიდან გამომდინარე უფრო მართებულად მიაჩნიათ.

შესავალი

სტრუქტურული გეოლოგია უფრო ფართო გეოლოგიური მეცნიერების — გეოტექტონიკის ნაწილია. გეოტექტონიკა შეისწავლის მიწის ქერქის აგებულებისა და განვითარების თავისებურებებს, რომლებიც მასში გამოვლენილ მექანიკურ პროცესებთან არის დაკავშირებული. სხვა მეცნიერებებთან ერთად გეოტექტონიკა არკვევს მიწის ქერქის ძირითადი სტრუქტურული ფორმების წარმოშობას, ტექტონიკური მოძრაობებისა და მათი გამომწვეული სიღრმული ძალების ტიპებს, წარმოქმნას და განვითარების ისტორიას.

სტრუქტურული გეოლოგია, რომელიც შეისწავლის მიწის ქერქში ქანების, განლაგების ელემენტარულ ფორმებს და მათ გენეზისს, წარმოადგენს მორფოლოგიურ მიმართულებას გეოტექტონიკაში. მისი ამოცანაა დაადგინოს, გამოსახოს და გენეტური ინტერპრეტაცია მისცეს სტრუქტურებს, რომლებსაც მიწის ქერქში სხვადასხვაგვარად განლაგებული ქანები ქმნის.

სტრუქტურული გეოლოგიის ერთ-ერთი ძირითადი მეთოდია მორფოლოგიური მეთოდი, რომლის შედეგსაც წარმოადგენს სტრუქტურული ფორმების კლასიფიკაცია მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით.

ამ სტრუქტურული ფორმების ბუნებაში აღმოჩენა, შესწავლა და ფიქსაცია გეოლოგიურ რუკებსა და ჭრილებზე გეოლოგიური აგებგმვის ამოცანას შეადგენს. ამიტომ ამ თვალსაზრისით გეოლოგიური აგებგმვა შეიძლება განვიხილოთ, როგორც სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის ერთ-ერთი ფორმა. მაგრამ გეოლოგიური აგებგმვის ამოცანები სცილდება სტრუქტურების მორფოლოგიის გრაფიკულ გამოსახვას. მას თავისი საკუთარი მეთოდები აქვს და ამდენად ის დამოუკიდებელი გეოლოგიური დისციპლინაა.

სტრუქტურული ფორმების მორფოლოგიური კლასიფიკაცია, მათი წარმოშობის პირობების, ანუ გენეზისის გათვალისწინების გარეშე, ამ სტრუქტურების ფორმალურ აღწერას წარმოადგენს. ამის გამო სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის შემდეგი საფეხური არის აღნიშნული სტრუქტურების კინემატიკის, ანუ წარმოშობის მექანიზმის შესწავლა. ამ შემთხვევაში საქმე ეხება იმ მოძრაობებს (გადაადგი-

ლებებს), რომელთაც გარკვეული მიმართულება აქვთ და მათ შედეგს დეფორმაციები, ანუ ქანების ფორმის შეცვლა წარმოადგენს.

სტრუქტურების წარმოშობის კინემატიკური მხარის განხილვა საშუალებას იძლევა სტრუქტურულ ფორმებს შორის გავარჩიოთ პირველადი, ე. ი. თვით ქანის ფორმირების პროცესში წარმოქმნილი, და მეორადი ფორმები, რომლებიც პირველადი ფორმების შემდგომი დეფორმაციის შედეგად მიიღება. მაგალითად, დანალექი ქანების განლაგების პირველადი ფორმაა თარაზული შრე, რომელიც ნალექების დაგროვების პროცესში წარმოიშობა, ხოლო დანაოჭებული შრე უკვე ქანების განლაგების მეორად ფორმას წარმოადგენს, რადგან ეს ფორმა მან მიიღო შემდგომი დეფორმაციის შედეგად. უფრო რთულია სტრუქტურული ფორმების ასეთი გაყოფა მაგმური ქანების შემთხვევაში. მაგმური ქანების ნებისმიერი განლაგების ფორმა გარკვეული თვალსაზრისით მეორადია, რადგან ის მდნარი მაგმის პირვანდელი ადგილიდან გადაადგილების შედეგად მიიღება. ამიტომ მაგმის განლაგების ჭეშმარიტად პირვანდელი ფორმა, ჩვეულებრივ, უცნობი რჩება.

იმ ძალების წარმოშობა, რომლებიც ქანებში მეორად სტრუქტურულ ფორმებს, ანუ დისლოკაციებს, წარმოქმნიან შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს. ზოგიერთ შემთხვევაში ეს ძალები თვით ქანში წარმოიშობა. მაგალითად, დანალექი ქანების წყლით გაჯერების ან პირიქით გამოშრობის გამო მათი მოცულობის მატების ან შემცირების შედეგად, მაგმის გაცივებისას მისი მოცულობის შემცირების შედეგად და ა. შ. ქანების განლაგების პირვანდელი ფორმა შეიძლება დაირღვეს გარე ძალების მოქმედების შედეგადაც, ვთქვათ, ზღვის დახრილ ფსკერზე ჯერ კიდევ გაუმტკიცებელი ნალექების დაცოცების გამო, ლავის დინებისას უსწორმასწორო ზედაპირზე და სხვ. ყველა ჩამოთვლილ დისლოკაციებს არატექტონიკურს უწოდებენ. ქანების განლაგების მეორადი ფორმების გაჩენას უმთავრესად იწვევს ტექტონიკური მოძრაობები, ანუ მიწის ქერქის შემადგენელი მასალის გადაადგილება ტექტონიკური ძალების გავლენით. ასეთი გზით გაჩენილი მეორადი სტრუქტურების კვლევის დროს მეტად მნიშვნელოვანია მათი ჩამოყალიბების პროცესის დინამიკური მხარის შესწავლა, ე. ი. იმის გარკვევა, თუ რა მიმართულების იყო კუმშვის, გაჭიმვისა და სხვა ტექტონიკური ძალები, რომელთაც განსახილველი მეორადი სტრუქტურული ფორმების წარმოქმნა გამოიწვიეს. მაგალითად, ნაოჭები შრეებრივ ქანებში შესაძლებელია გაჩნდეს, როგორც „გასწვრივი ღუნვის“ შედეგად, ე. ი. შრეების მიმართ პარალელური ძალების მოქმედებით, ისე „განივი ღუნვის“

გამო, როდესაც ძალები შრეებრივობის ზედაპირების მიმართ მართობულად მოქმედებენ.

ჩვენი წარმოდგენები ტექტონიკური სტრუქტურებისა და მათთვის დამახასიათებელ კანონზომიერებათა შესახებ ბევრად უფრო სრულყოფილია მაშინ, როდესაც ცნობილია მათი წარმოქმნის პროცესის კინემატიკა და დინამიკაც. მაგრამ იმის გამო, რომ სხვადასხვანაირად მიმართული ძალები ხშირად ანალოგიური ფორმის სტრუქტურების წარმოქმნას იწვევს, პროცესის დინამიკა უმეტეს შემთხვევაში უცნობი რჩება.

ქანების დეფორმაციის კინემატიკისა და დინამიკის შესწავლა ხდება სპეციალური მეთოდების საშუალებით. ერთი მხრივ, ასეთ მეთოდებს ანვითარებს გეოტექტონიკის ახალი დარგი, რომელსაც ტ ე ქ ტ ო ნ ო ფ ი ზ ი კ ა ეწოდება. ტექტონოფიზიკა დრეკადობის, პლასტიკურობისა და სიმტკიცის თეორიებზე დაყრდნობით შეისწავლის ქანების დეფორმაციის ფიზიკურ პირობებს ტექტონიკური ექსპერიმენტის და ბუნებრივ პირობებში მათი კვლევის გზით.

ნებისმიერი წარმოშობის ქანების დეფორმაციის ხასიათი ბუნებრივ პირობებში შეისწავლება ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ ი ა ნ ა ლ ი ზ ი ს საშუალებით.

სტრუქტურული ანალიზი გულისხმობს სხვადასხვა მასშტაბის (რიგის) სტრუქტურული ელემენტების[1] სივრცეში და აგრეთვე ურთიერთგანლაგების კანონზომიერებათა დადგენას მათი სტატისტიკური შესწავლის საფუძველზე, რაც საშუალებას იძლევა გაირკვეს მიწის ქერქის ამა თუ იმ ნაწილის ან ქანის რაიმე უბნის დეფორმაციის მექანიზმი და იმ დაძაბულობების განაწილება, რომელთაც ეს დეფორმაცია გამოიწვიეს. ყველაზე მაღალი რიგის (ყველაზე მცირე ზომის) სტრუქტურული ელემენტების (მინერალთა ტკეჩვადობისა და შემრჩობლების სიბრტყეების და ოპტიკური ღერძების), ანუ მიკროსტრუქტურული ელემენტების, აღნიშნული მეთოდებით შესწავლას, ჩვეულებრივ, მ ი კ რ ო ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ (პ ე ტ რ ო ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ) ანალიზს უწოდებენ. მეორე მხრივ, ეს ანალიზი შეიძლება შეეხოს მიწის ქერქის რომელიმე მცირე უბანს — ცალკეულ ნაოჭებს, რღვევების ჯგუფს ან ნაპრალებს. ეს იქნება ე. წ. დ ე ტ ა ლ ურ ი ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ ი ა ნ ა ლ ი ზ ი. თუ სტრუქ-

---

[1] სტრუქტურული ელემენტის, ანუ აგებულების ელემენტის Gefügeelement, ცნება შემოღებულია ბ. ზანდერის მიერ (1941). ახმარება ფართო მნიშვნელობით: ძირითადი მოთხოვნაა, რომ სტრუქტურული ელემენტის (შემადგენელი ელემენტის) ზომები მცირე იყოს მთელ სტრუქტურაზე (Gefüge, Fabric). ეს ელემენტები ურთიერთმიმართ შეიძლება გადაადგილდეს, მაგრამ თითოეული მათგანის შიგნით დეფორმაცია არ უნდა ხდებოდეს.

ტურული ანალიზის დროს ხდება მიწის ქერქის შედარებით დიდ რეგიონში მთელი ნაოჭა ზონების, დიდი მასშტაბის ღრმა რღვევებისა და სხვ. სივრცეში კანონზომიერი განლაგების შესწავლა, მაშინ საქმე გვაქვს **რეგიონულ სტრუქტურულ ანალიზთან.** სტრუქტურული ანალიზის უმაღლესი საფეხურია **გლობალური სტრუქტურული ანალიზი,** ე. ი. დედამიწის ფიგურის მიმართ მიწის ქერქის ძირითადი სტრუქტურული ელემენტების კანონზომიერი განლაგების ანალიზი როგორც წარსულში, ისე ამჟამად. ეს საშუალებას იძლევა აღვადგინოთ დედამიწის დეფორმაციის ზოგადი სურათი და ვიმსჯელოთ მისი მიზეზების შესახებ. სტრუქტურული გეოლოგიის საგანს შეადგენს მხოლოდ მიკროსტრუქტურული და დეტალური სტრუქტურული ანალიზი, რომლებიც განხილულია სწორედ წინამდებარე სახელმძღვანელოში.

ასეთია სტრუქტურული გეოლოგიის ამოცანები და კვლევის ძირითადი მეთოდები. დამოუკიდებელი მეთოდების არსებობა და კვლევის შემოსაზღვრული სფერო განაპირობებს სტრუქტურული გეოლოგიის დამოუკიდებელ არსებობას სხვა გეოლოგიურ დისციპლინებს შორის. მაგრამ მისი გამოყოფა გეოტექტონიკისაგან გარკვეული სახით მაინც ხელოვნურია, რადგან მიწის ქერქის ელემენტარული (ცალკეული) სტრუქტურების შესწავლას საფუძვლად უდევს გეოტექტონიკური კვლევა. ამავე დროს, სტრუქტურული გეოლოგია მჭიდროდ არის დაკავშირებული გეოლოგიის მრავალ დარგთან, კერძოდ, გეოლოგიურ აგებგმვასა, სტრატიგრაფიასა, პეტროგრაფიასა, სასარგებლო ნამარხების საბადოთა გეოლოგიასა, ჰიდრო-და საინჟინრო გეოლოგიასა და გეომორფოლოგიასთან. ყველა ეს დარგი ფართოდ იყენებს სტრუქტურული გეოლოგიის მონაცემებს და თავის მხრივ მოქმედებს ტექტონიკურ განზოგადებებზე. ამჟამად არ შეიძლება გადაწყდეს თანამედროვე გეოლოგიის თითქმის არც ერთი თეორიული და პრაქტიკული საკითხი გეოტექტონიკური და სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის გარეშე.

თ ა ვ ი I

დანალექი ქანების განლაგების პირველადი ფორმები

1. შრე და შრეებრივობა

დანალექი ქანების განლაგების ყველაზე გავრცელებულ, უმარტივეს პირველად ფორმას შ რ ე წარმოადგენს. შრე ეწოდება ბრტყელი ფორმის გეოლოგიურ სხეულს, რომელიც შემოფარგლულია დაახლოებით ურთიერთპარალელური ორი ზედაპირით და ხასიათდება ერთგვაროვანი აგებულებით როგორც ნივთიერი შედგენილობის, ასევე ტექსტურულ-სტრუქტურული ნიშნების მიხედვით.

შრის ძირითადი ელემენტებია მოსაზღვრე შრეებთან გამყოფი ზედაპირები, რომელთაც შ რ ე ებ რ ი ვ ო ბ ის ზ ე დ ა პ ი რ ე ბ ს უწოდებენ. ნორმალური განლაგების შემთხვევაში მათგან ზედა სახურავია, ხოლო ქვედა — საგები.

შრის შემომფარგლავი ზედაპირები, ზოგჯერ მკვეთრად გამოყოფენ შრეს მის ქვეშ ან ზევით მდებარე შრეებისაგან, ზოგჯერ კი ერთი შრიდან მეორეში გადასვლა თანდათანობითია. პირველ შემთხვევაში სახურავის და საგების დადგენა ადვილია, ხოლო მეორე შემთხვევაში — საზღვარი პირობითად ტარდება. ერთი შრიდან მეორეში გადასვლის ხასიათი იმ ცვლილებების მაჩვენებელია, რომლებსაც ადგილი ჰქონდა დალექვის პროცესში.

მანძილი შრის სახურავსა და საგებს შორის წარმოადგენს შრის სისქეს, ანუ ს ი მ ძ ლ ა ვ რ ე ს. შრის ნორმალის გასწვრივ გაზომილ სიმძლავრეს შრის ნ ო რ მ ა ლ უ რ ი ანუ ჰ ე შ მ ა რ ი ტ ი ს ი მ ძ ლ ა ვ რ ე ეწოდება.

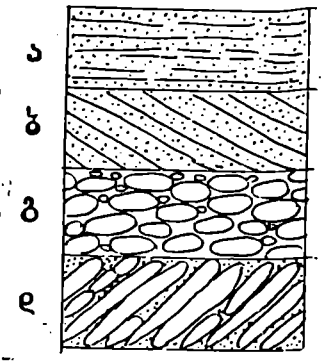
შრის სიმძლავრე შეიძლება გაიზომოს აგრეთვე ვერტიკალური ან თარაზული მიმართულებით, შესაბამისად მივიღებთ შრის ვ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ და თ ა რ ა ზ უ ლ სიმძლავრეს. შრე ხასიათდება ფართე გავრცელებით (ასეული მეტრები და კილომეტრები) მისი სიმძლავრე კი შედარებით სხვა განზომილებებთან მცირეა (მილიმეტრებიდან რამდენიმე მეტრამდე).

შრეთა მორიგეობა ქმნის შ რ ე ე ბ რ ი ვ ო ბ ა ს, რომელიც გულისხმობს ერთი გარკვეული შედგენილობის და აგებულების მქონე ქანის შეცვლას სხვა ქანით ან ერთგვაროვან ქანში უფრო მცირე მასშტაბის დაშრევების ზედაპირების არსებობას, რომელთა გასწვრივ ქანი ადვილად იხლიჩება. ამ ზედაპირებით არის გაპირობებული ერთგვაროვანი ქანის შინაგანი სტრუქტურა. ზოგიერთ შემთხვევაში ერთგვაროვან ქანში შრეებრივობის შემჩნევა საკმაოდ ძნელია და მისი დადგენა ხდება ქანის ხლეჩვის ხასიათის ან ქანის გამოფიტვის სხვადასხვა ხარისხის მიხედვით.

შრეებრივობა დანალექი ქანების ერთ-ერთი ძირითადი თვისებაა და წარმოადგენს მიწის ქერქის ზედა ნაწილების უმნიშვნელოვანეს სტრუქტურულ ელემენტს. შრეებრივობის საფუძველზე დგინდება ქანების წოლის ფორმები და ტექტონიკური დეფორმაციები. რადგან შრეებრივობის ზედაპირების პირველადი განლაგება, მცირე გამონაკლისის გარდა, თარაზულია, ამიტომ ქანების აშლილი განლაგება საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, თუ რა სახის და სიძლიერის ტექტონიკურ მოძრაობას ჰქონდა ადგილი. გარდა ამისა, შრეებრივობის საშუალებით შეიძლება გარკვეულ იქნეს ლითოლოგიის და სტრატიგრაფიის მრავალი მნიშვნელოვანი საკითხი სტრატიგრაფიული ჭრილების შედარებისა და კორელაციის საფუძველზე, აგრეთვე შესწავლილ იქნეს ნაოჭა სტრუქტურები და სხვ. შრეებრივობის შესწავლისას უნდა გავარჩიოთ შრეებრივობის ზედაპირები იმ ზედაპირებისაგან, რომლებიც ნალექებში შემცველი ნაწილაკების პარალელური ორიენტაციით არის განპირობებული და ქმნის ნალექის ტექსტურულ სურათს. მაგალითად, თიხა-ფიქლებში ფურცლოვანი ტექსტურა გამოწვეულია ქარსების და თიხის მინერალების პარალელური ორიენტაციით; კონგლომერატებში ბრტყელი ქვარგვალები დინების შედეგად ერთმანეთზე განლაგებული არიან დახრილად. ასეთი ტექსტურები ჰეშმარიტი დაშრევების სურათს ნიღბავენ (ნახ. I. 1).

როგორც შრეებრივობა, ასევე ნალექის ტექსტურა, დალექვის პირველადი ნიშნებია და შეიძლება იყოს პარალელური ან დახრილი შრეების გამყოფი ზედაპირების, ანუ შრეებრივობის ძირითადი ზედაპირების მიმართ. ამასთან ერთად, არსებობს შრეებრივობის მსგავსი მეორადი სტრუქტურებიც, რომლებიც განსაკუთრებით დამახასიათებელია ნეტამორფული ქანებისათვის. ასეთებია: განწევრება, კლივაჟი, ფიქლებრივობა და სხვა. აღნიშნული სტრუქტურები ხშირად შეცდომით შეიძლება შრეებრივობად მივიჩნიოთ, იმის გამო, რომ ნალექის პირველადი სტრუქტურა შემდგომი პროცესებით ძნელად შესამჩნევი ან სრულიად წაშლილია. აღნიშნული სტრუქტურები ფ ს ე ვ დ ო შ რ ე ე ბ რ ი ვ ო ბ ი ს სახელწოდებით არის ცნობილი.

შრეებრივობის შესწავლისას განსაკუთრებული ყურადღება უნდა მიექცეს შრეებრივობის ფორმასა და შრის სიმძლავრეს. შრეებრივობის ფორმა ასახავს იმ გარემოს მოძრაობის ხასიათს, რომელშიც ხდებოდა დალექვა, ხოლო შრეების სიმძლავრე მიუთითებს ამ არის მოძრაობის ინტენსივობაზე და მასში ჩატანილი მასალის რაოდენობაზე.



ნახ. I.1. შრეებრივობის სახეები (ვ. ზელოუსოვის მიხედვით): ა — ქვიშაქვა შრეებრივობის წყვეტილი ზედაპირებით, რომლებიც გამყოფი ზედაპირების პარალელურია (პარალელური შრეებრივობა). ბ—ქვიშაქვა შრეებრივობის წყვეტილი ზედაპირებით, რომლებიც გამყოფი ზედაპირების მიმართ დახრილია (ირიბი შრეებრივობა).

გ—კონგლომერატი, რომელშიც ქვარგვალების გრძელი ღერძები გამყოფი ზედაპირების პარალელურია (პარალელური ტექსტურა).

დ—კონგლომერატი, რომელშიც ქვარგვალების ღერძები დახრილია გამყოფი ზედაპირების მიმართ (დახრილი ტექსტურა).

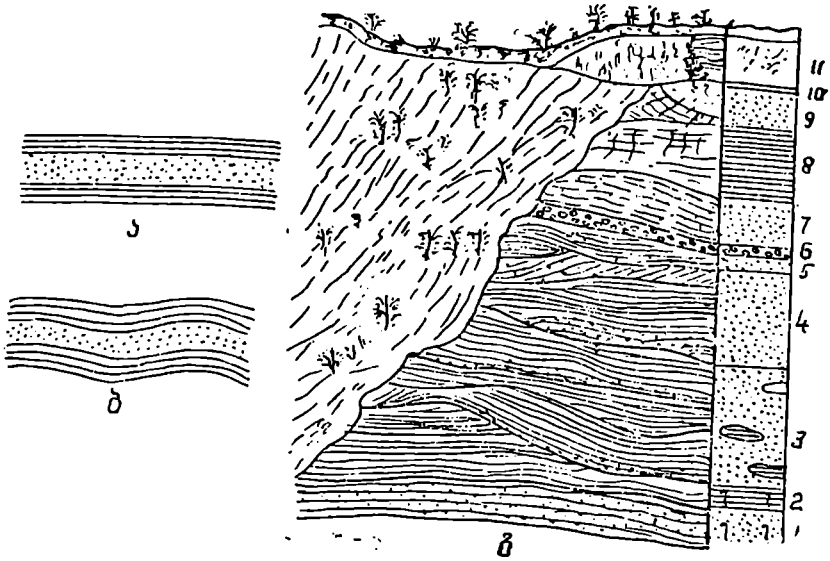
ფორმის მიხედვით შრეებრივობის ოთხი ძირითადი ტიპი გამოიყოფა: პ ა რ ა ლ ე ლ უ რ ი, ტ ა ლ ღ ო ბ რ ი ვ ი, ი რ ი ბ ი და ლ ი ნ ზ ი ს ე ბ უ რ ი.

პარალელური შრეებრივობის შემთხვევაში შრეებრივობის ზედაპირები თავისი აგებულებით სიბრტყეებს უახლოვდება. შრეები თითქმის პარალელური ზედაპირებით გამოიყოფიან ერთმანეთისაგან და თავისი ერთგვაროვანი სიმძლავრეებით უახლოვდებიან სწორ ფილაქნისებურ ფორმას (ნახ. I.2, ა).

შრეებრივობის ეს სახე ჩნდება დალექვის შედარებით მშვიდ პირობებში—ზღვიურ და ტბიურ აუზებში ტალღების მოძრაობის დონის ქვევით, სადაც ადგილი არა აქვს წყლის შესამჩნევ მოძრაობას და ძირითადი მნიშვნელობა აქვს შემოსული მასალის რაოდენობას და ზომებს.

ტალღური (დინების) შრეებრივობის შემთხვევაში გამყოფი ზედაპირები ტალღის მსგავსად გაღუნულია. შრეებრივობის ეს სახე ჩნდება თხელი ზღვის სანაპირო ზოლებში, როდესაც წყლის მოძრაობის მიმართულება იცვლება ან პერიოდულად მეორდება (ზღვის ნოქცევა-უკუქცევა), (ნახ. I.2, ბ).

ლინზისებური შრეებრივობა ხასიათდება ცალკეული შრეების სიმძლავრის შემცირებით სრულ გამოსოლვამდე. შრეებრივობის ეს სახე



ნახ. I.2. შრეებრივობის სახეები (ნ. ბუიალოვის მიხედვით): ა — პარალელური; ბ — ტალღური; გ — ხლართული; ციფრებით აღნიშნულია ნალექთა თანამიმდევრობა ძველიდან ახლისაკენ.

მიუთითებს წყლის ან ჰაერის გარემოში მოძრაობის მიმართულების სწრაფ ცვლაზე. ზოგჯერ ლინზისებური შრეებრივობა წარმოიშობა ადრე დალექილი მასალის გადარეცხვით ან ფსკერის უსწორმასწორობით.

ირიბი შრეებრივობა ხასიათდება დახრილი დაშრევებით შრეებრივობის ძირითადი ზედაპირების მიმართ (ნახ. I.1, ბ). მის ძირითად ელემენტს წარმოადგენს პირველადი ერთი მიმართულებით დახრილი მცირე შრეების სერია. შრეებრივობის ამ სახის შესწავლისას მნიშვნელოვანია დადგინდეს ქანების სერიის ამგები შრეების სისქე, ფორმა (სწორხაზოვნება, გაღუნვა ზევით ან ქვევით, ტალღობრიობა), შრეების პარალელურობა ცალკეულ სერიაში, გამყოფი ზედაპირების ხასიათი, რადგან ამ მონაცემების საშუალებით შესაძლებელია შრის წარმოშობის პირობების და ზოგჯერ მასალის გადატანის მიმართულების დადგენა. ზოგჯერ ირიბ შრეებრივობაში ფენების დამოკიდებულება საკმაოდ რთულია. ასეთი შრეებრივობა ხლართული შრეებრივობის სახელწოდებით არის ცნობილი (ნახ. I.2, გ).

შრეთა სიმძლავრის მიხედვით გამოიყოფა ქანთა შრეებრივობის შემდეგი სახეები:

ტლანქშრეებრივი, ანუ მასიური,	ცალკეული შრეების სიმძლავრე	> 100 სმ-ზე
სქელშრეებრივი	„ — „	100—50 სმ
საშუალო შრეებრივი,	ცალკეული შრეების სიმძლავრე	50—10 სმ
თხელშრეებრივი	„ — „	10— 2 სმ
ფურცლოვანი	„ — „	2—0,2 სმ
მიკროშრეებრივი	„ — „	<0,2 სმ-ზე

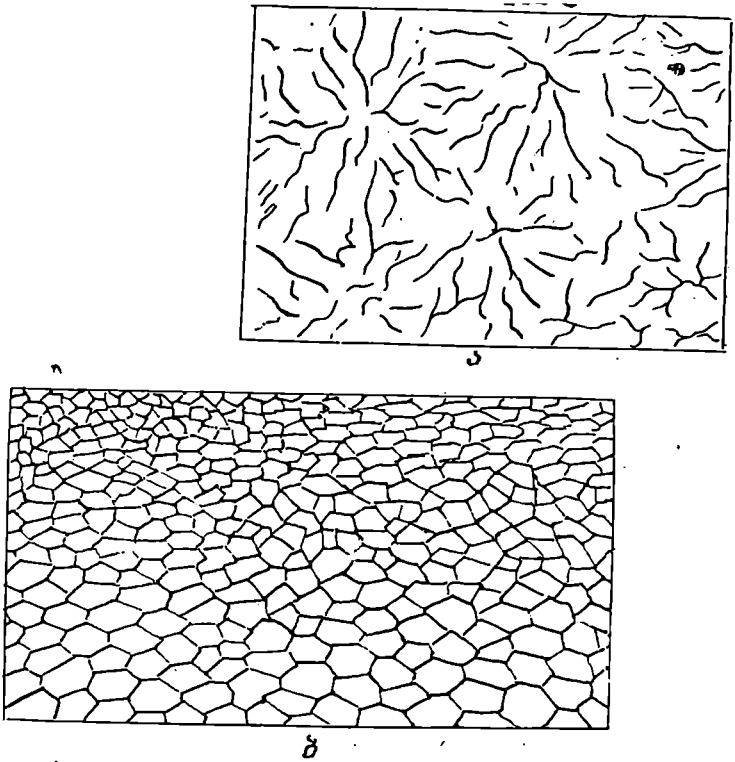
2. შრეებრივობის ზედაპირის პირველადი სტრუქტურა და შრის შინაგანი აგებულება

შრეებრივობის ზედაპირის აგებულება დამოკიდებულია ნალექის წარმოქმნის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. უკანასკნელი განაპირობებს შრეების გამყოფი ზედაპირების სტრუქტურის თავისებურებებს, რომელთა შორის აღსანიშნავია: ჭავლის კვლები, იეროგლიფები, გამოშრობის ნაპრალები, წვიმის წვეთების, ყინულის კრისტალების, სეტყვის ანაბეჭდები, სხვადასხვა ორგანიზმების ცხოველქმედების კვალი და სხვა. ამ ნიშნების საშუალებით შესაძლებელი ხდება შრის საგებისა და სახურავის დადგენა, რაც ნალექების სტრატიგრაფიული თანამიმდევრობის გარკვევის საფუძველს წარმოადგენს.

გ ა მ ო შ რ ო ბ ი ს ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი ს წარმოშობის მიზეზი სხვადასხვა შეიძლება იყოს. მათი უმრავლესობა უკავშირდება წყლით გაჯერებული თიხიანი ან კირქვიანი ლამების ატმოსფერულ პირობებში გამოშრობას. შრის ზედაპირი ამ ნაპრალებით იყოფა სხვადასხვა ზომის უსწორმასწორო პოლიგონებად (ნახ. I. 3, ბ).

პოლიგონური ნაპრალები, როგორც წესი, შრის სახურავ ზედაპირზე ვითარდებიან. გამოშრობის ნაპრალები, ჩვეულებრივ, რამდენიმე სანტიმეტრს აღწევენ როგორც სიგანეში ასევე სიღრმეში; ამასთან, სიღრმეში ვიწროვდებიან. ეს ნაპრალები რჩებიან შრის ზედაპირზე იმ შემთხვევაში თუ შრე სწრაფად გადაიფარება ახალი ნალექით, რომელიც ამოავსებს ნაპრალებს. წინააღმდეგ შემთხვევაში დანაპრალიანებული ნალექი კვლავ გაიჯირჯვება წყლით. ვერტიკალურ ჭრილში. დანაპრალიანებული ნალექის ზევით მდებარე შრეს ახასიათებს სოლისებური ან თითისებური შვერილები. ასეთი შვერილები გამოიყენება საგები გვერდის დასადგენად (ნახ. I. 4).

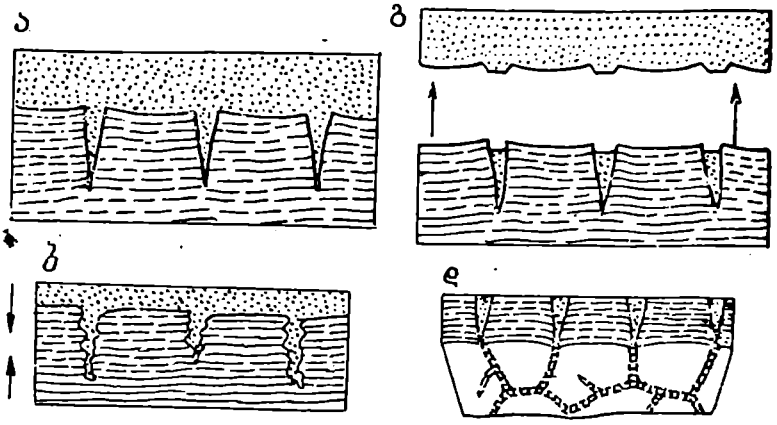
სახურავი გვერდის გამოცნობის ერთ-ერთ ნიშანს წარმოადგენს სეტყვის ან წვიმის წვეთების რბილ ლამზე დაცემისას წარმოქმნილი წვრილი ნაწვეთურები. მათი შესაბამისი ანაბეჭდები ამოზნექილობის სახით შეიძლება საგებ გვერდშიც შეგვხვდეს (ნახ. I. 5).



ნახ. I.3. გამოშრობის ნაპრალების ფორმა (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით): ა—რადიალური; ბ—პოლიგონური.

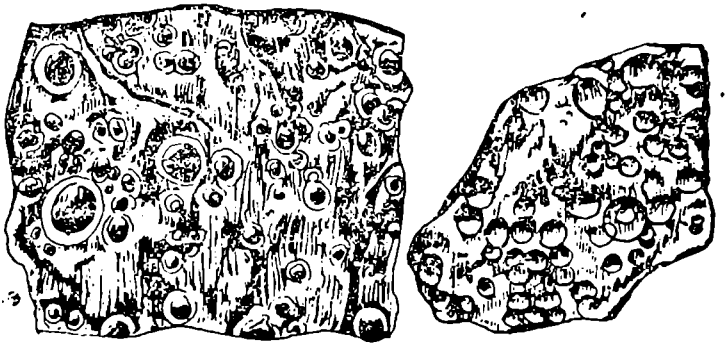
ჭ ა ვ ლ ი ს ნიშნები ჩნდება ისეთ ნალექებში, სადაც მარცვლები განცალკევებულია და თავისუფლად მოძრაობის საშუალება აქვთ, როგორც წყალში, ასევე ჰაერში. ასეთი ნალექია, მაგალითად, ქვიშა. ჭავლის კვალი ტალღისებური სკულპტურაა, რომელიც განსხვავებით ტალღისებური შრეებრივობისაგან ვითარდება მხოლოდ შრის სახურავ ზედაპირზე. წარმოშობის მიხედვით არჩევენ ქ ა რ ი ს ანუ ე ო ლ ურ, დ ი ნ ე ბ ი ს და ტ ა ლ ღ ი ს ც ე მ ი ს ჭავლებს (ნახ. I. 6).

სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევისას აუცილებელია ჭავლის არა მარტო გარეგნული ფორმის შესწავლა, არამედ, მისი შინაგანი აგებულების დადგენაც, რაც დაკავშირებულია სხვადასხვა ზომის მარცვლების განაწილებასთან. მე-6 ნახაზზე მოცემულია ჭავლის კვა-

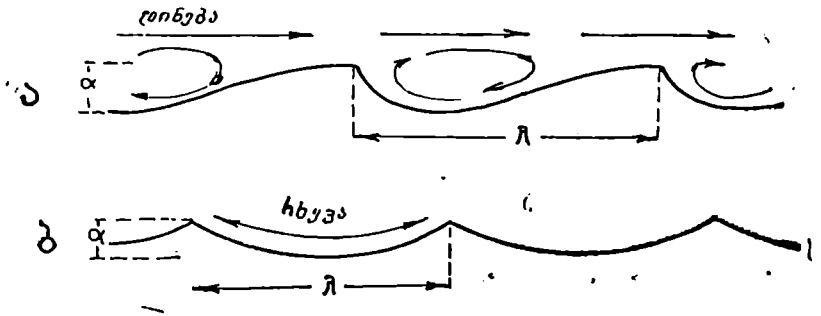


ნახ. I.4. გამოშრობის ნაპრალები და მათი ამოვსება (პილსის მიხედვით).

ლი ჭრილში. როგორც ნახაზიდან ჩანს ჭავლის კვალი აგებულია თხემის, ფერდების და ვარცლისებური ჩაღრმავებებისაგან. ეოლური და დინების ჭავლებში (ნახ. I. 6, ა) თხემები შედარებით მომრგვალებულია, ხოლო ფერდები — ასიმეტრიული. მათგან განსხვავებით ტალღისცემის ჭავლს (ნახ. I.6, ბ) აქვს წვეტიანი თხემები და სიმეტრიული ფერდები. მასალის განაწილების მხრივ სამივე შემთხვევაში სურათი განსხვავებულია. ეოლურ ჭავლში შედარებით მსხვილი მასალა გროვდება თხემზე, დინების ჭავლში — ციცაბო ფერდის ფუძეში, ხოლო ტალღისცემის ჭავლში კი — თხემებს შორის ჩაღრმავე-



ნახ. I.5. წვიმის წვეთების ანაბეჭდები.



ნახ. I.6. ჭავლის კვლის გარდიგარდმო ჭრილი: ა — დინების ჭავლი; ბ — ტალღის-ცემის ჭავლი (α-ამპლიტუდა, λ—ტალღის სიგრძე).

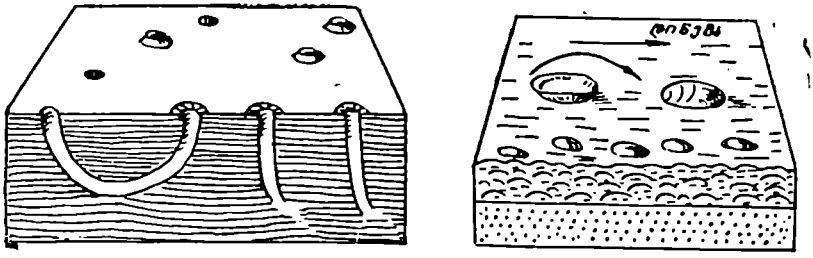
ბებში. ჭავლთა თხემების მდებარეობის და აგებულების მიხედვით შეიძლება სახურავის და საგების დადგენა.

შრეებრივობის ზედაპირზე ხშირად შეიმჩნევა ცოცხალი ორგანიზმების ცხოველქმედების მრავალი ნიშანი, როგორიც არის ჭიების და კიბორჩხალების ხოხვის კვალი, ცხოველთა ნაფეხურები და სხვა, რომლებიც სხვადასხვა ზომის და ფორმის ჩაღრმავებათა და ამოზნექილობათა ერთობლივობაა. ამ ნიშნების მრავალფეროვნება აიხსნება იმით, რომ თითოეული ინდივიდი სხვადასხვაგვარად გადაადგილდება. ცოცხალი ორგანიზმების კვლები და ანაბეჭდები შეიძლება გამოვიყენოთ შრის სახურავის დადგენისათვის. მაგალითად, ჭიების მიერ დატოვებული მილისებური ხვრელების დაბოლოება მიმართულია ზევით და ზედაპირზე რგოლისებური ამოზნექილობით მთავრდება (ნახ. I. 7).

ნიჟარებიანი ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ მათი ნიჟარები წყლის დინებით ან ტალღის ცემის შედეგად გადაბრუნდებიან და ამოზნექილობით მიმართული არიან ხოლმე ზევით.

განსაკუთრებით მნიშვნელოვან ნიშანს წარმოადგენს კირქვიანი წყალმცენარეების მიერ შექმნილი კოლონიები, რომლებიც ამოზნექილობებით მიმართულია შრის სახურავისაკენ.

იეროგლიფები ან ჰიეროგლიფები წარმოადგენენ ბარელიეფურ წარმონაქმნებს შრეებრივობის ზედაპირზე. მათი ფორმა შეიძლება იყოს მომრგვალებული, ნადენი, თირკმლისებური და სხვა. იეროგლიფების სიგანე 0,5 — 5 სმ იცვლება, სიგრძე 1 — 8 სმ მერყეობს, ხოლო სისქე 3—5 მმ აღწევს. ზოგიერთ შემთხვევაში იეროგლიფების რაოდენობა იმდენად დიდია, რომ გამოყოფენ „იერო-

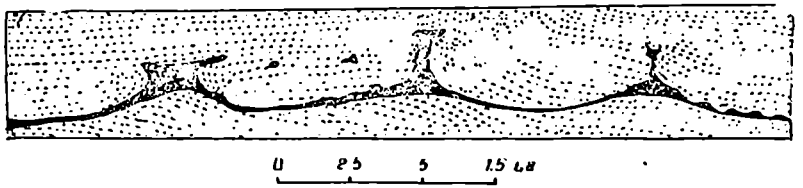


ნახ. I.7. საგებისა და სახურავის გვერდის დაფენა ნამარხებით.

გლიფებიან წყებას". ეროგლიფები დაბახასიათებელია სახურავი გვერდისათვის.

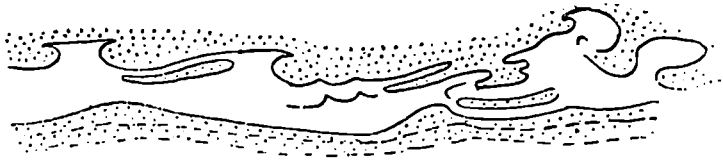
გარდა იმ სტრუქტურული ფორმებისა, რომლებიც სახურავის სტრუქტურის ანარეკლს წარმოადგენს ზევით მდებარე შრეების საგებისათვის, არსებობს მცირე სტრუქტურული ფორმები, რომლებიც დამოუკიდებლად ვითარდებიან შრის საგებ ზედაპირზე, ძირითადად, დატვირთვის და დინების გამო. ამ სტრუქტურების წარმოქმნის მიზეზად ქანების ფიზიკურ თვისებებს თვლიან. ასეთებია ე. წ. დატვირთვის ანაბეჭდები, დინების დეფორმაციები, კლაკნილი შრეებრივობა და სხვა.

დ ა ტ ვ ი რ თ ვ ი ს ა ნ ა ბ ე ჭ დ ე ბ ი წარმოიქმნება ქვიშების ან გრაუვაკების დალექვისას სველი თიხების ან ტორფის მსგავს პლასტიკურ ქანებზე. უკანასკნელნი გამოწბერვის შედეგად წვრილი ინექციების სახით შეიჭრებიან ზევით განლაგებულ ქვიშაქვებში. ამის გამო ხდება ქვიშაქვების დამსხვრევა და მათში შრეებრივობის ზედაპირების აღუნვა (ნახ. I. 8).



ნახ. I.8. თიხაფიქლების ინექციები (შავი) ქვიშაქვებში (ჰილსის მიხედვით).

დ ი ნ ე ბ ი ს ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე ბ ი ს წარმოშობის მიზეზი შეიძლება იყოს ნარჩენი ნაკადის დინება, ჰიდროპლასტიკური ან თხევადი დინე-



ნახ. I.9. დინების სტრუქტურები ქვიშაქვებში (წერტილები) და ფიქლებში (თეთრი) (ჰილსის მიხედვით).

ბები, რომლებიც წარმოიქმნებიან შრის კონსოლიდაციის სხვადასხვა სტადიაზე, ზოგჯერ მისი ქვედა ნაწილის დალექვისთანავე, ზოგჯერ კი სრული კონსოლიდაციის შემდეგ (ნახ. I. 9).

დანალექი ქანების შესწავლისას განსაკუთრებული ყურადღება უნდა მიექცეს შრის შინაგან აგებულებას.

შრე უმეტეს შემთხვევაში ერთგვაროვანია. ზოგჯერ კი ხასიათდება შინაგანი აგებულების ცვალებადობით, რაც ძირითადად გამოწვეულია მისი ამგები მასალის დახარისხებით მარცვლების ზომის მიხედვით. ერთ შემთხვევაში ადგილი აქვს მარცვლების ზომის შემცირებას საგებიდან სახურავისაკენ, რაც შედარებით მშვიდი დალექვის პირობებზე მიუთითებს. სხვა შემთხვევებში კი სხვადასხვა ზომის მარცვლები გარკვეულად არის განაწილებული თარაზული მიმართულებით, ნაპირიდან — სიღრმისაკენ. მასალის დახარისხებაზე გავლენას ახდენს სხვადასხვა ფაქტორები: სეზონური და უფრო ხანგრძლივი კლიმატური ციკლების ცვალებადობა, სანაპირო ხაზის გადაადგილება, ზღვის დინებების მიმართულებათა ცვლა და ა. შ. წყალდიდობისას მდინარეებს ზღვიურ აუზებში ჩააქვთ მსხვილი მასალა, წყალმცირეობის პერიოდში კი მხოლოდ წვრილნატეხური. ამით არის გამოწვეული სხვადასხვა ზომის ტერიგენული მასალის მორიგეობა ვერტიკალური მიმართულებით. მასალის დახარისხებაზე კიდევ უფრო დიდ გავლენას ახდენს ზღვის დინებები. ვერტიკალური დახარისხების მოვლენა შეიძლება გამოვიყენოთ შრის სახურავისა და საგების დასადგენად.

შრის შინაგან აგებულებას ახასიათებს აგრეთვე არაორგანული ჩანართები, რომელთა შორის აღსანიშნავია კონკრეციები, სეპტარიები, სეკრეციები, ჟეოდები, სტილოლიტები და სხვა. მათი წარმოშობა შეიძლება შრის თანადროული იყოს ან უკავშირდებოდეს შემდგომ პროცესებს.

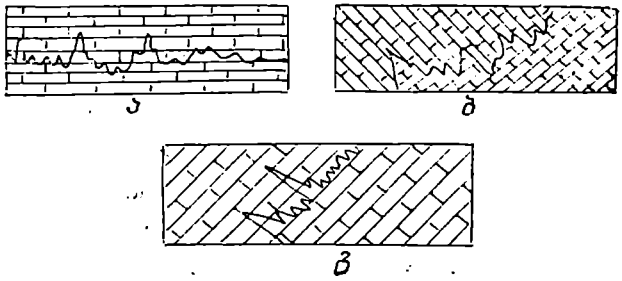
კ ო ნ კ რ ე ც ი ა არის სფერული ფორმის მინერალური წარმო-

ნაქმნი, რომელიც მკვეთრად არ განსხვავდება შემცველი ქანის შედგენილობისაგან. ის წარმოიშობა ფხვიერ დანალექ ქანში მინერალური ნივთიერების გადაჯგუფების შედეგად. ამიტომ, კონკრეცია შეიძლება გამდიდრებული იყოს კალციტით, ბარიტით, თაბაშირით, მარკაზიტით, მანგანუმის ჟანგებით და სხვა მინერალებით. კონკრეციის გული წარმოდგენილია ქანის ნატეხით ან ქვიშის მარცვლით, ან ნამარხი ორგანიზმით, რომლის გარშემო ხდება აღნიშნული მინერალის კრისტალების შემოზრდა რადიალური მიმართულებით. კონკრეციას ახასიათებს კონცენტრულ-ნაჭუჭისებური აგებულება.

დანაპრალიანებული კირქვის ან იშვიათად კირქვიანი თიხის კონკრეცია, რომელშიც ნაპრალები კალციტითაა ამოვსებული ს ე პ ტ ა რ ი ა ს წარმოადგენს. ნაპრალების წარმოქმნა დაკავშირებულია კონკრეციის მოცულობის შეცვლასთან გამოშრობის შედეგად.

ს ე კ რ ე ც ი ე ბ ი წარმოიქმნებიან ქანში არსებული სიცარიელეების სხვა მინერალური მასით ამოვსებით. ამიტომ, ისინი მკვეთრად განსხვავდებიან შემცველი ქანისაგან. ამასთან, კონკრეციისაგან განსხვავებით, სეკრეციებში ნივთიერების გამოლექვა მიმდინარეობს პერიფერიიდან ცენტრისაკენ, რითაც გაპირობებულია კონცენტრულ-ზონალური აგებულება. სეკრეციები ფორმისა და ზომის მიხედვით სხვადასხვა შეიძლება იყოს. დიდი ზომის სეკრეციას, რომელსაც გულში სიცარიელე აქვს, ჟ ე ო დ ა ეწოდება. მის შიდა კედლებზე ხშირად ვითარდება კრისტალების დრუზები.

კირქვებში, დოლომიტებში, იშვიათად კვარციტებში და ქვიშაქვებში შეიმჩნევა შრის ეკლისებური ან სვეტისებური შვერილები, რომლებიც ზოგჯერ საკმაოდ ღრმადაა შეჭრილი მოსაზღვრე შრეში. გარდიგარდმო ჭრილში ეს ზიგზაგისებური ფორმის ზონაა. ჩვეულებრივ ეს შვერილები დაფარულია თიხის თხელი აპკით, რომელიც სვეტის ფუძესთან სქელდება (ნახ. I.10).



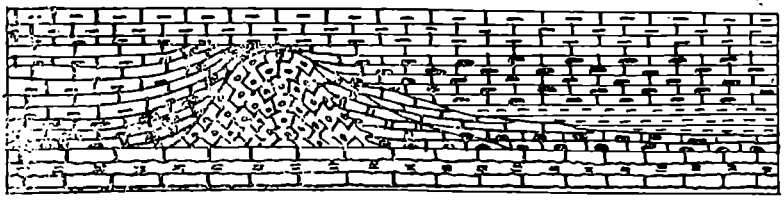
ნახ. I.10. სტილოლიტები და მათი ურთიერთკავშირი შრეებრივობასთან (ე. ბელოუსოვის მიხედვით).

ასეთ სტრუქტურებს ს ტ ი ლ ო ლ ი ტ ებ ს უწოდებენ. სტილოლიტები ქანს სვეტისებურ აღნაგობას, ანუ ს ტ ი ლ ო ლ ი ტ უ რ აგებულებას ანიჭებენ. სტილოლიტების წარმოქმნისას ზიგზაგის კუთხეების ბისექტრისები მიმართულია ვერტიკალურად. თარაზული განლაგების შრეებში სტილოლიტების ზონაც თარაზულია (ნახ. I. 10, ა). ამის გამო, თარაზული მდგომარეობიდან გამოყვანილ მასიურ ქანებში, სადაც შრეებრივობის ზედაპირები არ ჩანს, სტილოლიტები შეიძლება გამოყენებულ იქნას ქანების განლაგების პირობების დასადგენად. (ნახ. I.10 ბ, გ).

3. დანალექი ქანების მასიური განლაგება

დანალექი ქანებისათვის, გარდა შრეებრივობისა, დამახასიათებელია მასიური განლაგებაც. ასეთია, მაგალითად, რიფული კირქვების მასიური განლაგება.

რიფული კირქვების წარმოშობა დაკავშირებულია მარჯნების კოლონიებთან ან კირქვიან წყალმცენარეებთან. კოლონიური ორგანიზმების მასიურ დანაგროვებს ბ ი ო ჰ ე რ მ ებ ს უწოდებენ. ბიოჰერმების ფორმა გუმბათისებური, ლინზისებური ან სოკოსებურია. ბიოჰერმები უმეტეს შემთხვევაში გარშემორტყმულია რიფების მსხვრევის შედეგად მიღებული ნატეხი კირქვების შრეებით, რომლებიც ყოველთვის რიფებიდან გარეთ არის დახრილი. ასე, რომ ბიოჰერმები საინტერესოა არა მხოლოდ როგორც დანალექი ქანების მასიური ფორმა, არამედ იმის გამოც, რომ ისინი გავლენას ახდენენ გარშემორტყმული ქანების განლაგებაზე. მათი მიზეზით ქანების პირველადი წოლის ფორმა, თარაზულის ნაცვლად, დახრილია (ნახ. I.11).



ნახ. I.11. ბიოჰერმებით გამოწვეული შრეების დახრილი განლაგება (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით).

4. შრეების თარაზული განლაგება

მიწის ზედაპირზე ნალექების დაგროვება ხდება ზღვიურ ან კონტინენტურ პირობებში. დალექვის ზედაპირი უმეტეს შემთხვევაში ძალიან დამრეცია. ამიტომ დანალექი ქანების წოლის პირვანდელ ფორმას შრეების თარაზული განლაგება წარმოადგენს.

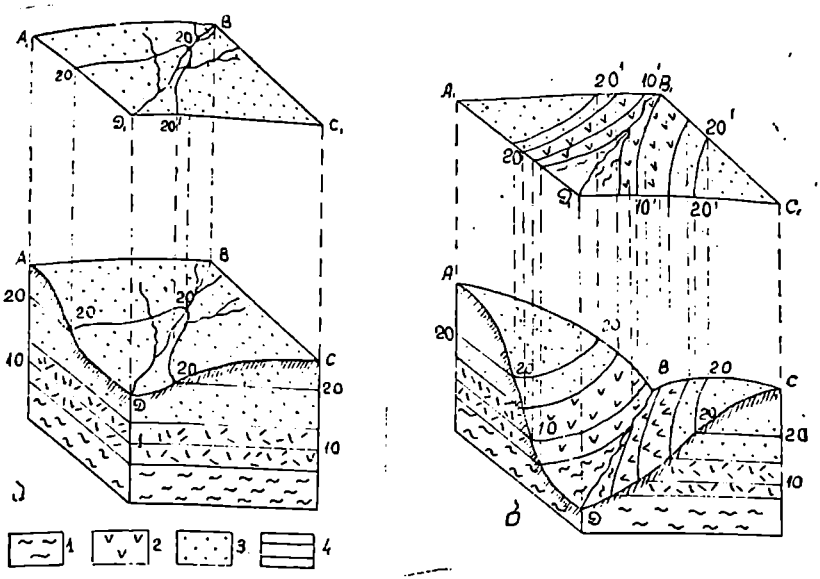
დედამიწის ქერქში იდეალურად თარაზული ზედაპირები იშვიათად გვხვდება. ნალექების წარმოშობის პროცესშივე შრეები იღებენ გარკვეულ დახრას (რამდენიმე გრადუსამდე). ამის მიზეზი შეიძლება იყოს აუზის სხვადასხვა უბნებში არათანაბარი ვერტიკალური მოძრაობები, მასალის რაოდენობის და დალექვის სიჩქარის სხვადასხვაობა, ნალექების არაერთგვაროვანი შეეჭიდროება დიაგენეზისის სტადიაზე და სხვა. მიუხედავად ამისა, დანალექი შრეების პირვანდელი წოლის ფორმას პრაქტიკულად თარაზულად სთვლიან.

შრეების თარაზული განლაგების და დაუნაწევრებელი რელიეფის შემთხვევაში დედამიწის ზედაპირზე გაშიშვლებული იქნება მხოლოდ ერთი ყველაზე ზევით მდებარე შრე (ნახ. I.12. ა). ეროზიის გაღრმავება გამოიწვევს ქვევით მდებარე შრეების გაშიშვლებას (ნახ. I.12. ბ), მაშასადამე, რელიეფის დაბალ ადგილებში გაშიშვლებული იქნება წყების ყველაზე ძველი შრეები, ხოლო ახალგაზრდა შრეებს ექნებათ შედარებით მაღალი აბსოლუტური ნიშნულები (ნახ. I.12).

აქედან გამომდინარე, მარტივი დასადგენია შრეების დალექვის თანმიმდევრობა და ნებისმიერი შრის სახურავის და საგების მდებარეობა. თარაზულად განლაგებული შრეების ჭეშმარიტი სიმძლავრე ვერტიკალური სიმძლავრის თანხვდენილია და სახურავის და საგების აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობის ტოლია.

თარაზულად განლაგებული შრეების გამოსახვა გეოლოგიურ რუკაზე და ჭრილში. მიწის ქერქში განვითარებული სტრუქტურების გამოსახვა ხდება გეოლოგიურ რუკაზე.

გეოლოგიური რუკა არის მიწის ქერქის რომელიმე ნაწილის გეოლოგიური აღნაგობის გრაფიკული გაჯმოსახულება ამა თუ იმ მასშტაბში. ის წარმოადგენს ქანების ძირითადი გამოსავლების შემცირებულ პროექციას თარაზულ სიბრტყეზე და ნათელ წარმოდგენას იძლევა ქანების სივრცულ განლაგებაზე. მისი საფუძველია ტოპოგრაფიული რუკა. გეოლოგიურ რუკაზე სათანადო პირობითი ნიშნების საშუალებით შეიძლება გამოიხატოს ქანების ასაკი, ლითოლოგიური შედგენილობა, სტრუქტურული და სხვა გეოლოგიური ელემენტები. პირობით ნიშნად გამოიყენება ფერი, შტრიხი, ინდექსი.



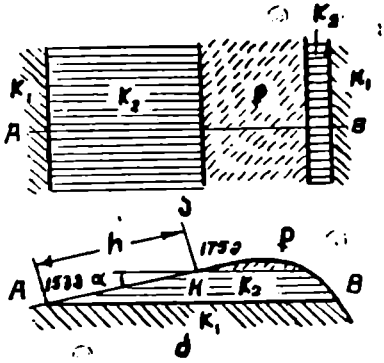
ნახ. I.12. შრეების თარაზული განლაგება.

1 — თიხები; 2 — ტუფები; 3 — ქვიშაქვები; 4 — შრეთა საზღვარი; ABCD ადგილის უსწორმასწორო ზედაპირი; $A_1B_1C_1D_1$ მისი ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეზე. 10—10, 20—20 თარაზული კვეთები; 10′—10′, 20′—20′ კვეთების შესაბამისი ჰიფსომეტრები: ა—ნაკლებად დანაწევრებული რელიეფი; ბ—ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი.

გეოლოგიურ რუკას აზუსტებს და ავსებს გეოლოგიური ჭრილები. გეოლოგიური ჭრილი გეოლოგიური სტრუქტურის ბრტყელი გამოსახულებაა და წარმოადგენს მიწის ქერქის რაიმე უბნის ვერტიკალურ ან დახრილ კვეთს. ჭრილი ხელს უწყობს რუკაზე გამოსახული სტრუქტურის სივრცულ წარმოდგენას, ავლენს იმ ცვლილებებს, რომლებსაც გეოლოგიური ელემენტები სიღრმეში განიცდიან. ამიტომ, ჭრილების შედგენისას გარდა ზედაპირული მონაცემებისა გამოიყენება ბურღვის, სამთო გამონამუშევრების და სხვადასხვა გეოფიზიკური მონაცემები.

მიწის ქერქის ამა თუ იმ ნაწილის სტრუქტურული ფორმების გამოსახვა ხდება ქანების გამოსავლების საშუალებით. ქანების გამოსავალი არის შრეებრივობის ზედაპირების კვეთა მიწის ზედაპირთან. მათი მოხაზულობა და ურთიერთკავშირი დამოკიდებულია რელიეფის ხასიათზე და თვით ადგილის გეოლოგიურ აგებულებაზე. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს თარაზული შრეების შემთხვევაში, რად-

გან შრეებრივობის სიბრტყეები იმეორებენ რელიეფის გამომსახველი იზოჰიფსების მოხაზულობას (ნახ. I.13, ა, ბ). თარაზული განლაგების მქონე შრეების რუკაზე დასატანად აუცილებელია შრეების სტრატიგრაფიული თანმიმდევრობის დადგენა და შრეებრივობის ზედაპირების აბსოლუტური ნიშნულების ცოდნა. აღნიშნული მონაცემების გამოყენებით შესაძლებელია ნებისმიერი შრის დატანა რუკაზე. ამასთან, შრეებრივობის ზედაპირის გამოსავალი თავისი აბსოლუტური სიმაღლის შესაბამისად ან დაემთხვევა იზოჰიფსს, ან გაივლის იზოჰიფსებს შორის.



ნახ. I.13. თარაზულად განლაგებული შრეების გამოსავლის სიგანის კავშირი რელიეფის დახრილობასთან და ჭეშმარიტი სიმძლავრის განსაზღვრა.

ა — გეოლოგიური რუკა; ბ — ჭრილი; h—ხილული სიმძლავრე; H—ჭეშმარიტი სიმძლავრე; α—რელიეფის დახრის კუთხე; 175 მეტრი შრის სახურავის აბსოლუტური ნიშნული; 153 მ. შრის საგების აბსოლუტური ნიშნული. $H = h \cdot \sin\alpha$; $h = \frac{H}{\sin\alpha}$

$H = 175 - 153 = 22$ მ.

შრის გამოსავლის სიგანე რუკაზე დამოკიდებულია რელიეფის ხასიათზე და შრის ჭეშმარიტ სიმძლავრეზე. რაც უფრო დიდია შრის ჭეშმარიტი სიმძლავრე, მით უფრო ფართოა მისი გამოსავლის სიგანე. ეს უკანასკნელი ციცაბო რელიეფის შემთხვევაში ვიწროვდება, ხოლო დამრეცი რელიეფის დროს პირიქით ფართოვდება და თუ რელიეფი მოვაკებულია, გამოსავლის სიგანე ბევრად ჭარბობს ჭეშმარიტ სიმძლავრეს (ნახ. I.13).

თარაზულად განლაგებული შრეები ვერტიკალურ ჭრილში გამოისახებიან თარაზული ხაზებით. თითოეული შრის მდებარეობას ჭრილში განსაზღვრავს მისი აბსოლუტური ნიშნული რუკაზე. აქედან გამომდინარე ტოპოგრაფიულ პროფილზე, რომელიც ჭრილის ხაზის გასწვრივ არის აგებული, დაიტანება შრეთა გამყოფი ზედაპირები. ამასთან, მანძილი ნებისმიერი შრის საგებსა და სახურავს შორის ჭრილში და ჭრილის ხაზის გასწვრივ რუკაზე ერთმანეთს უნდა ემთხვეოდეს. თარაზული განლაგების შემთხვევაში ჭრილის ორიენტაცია ნებისმიერი შეიძლება იყოს. სასურველია, რომ ჭრილის ხაზმა შეძლებისდაგვარად გადაკვეთოს შრეების მაქსიმალური რაოდენობა.

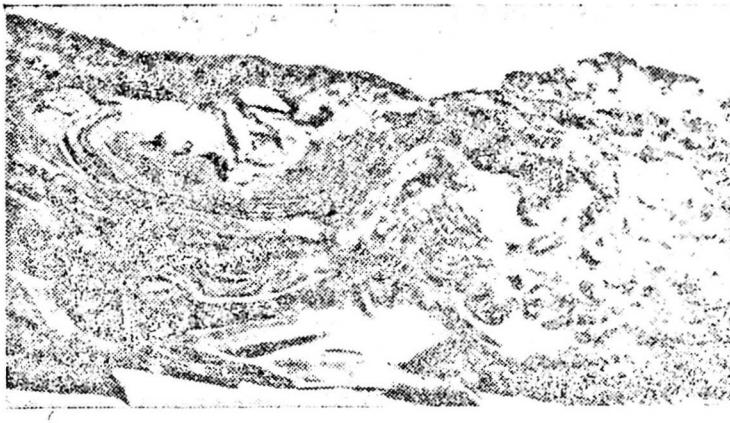
დანალექი ქანების განლაგების მეორადი ფორმები

ქანების განლაგების მეორადი არატექტონიკური ფორმები

მიწის ქერქში განვითარებული მეორადი სტრუქტურების წარმოშობა ჩვეულებრივ დაკავშირებულია ტექტონიკურ პროცესებთან, თუმცა ბუნებაში ხშირია განლაგების მეორადი ფორმებიც, რომლებიც არატექტონიკური წარმოშობისაა. არატექტონიკურს მიეკუთვნებიან ისეთი დეფორმაციები, რომლებიც გამოწვეულია ქანების მოცულობის შეცვლით მათი გამოშრობის, გაცივების ან გაუწყლოების შედეგად. ეს_ის დისლოკაციებია, რომლებიც წარმოიქმნებიან იმ დანალექ ქანებში, რომელთაც ჯერ არ განუცდიათ დიაგენეზისი, დიდი რაოდენობით შეიცავენ წყალს და ამის გამო შენარჩუნებული აქვთ დენადობის უნარი: არატექტონიკურს მიეკუთვნებიან აგრეთვე ის დისლოკაციებიც, რომლებიც უკავშირდებიან სიმძიმის ძალის (გრავიტაციის) გამოვლინებას თანამედროვე რელიეფის პირობებში და სხვა.

ბუნებაში არატექტონიკური სტრუქტურების გარჩევა ტექტონიკურისაგან ხშირად გაძნელებულია. მაგალითად, დიდი მასშტაბის მეწყერი თითქმის არ განსხვავდება ტექტონიკური ზეწრისაგან. საერთოდ, არატექტონიკური სტრუქტურების დადგენის ზოგადი ნიშანი მათი არაკანონზომიერი განლაგებაა. ტექტონიკური წარმოშობის მეორადი სტრუქტურები კი თითქმის ყოველთვის შეიძლება დაჯგუფდეს ცალკეულ სისტემებად, რომელთაც ახასიათებთ გარკვეული კანონზომიერი განლაგება: ნაოჭების გარკვეული მიმართებები, სხვადასხვა რიგის ნაოჭების ურთიერთორიენტაცია, ნაოჭის ღერძების ორიენტაცია წყვეტითი დისლოკაციების მიმართ და სხვა.

განლაგების არატექტონიკური მეორადი ფორმაა ე. წ. კ ო ნ ვ ო ლ უ ტ უ რ ი (ჩ ა ხ ვ ე უ ლ ი) შ რ ე ე ბ რ ი ვ ო ბ ა. ის წარმოადგენს შრის შიგნით განვითარებულ მცირე მასშტაბის შრეებრივობას, რომელიც პატარა ზომის ციცაბო ანტიკლინებითა და გაშლილი, დამრეცი სინკლინებით არის გამოხატული (ნახ. II.1) და დაკავშირებულია დანალექი მასალის მოძრაობასთან შრის ჩამოყალიბების პროცესში. დანალექი მასალის გამოტანა ხდება მღვრიე დინებებით, რომლებიც სწრაფად მოძრაობენ ფსკერის გასწვრივ. მღვრიე დინებების მოქმედებას უკავშირდება თანამედროვე ოკეანურ ღრმულებში ნაპირიდან ასეულ და ზოგჯერ ათას კმ-ზე ქვიშიან-თიხიანი მასალის არსებობა, რომელიც დინების გარეშე დაილექებოდა სანაპირო ზოლის მახლობლად. მღვრიე დინებათა ნალექები განსაკუთრებით დამახასიათებელია ფლიშური წარმონაქმნებისათვის.

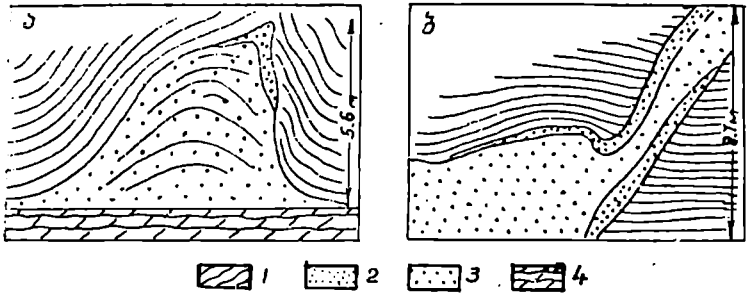


ნახ. II.1. კონვოლუტური შრეებრივობა.

გარდა ამისა, ფართოდ არის გავრცელებული დისლოკაციები, რომლებიც ხდება ჯერ კიდევ დენადობის უნარის მქონე გაუმტკიცებელ შრეში ზევით მდებარე ქანების არათანაბარი დაწოლის გამო. ამ დროს ზედა, შედარებით მძიმე შრის ქანები ისწრაფვიან ჩაიძირონ ქვედა შრეში, ხოლო ეს უკანასკნელი ცდილობს შეაღწიოს მასზე განლაგებულ ნალექებში. ამის გამო საზღვარი ამ ორ შრეს შორის ტალღისებური ხდება და ნაოჭს მოგვაგონებს. ასეთი მოვლენები განსაკუთრებით გავრცელებულია პლასტიკურ შრეებში, რომლებიც იფარებიან ვულკანოგენური წყებით, რადგან ვულკანოგენურ წყებებში ლავების და ბრექჩიების ცვალებადი განაწილება იწვევს არათანაბარ დაწოლას ქვემოთ მდებარე პლასტიკურ ქანებზე.

სახურავის ქანების დაწოლის შედეგად პლასტიკური ქანები ზოგჯერ შეიჭრებიან წყების შიგნით გაჩენილ ნაპრალებში და თავიანთი ფორმით ძალიან გვანან დაიკებს, ოღონდ მათგან განსხვავებით აგებული არიან დანალექი მასალით. ისინი ნეპტუნური, ანუ კლასტური დაიკების ერთ-ერთ სახეს წარმოადგენენ (ნახ. II.2).

დენადობის უნარისმქონე, წყლით გაჯერებული ნალექები აუზის ფსკერის მცირე (1°-მდე) დაქანების დროსაც კი შეიძლება დაცურდნენ. წარმოიქმნებიან წყალქვეშა მეწყერები, რომლებიც სხვადასხვა (რამდენიმე კმ) ზომებით და სტრუქტურული ფორმებით ხასიათდებიან. დამეწყვრის ბიძგი შეიძლება იყოს მიწისძვრა, რადგან რყევის შედეგად ლამებში გელი შეიძლება გადავიდეს ზოლში, რასაც მოყვება ნალექის გათხელება და, მაშასადამე, მოძრაობის უნარის გადიდე-



ნახ. II.2. ნეტტუნური დაიკები ა, ბ (ვ.ბელოუსოვის მიხედვით).
1—ოპოკები; 2—კვარციანი ქვიშაქვები; 3—ქვიშები; 4—მერგელები.

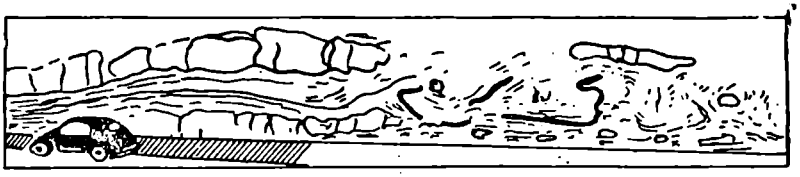
ბაც. ამ შემთხვევაში სეისმური რყევა მხოლოდ ბიძგია მოძრაობისა და არა ტექტონიკური დეფორმაციის მიზეზი. წყალქვეშა მეწყერების არატექტონიკურ წარმოშობაზე მიუთითებს ამლილი ზონის ზევით და ქვევით განვითარებული ქანების მშვიდი განლაგება. გარდა ამისა, დამეწყრილ ქანებში არ შეიმჩნევა კლივაჟი, დეფორმაციას არავითარი კავშირი არა აქვს რეგიონალურ ტექტონიკასთან.

ცნობილია ფილის ფორმის წყალქვეშა მეწყერები, სადაც დაცოცება ფსკერის გასწვრივ რამდენიმე კმ უდრის. დამეწყრილი შრეები ხშირად ქმნიან საკმაოდ რთულ და ხლართულ ნაოჭებს (ნახ. II.3).

წყალქვეშა მეწყერებში შრეები, რომელთაც მოასწრეს გამკვრივება, იმსხვრევიან ცალკეულ ბელტებად. ეს ბელტები დაცურდებიან აუზის ფსკერზე რამდენიმე კმ-ზე და შემდგომში შეიძლება განამარხდნენ უფრო ახალგაზრდა წარმონაქმნებში. მათ ეგზოტიკურ ბელტებს, ანუ ოლისტოლიტებს უწოდებენ. ასეთ ეგზოტიკურ ბელტებს წარმოადგენენ კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე, ზედაეოცენურ წყებაში მოქცეული ბაიოსის პორფირიტული წყების და ზედა იურის რიფული კირქვების ზოგიერთი დიდი ზომის ლოდები.

ბუნებაში ფართოდაა გავრცელებული დისლოკაციები, რომლებიც ქანების მოცულობის შეცვლას უკავშირდებიან. ამ დროს წარმოიქმნება სპეციფიკური ნაპრალები, რომელთა განხილვა მოცემულია ქვემოთ.

მოცულობის შემცირებისას ხდება ქანის შემჭიდროება. უკანასკნელი შესაძლებელია მიმდინარეობდეს არათანაბრად. ამის გამო, წოლის პირვანდელი ფორმა ირღვევა. სხვადასხვაგვარი შემჭიდროების მიზეზი შეიძლება იყოს უდრეკი, უსწორმასწორო ფსკერი. მაგალითად, დალექვა შეიძლება მოხდეს კრისტალური ფუნდამენტის უსწორ-



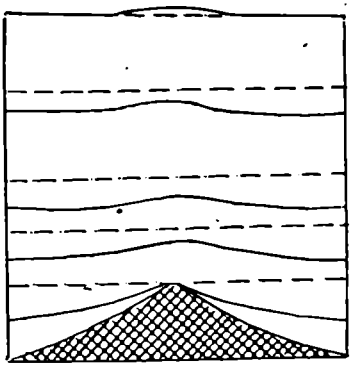
ნახ. II.3. გაუმკერივებელი ნალექების წყალქვეშა დამეწყვრის შედეგად წარმოშობილი სტრუქტურები (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით).

მასწორო ზედაპირზე. ასეთ შემთხვევაში ფსკერის ამოზნექილ უბნებში ნალექის შემჭიდროება-დაჯდომა ნაკლები იქნება ჩაღრმავებულ ნაწილებთან შედარებით და ქანებში წარმოიქმნება შემჭიდროების ნაოჭები (ნახ. II.4).

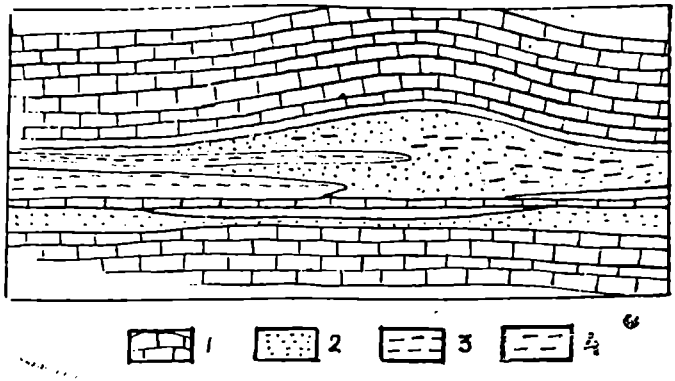
სხვადასხვანაირად შემჭიდროება შეიმჩნევა მაშინაც, როცა პლასტიკური ქანები — თიხები ან მერგელები — ლინზების სახით შეიცავენ ქვიშებს, რომელთაც შეკუმშვის გაცილებით ნაკლები უნარი აქვთ. ასეთი ლინზების ზევით განლაგებულ ქანებში წარმოიქმნება შემჭიდროების ანტიკლინური სტრუქტურები (ნახ. II.5).

აღნიშნული სტრუქტურების დადგენას პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს, რადგან ისინი ხელსაყრელ პირობებში გაზისა და ნავთობის დამჭერებს წარმოადგენენ.

მეორად არატექტონიკურ სტრუქტურებს შორის გავრცელებულია ისეთი დისლოკაციებიც, რომლებიც სიმძიმის ძალის მოქმედებას უკავშირდებიან თანამედროვე რელიეფის ზოგიერთ უბნებში: მთიან რაიონებში, ხეობათა ფერდობებზე და სხვა. აღნიშნული დისლოკაციები გამოიხატება ფერდობების ზედა ნაწილში შრეთა გადაღუნვაში, კარსტულ ჩაქცევებში, მეწყრებისა და ჩამოქცევების წარმოქმნაში. შრეთა გაღუნვა ხდება იქ, სადაც მასალა გამოფიტულია და სიმძიმის ძალით ქვევით ცურდება და ირღვევა ქანების პირვანდელი წოლის ფორმა. ამიტომ, წოლის ელემენტები უნდა გაიზომოს ხეობის ძირში. კარსტული ჩაქცევა ფართოდ არის



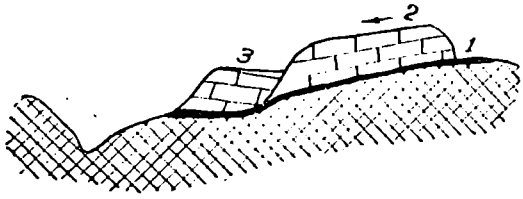
ნახ. II.4. შემჭიდროების ნაოჭები განეითარებული ფუნდამენტის უსწორმასწორო ზედაპირზე.



ნახ. II.5. შემპიდროების ნაოჭები განვითარებული ქვიშაქვების ლინზებს ზევით.
1—კირქვები; 2—ქვიშაქვები; 3—თიხები; 4—თიხიანი ქვიშაქვები.

გავრცელებული კირქვების, თაბაშირის ან მარილის წყებებში. კარსტული სიცარიელეები დროთა განმავლობაში ამოივსება ხოლმე ირგვლივ განლაგებული ქანების ნატეხებით. ამრიგად, წარმოიქმნება კარსტული ბრექჩია, რომელიც განამარხებული სახით შეიძლება შეგვხვდეს ნებისმიერი ასაკის კარბონატულ წყებაში. ჩაცვენილ მასალაში შეიძლება იყოს საკმაოდ დიდი ზომის ლოდები, რომლებიც შრეთა დასტებითაა აგებული. კარსტული სიცარიელეების კიდეებზე შრეებს ახასიათებს ფლექსურისებური გაღუნვა.

სიმძიმის ძალის მოქმედებით არის გამოწვეული აგრეთვე მეწყრებისა და ჩამოქცევების წარმოქმნა გაშლილი ხეობების ფერდობებზე. მეწყერი ხშირად რამდენიმე კმ²-ს მოიცავს და გადაადგილდება ასეულ მეტრებზე და ზოგჯერ კილომეტრებზეც. მოძრავი წყების სიმძლავრე არ აღემატება რამდენიმე ათეულ მეტრს. აღნიშნულ მეწყრებს თან სდევს წყვეტები და ნაოჭები. ამასთან, მეწყრის ზედა ნაწილში გაჭიმვის ძალების მოქმედებით წარმოიქმნება ნასხლეტის ტიპის რღვევები, ხოლო ქვედა ნაწილში კი ნაოჭები. ალ. ჯანელიძის მიხედვით გამოიყოფა მეწყრების ორი ძირითადი სახე: დინებითი და ცოცვითი. ზოგიერთ შემთხვევაში თიხიანი ქანი ან ღორღი დაქანების მიმართულებით მიედინება და მიყვება ხეობას ან თვით მეწყრის მიერ გაჭრილ კალაპოტს. ასეთ მეწყრებს დინებითს უწოდებენ. სხვა შემთხვევაში მტკიცე შრეები ერთიანად მიცოცავენ ქვევით, მოძრაობას ხელს უწყობს დაძრული დასტის ქვეშ თიხიანი ან სხვა პლასტიკური შრეების არსებობა. ასეთი მეწყრები ცნობილია ცოცვითი მეწყრების სახელწოდებით, რომლის კარგი მაგალითია რიონის მარ-



ნახ. II.6. დერჩის მეწყერი (ა. ჯანელიძის მიხედვით).
1—თიხები; 2, 3 — კირქვის ბელტები.

ცხენა ნაპირზე, ლეჩხუმში, სოფ. დერჩთან განვითარებული მეწყერი (ნახ. II.6).

ჩამოქცევას განიცდიან შედარებით მკვრივი და მტკიცე ქანები, რომლებიც შვეულ კარნიზებს, ქარაფებს ქმნიან. ასეთებია — კირქვები, ქვიშაქვები, კვარციტები, მაგმური წარმონაქმნები. თუ მათ ქვეშ განლაგებულია ისეთი ქანები, რომლებიც ადვილად ირეცხებიან, მაშინ გამოფიტვის შედეგად მტკიცე ქანებს მოწყვეტილი ლოდები შედარებით უფრო ძველ ნალექებს შორის მოექცევიან.

ქანების განლაგების ტექტონიკური ფორმები

1. დახრილი განლაგება

მიწის ქერქში გავრცელებული დანალექი ქანები სხვადასხვა სახის ტექტონიკური დეფორმაციების შედეგად გამოყვანილი არიან პირვანდელი მდგომარეობიდან.

დეფორმაციის შედეგად ქანებმა შეიძლება მიიღონ სხვადასხვა დახრა ჰორიზონტის მიმართ, უმნიშვნელოდან ვერტიკალურამდე (აყირავებული შრეები), ზოგჯერ გადაყირავებული ან გადაბრუნებული მდებარეობაც. არის შემთხვევები, როცა ქანები საკმაოდ დიდ ფართზე ეცემიან მონოტონურად, დაახლოებით ერთნაირი კუთხით. ასეთ განლაგებას მონოკლინურს უწოდებენ. როდესაც მონოკლინური დაქანება კილომეტრებზე ვრცელდება, მაშინ მას სთვლიან განლაგების დამოუკიდებელ ფორმად, მ ო ნ ო კ ლ ი ნ ა დ.

დიდი მონოკლინი შეიძლება გართულებული იყოს მეორე რიგის სტრუქტურული ფორმებით, რაც გამოიხატება შრეების დამატებით გაღუნვაში როგორც მიმართებით, ისე დაქანებით. ასეთ შემთხვევაში, უბნები, რომლებიც დამრეცი დაქანებით ხასიათდებიან, სტრუქტურულ ტერასებს წარმოადგენენ. ზოგჯერ, ამ ტერასებს მოედნების სახე აქვთ და გაჭიმული არიან დაქანების მიმართულებით. მათ სტრუქტურულ ქიმებს უწოდებენ.

დახრილი განლაგება ფართოდ არის გავრცელებული და გვხვდება თითქმის ყველა ტექტონიკურ სტრუქტურებში.

პირვანდელი, თარაზული მდებარეობიდან გამოყვანილი ცალკეული შრეებრივობის ზედაპირი მრუდეა — ტალღისებურია და ის მხოლოდ გარკვეულ უბანზე პირობითად შეიძლება სიბრტყეთ ჩაითვალოს. ამ სიბრტყის და, მაშასადამე, მის მიერ შემოფარგლული შრის მდებარეობა სივრცეში განისაზღვრება ე. წ. განლაგების, ანუ წოლის ელემენტებით.

გეომეტრიიდან ცნობილია, რომ სიბრტყის მდებარეობის დასადგენად საკმარისია ამ სიბრტყეში მდებარე ორი ურთიერთგადამკვეთი წრფე ან სამი წერტილი, რომლებიც ერთ სწორ ხაზზე არ მდებარეობს.

ამ პრინციპზე დაყრდნობით, შეიძლება განისაზღვროს შრეებრივობის სიბრტყის განლაგება მასზე მდებარე ორი ურთიერთგადამკვეთი ხაზის, მიმართების და დაქანების საშუალებით.

მ ი მ ა რ თ ე ბ ა სიბრტყის გავრცელების მიმართულებაა. ის მიიღება შრეებრივობის სიბრტყის თარაზული სიბრტყით გაკვეთით. მაშასადამე, მიმართება არის ნებისმიერი თარაზული ხაზის მიმართულება სიბრტყეზე (ნახ. II.7, ა).

ამ განსაზღვრებიდან გამომდინარე, მიმართების მიმართულებით სიბრტყეს ნულოვანი დაქანება ახასიათებს. მიმართება აზიმუტებში იზომება. მიმართების აზიმუტი არის მარჯვენა ვექტორიალური კუთხე ჩრდილო მერიდიანსა და მიმართების ხაზს შორის.

დახრილი სიბრტყის მიმართება თარაზული, სწორი ხაზია, ხოლო დახრილი ზედაპირის მიმართება იქნება თარაზული მრუდი, რომლის აზიმუტი ყოველ წერტილში აითვლება კუთხით მერიდიანსა და ამ წერტილში გატარებულ მხებს შორის (ნახ. II.7, ბ).

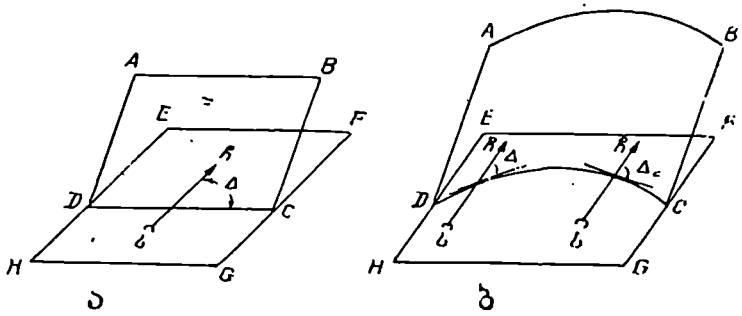
ბუნებრივია, შრის მიმართებას ორი აზიმუტი აქვს, რომლებიც ერთმანეთისაგან 180°-ითაა განსხვავებული.

დ ა ქ ა ნ ე ბ ა სიბრტყის მაქსიმალური დაქანების მიმართულებაა, რომელიც მიმართების მართობი ხაზია და მიიღება შრეებრივობის სიბრტყის გადაკვეთით მიმართების მართობ შვეულ სიბრტყესთან (ნახ. II.8). დაქანებაც აზიმუტებში იზომება. ვინაიდან დაქანების ხაზი დახრილ სიბრტყეში დევს, მისი აზიმუტის გასაზომად საჭიროა ამ ხაზის თარაზულ სიბრტყეზე დაგეგმილება (ნახ. II.8.). მაშასადამე, დაქანების აზიმუტი იქნება მარჯვენა ვექტორიალური კუთხე ჩრდილო მერიდიანსა და დაქანების თარაზულ გეგმილს შორის. დაქანებას მხოლოდ ერთი აზიმუტი აქვს.

აღნიშნული ორი ელემენტი სრულად არ ახასიათებს სიბრტყის მდებარეობას სივრცეში, ვინაიდან ერთი და იგივე დაქანების მქონე სიბრტყე ჰორიზონტის მიმართ სხვადასხვა კუთხით შეიძლება იყოს დახრილი. ამის გამო, შემოღებულია მესამე ელემენტი — დაქანების

კუთხე, რომელიც წარმოადგენს კუთხეს დაქანების ხაზსა და მის თარაზულ გეგმილს შორის (ნახ. II.8.). დაქანების კუთხე იცვლება 0—90°-მდე.

თუ რუკის ფარგლებში სიბრტყე წოლის ელემენტებს არ იცვლის, მაშინ, მიმართების ხაზები ურთიერთპარალელურია და გეგმაზე ერთ-



ნახ. II.7.

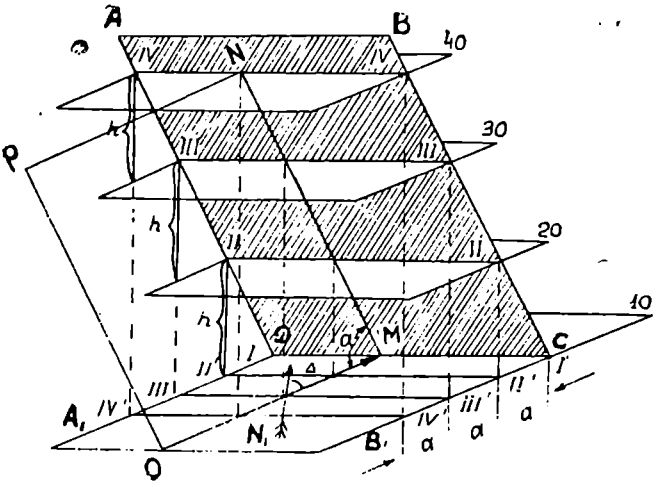
ა—დახრილი სიბრტყის მიმართება;
ABCD — დახრილი სიბრტყე;
DC — დახრილი სიბრტყის მიმართების ხაზი;
EFGH — თარაზული სიბრტყე;
ჩს — მერიდიანის მიმართულება;
Δ — დახრილი სიბრტყის მიმართების აზიმუტი;
ბ — მრუდე ზედაპირის მიმართება;
ABCD — მრუდე ზედაპირი;
EFGH — თარაზული სიბრტყე;
DC — მრუდე ზედაპირის მიმართება, Δ_1, Δ_2 მრუდე ზედაპირის მიმართების აზიმუტებია.

მანეთისგან ტოლი მანძილით არიან დაშორებული (ნახ. II.8). ამ მანძილს ეწოდება ქვედებული ან ბიჯი. მისი სიდიდე დამოკიდებულია შრეებრივობის სიბრტყის დაქანების კუთხეზე და კვეთის სიმაღლეზე. როგორც II.9, ა, ბ ნახაზებიდან ჩანს, ბიჯი დაქანების კუთხის უკუპროპორციულია, ხოლო კვეთის სიმაღლის გაზრდით მისი სიდიდეც იზრდება.

წოლის ელემენტების გასაზომად საველე პირობებში გამოიყენება სამთო კომპასი.

სამთო კომპასი წარმოადგენს მართკუთხედის ფორმის ფირფიტას (ნახ. II.10). ზომებით 11—8 სმ×7—8 სმ, რომლის ცენტრში დამაგრებულია ლიმბი.

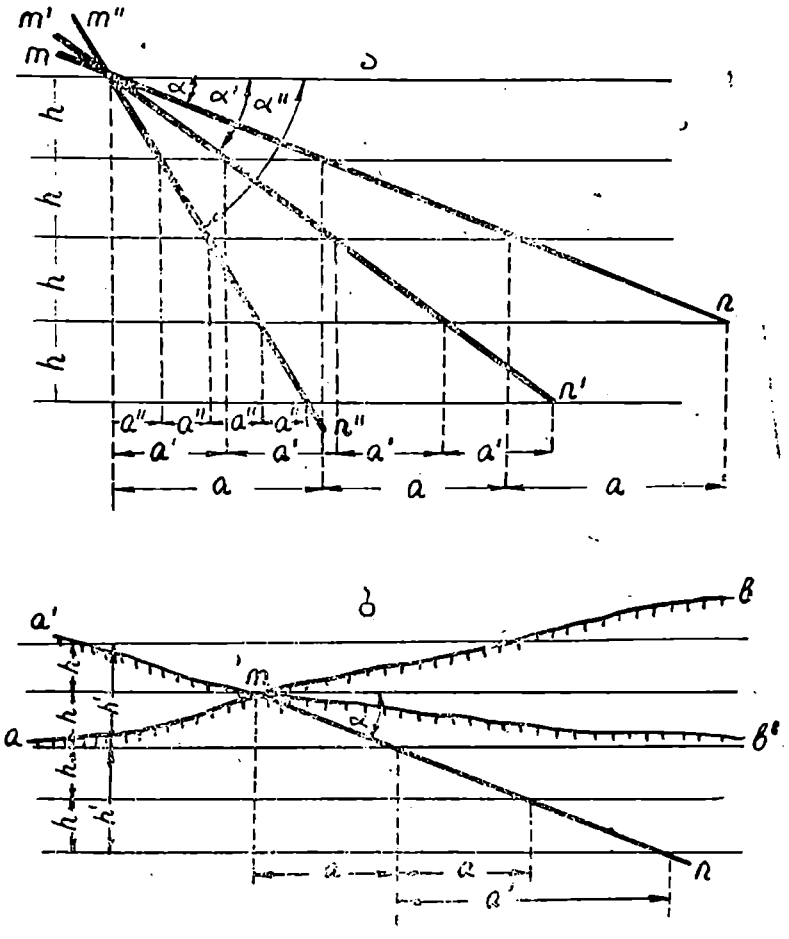
ლიმბი დაყოფილია 360°-ად. ამასთან, განსხვავებით ჩვეულებრივი კომპასისაგან, სამთო კომპასზე გრადუირება ხდება საათის ისრის



ნახ. II.8. დახრილი სიბრტყის წოლის ელემენტები და მათი გამოსახულება თარაზულ სიბრტყეში.

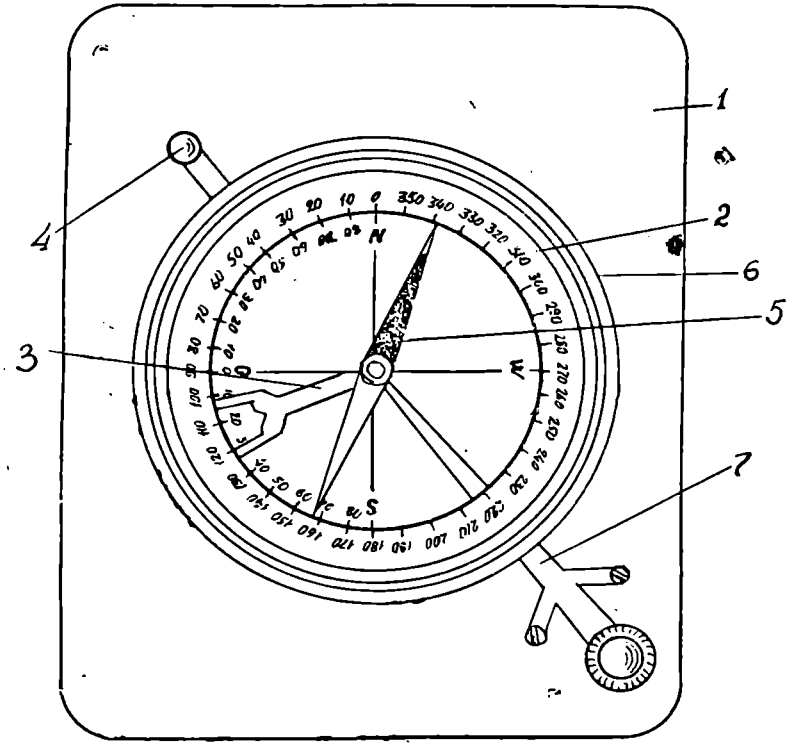
ABCD დახრილი სიბრტყეა, $A_1B_1C_1D_1$ დახრილი სიბრტყის ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეზე. I — I, II — II, III — III, IV — IV დახრილი სიბრტყის მიმართებებია. II′ — II′, III′ — III′, IV′—IV′ დახრილი სიბრტყის მიმართებების ვერტიკალური პროექციებია თარაზულ სიბრტყეზე. NMOP მიმართების მართობი ვერტიკალური სიბრტყეა. NM დაქანების ხაზია, MN_1 მისი ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეზე; α დახრის კუთხეა, Δ დაქანების აზიმუტი, h ჰორიზონტულ კვეთებს შორის მანძილი (კვეთის სიმაღლე), a თარაზული მანძილი მიმართების ხაზებს შორის (ბიჯი ანუ ქვედებული).

საწინააღმდეგო მიმართულებით, რაც ლიმბზე აღმოსავლეთი და დასავლეთი მხარეების აღნიშვნელი წარწერების შენაცვლებით ხორციელდება. ლიმბი ისეა დამაგრებული, რომ ჩრდილო-სამხრეთი მიმართულება პარალელურია ფირფიტის გრძელი გვერდის. წარწერა ჩრდილოეთი ემთხვევა 0°-ს, ხოლო სამხრეთი 180°-ს. ლიმბის ცენტრში მოთავსებულია ნემსი, მასზე ლალის ან აგატის საკისრით წამოცმულია მაგნიტური ისარი, რომელიც თავისუფლად მოძრაობს. მისი ჩრდილო ბოლო (ჩვეულებრივ შეფერილი ლურჯად ან თეთრად) მიმართულია ჩრდილო მაგნიტური პოლუსისაკენ. იმისათვის, რომ არ გაცვდეს ნემსის ბოლო, კომპასზე ისრის ქვეშ მონტირებულია რგოლი სახელურით, რომლის საშუალებით ხდება ისრის დამაგრება.



ნახ. II.9. ქვედებულის სიდიდის დამოკიდებულება

ა—სიბრტყის დაქანების კუთხეზე და ბ—კვეთის სიმაღლეზე. mn, $m'n'$ და $m''n''$ დახრილი სიბრტყის კვალია ვერტიკალურ ჭრილში; α, α', α''—შესაბამისი სიბრტყეების დაქანების კუთხეებია; h, h'—კვეთის სიმაღლეებია; ab, $a'b'$ რელიეფის სხვადასხვა ვარიანტებია;. a, a', a''—ქვედებული ანუ ბიჯი.

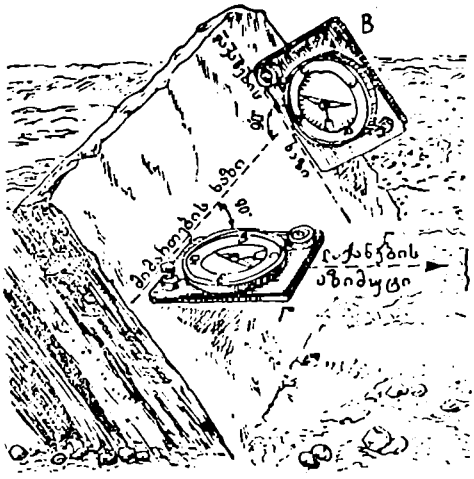


ნახ. II.10. სამთო კომპასი:

1—ფირფიტა; 2—ლიმბი; 3—კლინომეტრი; 4—კლინომეტრის დამჭერი (დამამეხრუ-ჭებელი); 5—მაგნიტური ისარი; 6—საფარი მინის დამჭერი ზამბარა; 7—მაგნიტური ისრის დამჭერი.

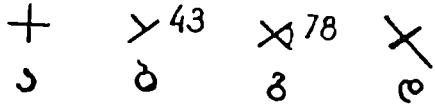
კომპასის ცენტრში, მაგნიტური ისრის ქვეშ მოთავსებულია კლინო-მეტრი, ანუ დაქანების კუთხის მზომი. ის მოძრაობს ნახევარწრეზე, რომელიც დაყოფილია გრადუსებად. ამასთან, გრადუირება ხდება კომპასის გრძელი წიბოს შუა წერტილის პირდაპირ მდებარე ნულო-ვანი დანაყოფის ორივე მხარეს 0°-დან 90°-მდე.

შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტები კომპასით შემდეგნაირად იზომება. მიმართების აზიმუტის გასაზომად კომპასის გრძელი წიბო უნდა მივადოთ სიბრტყეს თარაზულად (ამისათვის კომპასს ხშირად აქვს თარაზო). კომპასისა და სიბრტყის წარმოსახვი-თი კვეთის ხაზი იქნება მიმართების ხაზი. ავუშვათ ისარი და ავიღოთ



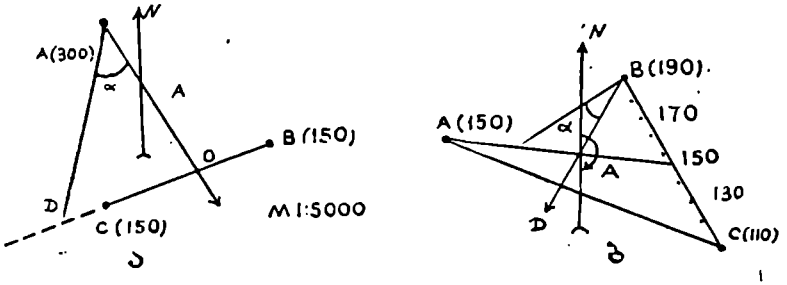
ნახ. II.11. სამთო კომპასით სიბრტყის წოლის ელემენტების განსაზღვრა.

ანათვალი მაგნიტური ისრის ნებისმიერ ბოლოზე. დაქანების აზიმუტის გასაზომად საჭიროა კომპასი მოკლე წიბოთი თარაზულად მივადოთ სიბრტყეს (ნახ. II.11), მაშინ გრძელი წიბო, რომელიც მართობია მიმართების ხაზის, იქნება დაქანების თარაზული გეგმილი. ჩვეულებრივ გაზომვის დროს კომპასის ჩრდილოეთს მიმართავენ სიბრტყის დაქანების მიმართულებით და ანათვალს იღებენ მაგნიტური ისრის ჩრდილო ბოლოზე. თუ ანათვლები სწორად არის აღებული, მაშინ მიმართების და დაქანების აზიმუტებს შორის განსხვავება იქნება 90° ან 270°, რადგან ეს ხაზები ურთიერთმართობია.



ნახ. II.12. სხვადასხვა წოლის ელემენტების გამომსახველი პირობითი ნიშნები:

ა—ჰორიზონტული განლაგება; ბ—ნორმალური დახრილი განლაგება; გ—გადაყირავებული განლაგება; დ—ვერტიკალური განლაგება.



ნახ. II.13. სიბრტყის წოლის ელემენტების განსაზღვრა სამი წერტილის საშუალებით.

დაქანების კუთხის გასაზომად საჭიროა კომპასი შვეულად მივადოთ სიბრტყეს ისე, რომ მისი მოკლე წიბო წარმოსახვით მიმართების ხაზთან 90°-იან კუთხეს ქმნიდეს, მაშინ გრძელი წიბო დაქანების ხაზს დაემთხვევა და 'კლინომეტრი დაქანების კუთხეს გვიჩვენებს.

ჩვეულებრივ ველზე იზომება დაქანების აზიმუტი და კუთხე. მიმართების აზიმუტის გამოთვლა კი შეიძლება დაქანების აზიმუტის მიხედვით. აღებული ანათვალი ჩაიწერება ასე: მაგალითად, კირქვების სახურავის დაქ. აზ. 160°, ∢16°.

რუკაზე წოლის ელემენტების დასატანათ საჭიროა დაკვირვების წერტილში მერიდიანის გავლება და შემდეგ მისგან მარჯვნივ დაქანების აზიმუტის ტოლი კუთხის მოზომვა. ასე ვიპოვით დაქანების ხაზს. მის მართობულად გაივლება მიმართების ხაზი, ხოლო კუთხე მიეწერება გრადუსებში.

სხვადასხვა განლაგების მქონე შრეების გამოსახატავად არსებობს გარკვეული პირობითი ნიშნები (ნახ. II.12).

შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა სამი წერტილის საშუალებით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა შეიძლება მისი სამი წერტილით, რომლებიც ერთ სწორ ხაზზე არ მდებარეობენ. აქ შეიძლება გავარჩიოთ სამი კერძო შემთხვევა:

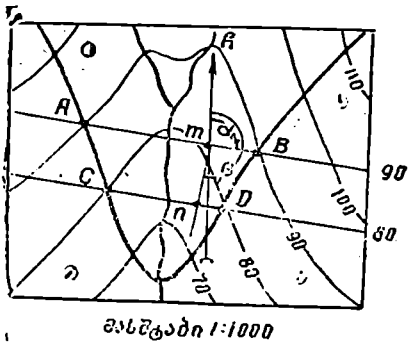
1 — სამივე წერტილს ერთი და იგივე აბსოლუტური ნიშნული აქვს. ასეთი სიბრტყე თარაზულია;

2 — სიბრტყის ორი წერტილი ერთ სიმაღლეზეა, ხოლო მესამე — განსხვავებულზე (ნახ. II.13, ა). ამ შემთხვევაში, ერთნაირი სიმაღლეების შემაერთებელი ხაზი (*CB*) იქნება ამ სიბრტყის მიმართება, მესამე წერტილიდან დაშვებული მართობი (*AO*) — დაქანების თარაზული გეგმილი. დაქანების მიმართულება იქნება დაბალი ნიშნულისაკენ *A*-დან *O*-საკენ.

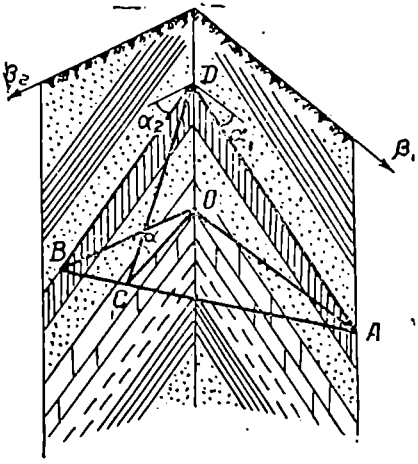
კუთხის გასაზომად სიმაღლეთა სხვაობა A და O წერტილებს შორის უნდა გადაიზომოს მიმართების ხაზზე O წერტილის მარჯვნივ ან მარცხნივ შესაბამის მასშტაბში. მიღებული D წერტილი შევაერთოთ A წერტილთან, $\measuredangle DAO$ იქნება დახრის კუთხე.

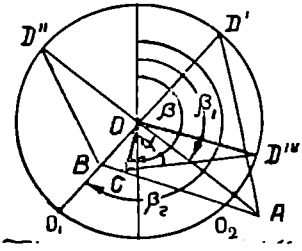
3 — სამივე წერტილი განსხვავებულ სიმაღლეზეა (ნახ. II.13, ბ). ამ ამოცანის გადასაწყვეტად საჭიროა შუალედი სიმაღლის მქონე წერტილის (A) შესაბამისი წერტილის პოვნა სიბრტყის უმაღლეს და უდაბლეს წერტილებს შორის, ამისათვის ვაერთებთ B და C წერტილებს. მათი სიმაღლეთა სხვაობის შესაბამისად ვახდენთ BC მონაკვეთის ინტერპოლაციას. ამის შემდეგ ეს ამოცანა დაიყვანება მეორე შემთხვევაზე. ანალოგიურად განისაზღვრება შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტები სამთო გამონამუშევრების ან ჭაბურღილების მონაცემების მიხედვით, ისეთი შრეებისათვის, რომლებიც გაშიშვლებული არ არიან. ასეთ შემთხვევებში, აუცილებელია გამონამუშევართა აბსოლუტური ნიშნულების და შრის გადაკვეთის სიღრმეების ცოდნა. მათი სხვაობა განსაზღვრავს სიბრტყის აბსოლუტურ სიმაღლეს მოცემულ წერტილებში.

შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა ასევე შეიძლება რუკაზე მისი გამოსავლის მიხედვით. თავდაპირველად, ვპოულობთ მიმართების ხაზს. ამისათვის, ვაერთებთ სიბრტყის ერთსა და იმავე იზოჰიფსთან გადაკვეთის ორ წერტილს. აღნიშნული ხაზი ამ სიბრტყეში დევს, რადგან ეს ორი წერტილი მას ეკუთვნის. ამავე დროს ეს ხაზი თარაზულია, რადგან იგი ერთნაირი სიმაღლის წერტილებს აერთებს, მაშასადამე, ნაპოვნი ხაზი ამ სიბრტყის მიმართების ხაზია (ნახ. II.14). თუ სიბრტყე წოლის ელემენტებს არ იცვლის სხვადასხვა სიმაღლეზე, გატარებული მიმართების ხაზები ურთიერთპარალელური იქნება. $AB \parallel CD$, ამასთან, ტოლ შვეულ მანძილებზე (მაგ. კვეთის სიმაღლის ჯერად 80, 90 და ა. შ.) გატარებული მიმართების ხაზები, ანუ სტრატოიზოჰიფსები ერთმანეთისაგან გეგმაშიც ტოლი მანძილით არიან დაცილებული. აღნიშნულ (80 მ) მიმართების ხაზზე იმავე სიბრტყის რომელიმე განსხვავებული სიმაღ-

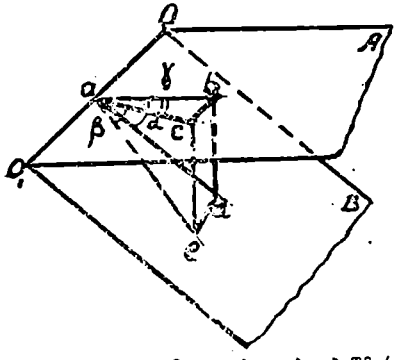


ნახ. II.14. შრეებრივობის სიბრტყის წოლის ელემენტების განსაზღვრა გამოსავლის მიხედვით. α—მიმართების აზიმუტი, β-დაქანების აზიმუტი.





ნახ. II.15. განლაგების ჰეშმარიტი ელემენტების განსაზღვრა შურფის კედლებზე გაზომილი ორი ხილული დაქანებით (ა. მიხაილოვის მიხედვით).



ნახ. II.16. დამოკიდებულება ჰეშმარიტ და ხილულ დაქანების კუთხეებს შორის.

ლის (90 მ) მქონე მიმართების ხაზიდან დავუშვათ ან ავღმართოთ მართობი. ეს *mn* ხაზი იქნება დაქანების თარაზული გეგმილი. რუკაზე დაქანების კუთხეს და აზიმუტებს ვპოულობთ ზემოთ აღნიშნული წესის მიხედვით.

ხილული დაქანებით ჰეშმარიტის პოვნა. შრეების განლაგების ელემენტების დადგენა ხდება ბუნებრივ გაშიშვლებებში ან სამთო გამონამუშევრებში. უკანასკნელთა კედლებზე ან ხეობის ფერდობებზე გაზომილი წოლის ელემენტები უმეტეს შემთხვევაში მოჩვენებითია. ამ დროს აუცილებელი ხდება ხილული განლაგების ელემენტების საშუალებით ჰეშმარიტის დადგენა.

მოჩვენებითი დაქანებები წარმოადგენს შრის დაქანების ნებისმიერ მიმართულებას, რომლებიც არ ემთხვევა ჰეშმარიტს. ხოლო კუთხე, მოჩვენებით დაქანებასა და მის თარაზულ გეგმილს შორის იქნება მოჩვენებითი დაქანების კუთხე.

განვიხილოთ შურფის მონაცემების საფუძველზე შრის განლაგების ელემენტების განსაზღვრის მაგალითი (ნახ. II.15).

შურფის ერთ-ერთ კედელზე, რომლის ორიენტაცია არის β_1, გაშიშვლებული შრის დაქანების კუთხეა α_1, მეორე

კედელზე კი, რომლის აზიმუტია β_2 შრე დაქანებულია α_2 კუთხით.

აღნიშნული სიდიდეების გამოყენებით, გრაფიკული ხერხით, შესაძლებელია შრის ჭეშმარიტი განლაგების ელემენტების დადგენა. ამისათვის, რაიმე რადიუსით შემოვხაზოთ წრეხაზი და გავატაროთ მერიდიანი, ამ მერიდიანიდან ტრანსპორტირის საშუალებით მოვზომოთ β_1 და β_2-ის ტოლი აზიმუტები და გავატაროთ OO_1 და OO_2 მონაკვეთები. O წერტილში ავღმართოთ მათი მართობები წრეხაზის გადაკვეთამდე. გადაკვეთის D' და D'' წერტილებში ავაგოთ შესაბამისად α_1 და α_2-ის შემავსებელი კუთხეები ($90°—\alpha_1$, $90°—\alpha_2$). აგებული კუთხეების გვერდები გავაგრძელოთ OO_1 და OO_2 მონაკვეთების ან მათი გაგრძელებების გადაკვეთამდე. მიღებული A და B წერტილების შემაერთებელი ხაზი იქნება ჭეშმარიტი მიმართების ხაზი. O წერტილიდან AB ხაზზე დაშვებული მართობი OC ჭეშმარიტი დაქანების თარაზული გეგმილია.

მერიდიანიდან ამ მიმართულებით ათვლილი კუთხე იქნება ჭეშმარიტი დაქანების აზიმუტი.

ჭეშმარიტი დაქანების კუთხის საპოვნელად O წერტილში გავატაროთ OC მონაკვეთის მართობი და გავაგრძელოთ წრეხაზის გადაკვეთამდე. მიღებული D''' წერტილი შევუერთოთ C წერტილს. $D'''CO$ იქნება საძიებელი კუთხე, რომელიც ტრანსპორტირით გაიზომება.

როგორც განხილული მაგალითიდან ჩანს, ხილული დაქანების კუთხე ნაკლებია ჭეშმარიტ დაქანების კუთხეზე. ეს ბუნებრივია, რადგან ხილული დაქანების ხაზი მოთავსებულია ჭეშმარიტ დაქანებასა და მიმართებას შორის, რომელთა გასწვრივ დაქანების კუთხეები შესაბამისად არის მაქსიმალური და ნულის ტოლი.

დამოკიდებულება ხილულ და ჭეშმარიტ დაქანების კუთხეებს შორის. ვთქვათ, B შრეებრივობის სიბრტყეა (ნახ. II.16), გადავკვეთოთ იგი A თარაზული სიბრტყით, მაშინ OO_1 ხაზი B სიბრტყის მიმართების ხაზია. ახლა ეს ორი სიბრტყე გადავკვეთოთ $cbde$ ვერტიკალური სიბრტყით, რომელიც მიმართების ხაზის პარალელურია. b წერტილიდან დავუშვათ OO_1-ზე მართობი, მივიღებთ a წერტილს. შევაერთოდ ეს წერტილი e,c და d წერტილებთან, მივიღებთ ორ ვერტიკალურ სიბრტყეს abd-ს და ace-ს, ამასთან, abd სიბრტყე B-ს მიმართების მართობულია, მაშასადამე, ad არის ამ სიბრტყის ჭეშმარიტი დაქანება, ხოლო ab მისი თარაზული გეგმილი. ამრიგად, α ჭეშმარიტი დაქანების კუთხეა. ace სიბრტყე კი წარმოადგენს შემ-

თხვევით ვერტიკალური კვეთის სიბრტყეს, ე. ი. ae მოჩვენებითი დაქანებაა, ხოლო ac მისი თარაზული გეგმილი. β მოჩვენებითი დაქანების კუთხეა.

$$\Delta abd\text{-დან } bd = ab \cdot \operatorname{tg}\alpha \quad ab = \frac{bd}{\operatorname{tg}\alpha}, \tag{1}$$

$$\Delta ace\text{-დან } ce = ac \cdot \operatorname{tg}\beta \quad ac = \frac{ce}{\operatorname{tg}\beta}, \tag{2}$$

$$\Delta abc\text{-დან } ab. = ac \cdot \cos\gamma. \tag{3}$$

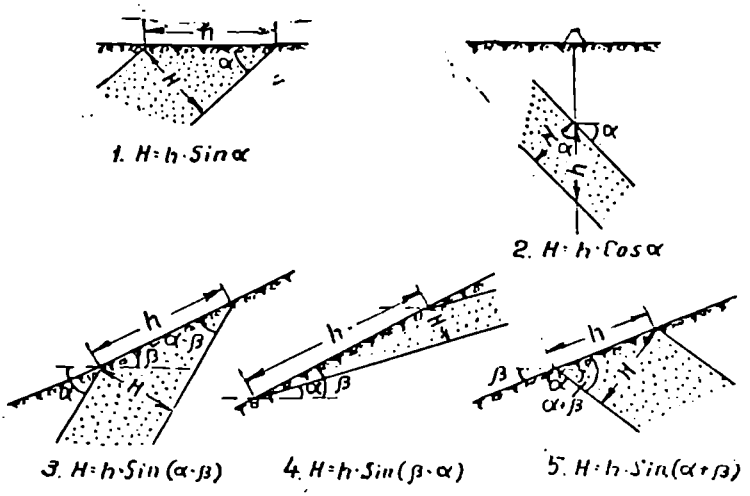
სადაც γ არის კუთხე ჭეშმარიტ და მოჩვენებით დაქანებას შორის. თუ მესამე ტოლობაში შევიტანთ პირველი და მეორის მნიშვნელობებს—მივიღებთ $\frac{bd}{\operatorname{tg}\alpha} = \frac{ce}{\operatorname{tg}\beta} \cdot \cos\gamma$. რადგან $bd = ce$, ამიტომ $\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}\alpha \cdot \cos\gamma$.

მაშასადამე, მოჩვენებითი დაქანების კუთხის ტანგენსი უდრის ჭეშმარიტი დაქანების კუთხის ტანგენსს გამრავლებულს მოჩვენებით და ჭეშმარიტ დაქანებას შორის მოთავსებულ კუთხის კოსინუსზე. თუ $\gamma = 0°$, მაშინ $\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}\alpha$; $\beta = \alpha$, ე. ი. ხილული დაქანება ემთხვევა ჭეშმარიტს. თუ $\gamma = 90°$, მაშინ $\operatorname{tg}\beta = 0$; $\beta = 0$, ე. ი. ხილული დაქანების ხაზი ემთხვევა მიმართებას.

დახრილი შრის სიმძლავრის განსაზღვრა. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ შრეს ახასიათებს ჭეშმარიტი, ვერტიკალური, თარაზული და ხილული სიმძლავრეები. მათ შორის არსებობს გარკვეული დამოკიდებულება, რაზეც გავლენას ახდენს რელიეფის ხასიათი. II.17 ნახაზზე მოცემულია დახრილი შრის ჭეშმარიტი სიმძლავრის განსაზღვრის შემთხვევები ხილული სიმძლავრის, შრისა და რელიეფის დახრის კუთხეების საშუალებით.

განხილულ შემთხვევებში ჩვენ ვსაზღვრავდით შრის ჭეშმარიტ სიმძლავრეს, მაგრამ გეოლოგიური რუკების წაკითხვისა და აგების დროს გამოიყენება შრის შვეული სიმძლავრე. მისი უპირატესობა იმაში მდგომარეობს, რომ რუკებზე ის შედარებით მარტივად იზომება მიმართების ხაზების გეგმილების საშუალებით. გარდა ამისა, შვეული სიმძლავრე, განსხვავებით დანარჩენი სიმძლავრეებისაგან, მუდმივი რჩება სხვადასხვა ორიენტაციის ვერტიკალურ ჭრილებში.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, შრის შვეული სიმძლავრე წარმოადგენს ვერტიკალურ მანძილს შრის სახურავსა და საგებს შორის. აქედან გამომდინარე, ვერტიკალურ ჭრილში მისი სიდიდე ერთსადაიმავე შვეულზე მდებარე სახურავის და საგების წერტილების აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობის ტოლია (ნახ. II.18, გ, დ), ხოლო რუკაზე ეს იქნება სახურავის და საგების იმ მიმართების ნიშნულებს



ნახ. II.17. შრის ჭეშმარიტი სიმძლავრის განსაზღვრა:

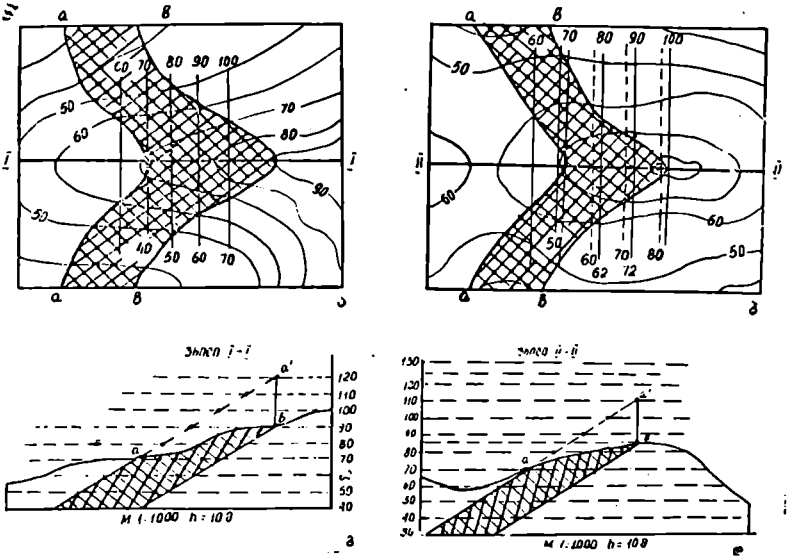
1—თარაზული რელიეფის დროს; 2—ჭაბურღილის მონაცემებით; დახრილი რელიეფის შემთხვევაში შრის დაქანებისას რელიეფის მიმართულებით მასთან შედარებით ციცაბო კუთხით. (3) რელიეფთან შედარებით დამრეცი კუთხით (4). შრის დაქანებისას რელიეფის საწინააღმდეგო მიმართულებით (5). *H* — ჭეშმარიტი სიმძლავრეა, *h*—ხილული სიმძლავრე, α—შრის დაქანების კუთხე, β—რელიეფის დაქანების კუთხე.

სხვაობა, რომელთა პროექციებიც ერთმანეთს დაემთხვევა. აქ შეიძლება გავარჩიოთ ორი კერძო შემთხვევა:

1) როდესაც საგებზე გავლებული განსაზღვრული სიმაღლის ბქონე მიმართების ხაზის გეგმილი ემთხვევა სახურავის კვეთის სიმაღლის ჯერად რომელიმე მიმართების ხაზს (ნახ. II.18, ა, ბ), ასეთ შემთხვევაში შრის სიმძლავრე, რომელიც ამ მიმართებების ნიშნულების სხვაობას უდრის, რუკის კვეთის სიმაღლის ჯერადი იქნება.

ა და ბ ნახაზებზე *aa* და *bb* შრის სახურავის და საგების გამოსავალია; მთლიანი და წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია აღნიშნული სიბრტყეების სხვადასხვა სიმაღლის სტრატოიზოჰიფსები. გ და დ ნახაზებზე *a* და *b* წერტილები სახურავის და საგების გამოსავალია ჭრილში. წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია თარაზული კვეთები. მსგავს წერტილებზე გადის აღნიშნული სიბრტყეების სათანადო სიმაღლის მიმართების ხაზები, რომლებიც ნახაზის სიბრტყის მართობულია. *a'b*-შრის ვერტიკალური სიმძლავრეა.

2) როცა შრის შვეული სიმძლავრე რუკის კვეთის სიმაღლის ჯერადი არ არის (ნახ. II.18, ბ, დ), ამ შემთხვევაში საგების და სახურავის კვეთის სიმაღლის ჯერადი მიმართების ხაზების თარაზული გეგ-

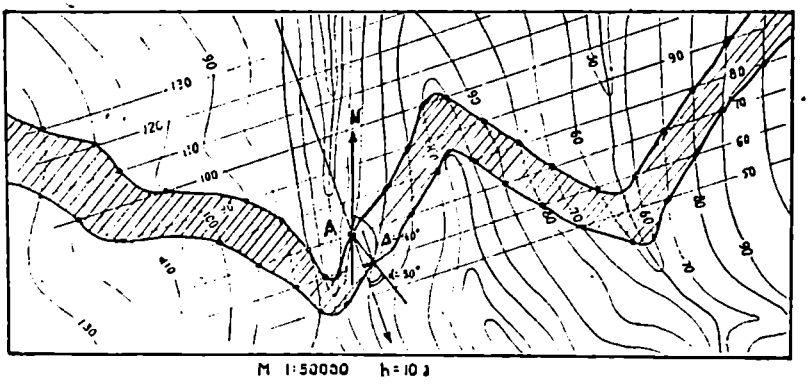


ნახ. II.18. შრის სიმძლავრის განსაზღვრა რუკაზე (ა, ბ) და ჭრილში (გ, დ).

მილები ერთმანეთს არ დაემთხვევიან. ამ დროს, სიმძლავრის გასაგებად მიმართებების აბსოლუტურ ნიშნულებს განსაზღვრავენ ინტერპოლაციის საშუალებით. ზოგჯერ სიმძლავრის გასაზომად რუკაზე საკმარისია ერთი მიმართების გატარება. იმ შემთხვევაში კი, როდესაც ერთი მიმართება რუკის ფარგლებში საგებსა და სახურავს ერთდროულად არ კვეთს, საჭირო ხდება მიმართებების საშუალებით შრის სახურავი ან საგების ზედაპირის წარმოსახვითი გაგრძელება მათ შორის სიმაღლეთა სხვაობის გასაზომად.

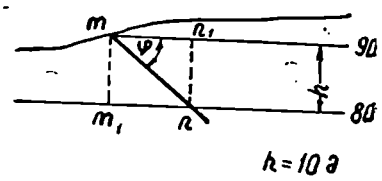
დახრილი შრეების გამოსახვა რუკაზე და ჭრილში. რუკაზე დახრილი განლაგების მქონე შრის ასაგებად საჭიროა საგების ან სახურავის განლაგების ელემენტების და შრის ვერტიკალური სიმძლავრის ცოდნა. გავეცნოთ რუკაზე შრის სრული გამოსავლის აგების მეთოდს.

ვთქვათ, რომელიმე *A* წერტილში (ნახ. II.19) მოცემულია საგები სიბრტყის წოლის ელემენტები დაქ. აზ. 160°, კუთხე 20°. სიბრტყის გამოსავლის ასაგებად *A* წერტილში ვატარებთ მერიდიანს და დაქანების აზიმუტის შესაბამისად ვპოულობთ დაქანების თარაზულ გეგმილს. აღნიშნულ წერტილში დაქანების მართობულად ვატარებთ მიმართების ხაზს. ამ მიმართების ნიშნულს განსაზღვრავს *A* წერტილის ნიშნული (70). ეს ხაზი ასაგები შრეებრივობის სიბრტყის იზოჰიფსი,



ნახ. II.19. დახრილი შრის გამოსავლის აგება რუკაზე ბიჯის საშუალებით.

ანუ სტრატოიზოჰიფსია და გვიჩვენებს, რომ მის გასწვრივ აღნიშნული სიბრტყე რუკის ფარგლებში ზღვის დონიდან 70 მეტრზე დევს. სიბრტყე იქ გაშიშვლდება, სადაც სტრატოიზოჰიფსი გადაკვეთს მის ერთსახელა იზოჰიფსს. მაგრამ, სიბრტყის სრული გამოსავლის ასაგებად არ არის საკმარისი მხოლოდ ერთი სტრატოიზოჰიფსი. დანარჩენი სტრატოიზოჰიფსების გასატარებლად საჭიროა მათ შორის თარაზული მანძილის, ქვედებულის, ანუ ბიჯის პოვნა. ბიჯის სიდიდის განსაზღვრა შეიძლება როგორც ანალიზურად, ისე გრაფიკულად. ვთქვათ, mn (ნახ. II.20) არის სიბრტყის კვალი ვერტიკალურ ჭრილში, φ მისი დახრის კუთხე, h კვეთის სიმაღლე, რომელიც უდრის 10 მ. m და n წერტილებში ნახაზის სიბრტყის მართობულად გაღის მიმართების ხაზები, რომელთა სიმაღლეები შესაბამისად არის 90 მ და 80 მ, m_1n არის თარაზული მანძილი აღნიშნულ მიმართებებს შორის. $\triangle mm_1n$-დან $m_1n = h \cdot ctg\,\varphi$ (4) გრაფიკული ხერხით ბიჯის საპოვნელად საჭიროა A წერტილში დაქანების თარაზულ გეგმილთან ავაგოთ დახრის კუთხის ტოლი კუთხე (ნახ. II.19). A წერტილიდან მიმართების ხაზზე გადავზომოთ კვეთის სიმაღლე (h) მასშტაბში და მიღებული წერტილებიდან ავღმართოდ მართობი კუთხის გვერდის გადაკვეთამდე. მიღებული მონაკვეთი ბიჯს წარმოადგენს. ამის შემდეგ შეგვიძლია ბიჯის ტოლი მონაკვეთები მოვზომოთ დაქანების ხაზის თარაზულ გეგმილზე A წერტილიდან როგორც დაქანების, ასევე საწინააღმდეგო მიმართულებით და გავატაროთ სტრატოიზოჰიფსები. სტრატოიზოჰიფსების აბსოლუტური ნიშნულები A წერტილიდან დაქანების მიმართულებით კვეთის სიმაღლის ტოლი სიდიდით მოიკლებს, ხოლო საწინააღმდეგო მიმართულებით მოიმატებს. ახლა, თუ



ნახ. II.20. ქვედებულის ანუ ზიჯის განსაზღვრა.

ზემოთ აღწერილი წესით მოვძებნით სიბრტყის გაშიშვლების წერტილებს და თანმიმდევრობით შევაერთებთ მათ, მივიღებთ საძები სიბრტყის გამოსავალს (ნახ. II.19). სახურავის ასაგებად გამოვიყენებთ იმავე სტრატოიზოჰიფსებს, ოღონდ მათი ნიშნულები სიმძლავრის ტოლი სიდიდით (20 მ-ით) მოიმატებს. სახურავის სტრატოიზოჰიფსების გადაკვეთა შესაბამის იზოჰიფსებთან მოგვცემს წერტილების ახალ რიგს, რომელთა შეერთებით მივიღებთ სახურავის გამოსავალს. ნებისმიერ წერტილში შრის სიბრტყის განლაგების სიღრმეს განსაზღვრავს სხვაობა ამ წერტილის აბსოლუტურ სიმაღლესა და მასზე გამავალ სტრატოიზოჰიფსის ნიშნულს შორის.

ერთი და იგივე დახრილი შრე სხვადასხვა ორიენტაციის მქონე ვერტიკალურ გეოლოგიურ ჭრილში სხვადასხვა დახრას გვიჩვენებს. თუ ჭრილის ხაზი შრეების მიმართების პარალელურია (ნახ. II.21, ა, ჭრილი I—I), მაშინ შრეებრივობის თითოეული ზედაპირი, მიუხედავად დახრილი განლაგებისა გამოისახება თარაზული ხაზით. ამ ხაზის მდებარეობა ჭრილში განისაზღვრება იმ სტრატოიზოჰიფსის ნიშნულით, რომელიც ჭრილის ხაზს ემთხვევა (ნახ. II.21, ბ). თუ ჭრილის ხაზი შრეების დაქანების პარალელურია, ე. ი. მიმართების მართობული ორიენტაციისაა (ნახ. II.21, ა, ჭრილი II—II), მაშინ, ცხადია ვერტიკალურ ჭრილში შრეებრივობის ზედაპირებს ჰეშმარიტი დახრა ექნებათ და, მაშასადამე, მაქსიმალურიც. ამ შემთხვევაში, შრეებრივობის სიბრტყის დასატანად რუკიდან ტოპოგრაფიულ პროფილზე გადაგვაქვს სიბრტყის გამოსავლის და ჭრილის ხაზის გადაკვეთის წერტილი (ნახ. II.21, გ). მიღებული წერტილიდან ვაგებთ ჰეშმარიტი დაქანების კუთხის ტოლ კუთხეს და ვატარებთ ხაზს, რომელიც სიბრტყის დაქანების ხაზს წარმოადგენს. ამასთან, სიბრტყის დახრის მიმართულება ჭრილში აიღება მისი დაქანების აზიმუტის გათვალისწინებით. ირიბი ორიენტაციის ჭრილებში, რომლებიც არ ემთხვევა არც დაქანებას. და არც მიმართებას, შრეებრივობის ზედაპირები გამოისახება ჰორიზონტისადმი სხვადასხვა კუთხით დახრილი ხაზებით. ამასთან, ყველა შემთხვევაში დახრის კუთხეები ნულზე მეტი და ჰეშმარიტ დაქანებაზე ნაკლები იქნება. ასეთ ჭრილებში სიბრტყეების დატანა შეიძლება შემდეგნაირად: თუ ჭრილის ხაზი სიბრტყის გამოსავალს რუკაზე ორ ან მეტ წერტილში ჰკვეთს (ნახ. II.21, ა, ჭრილი III—III), მაშინ საჭიროა ეს წერტილები გადავიტანოთ ტოპოგრა-

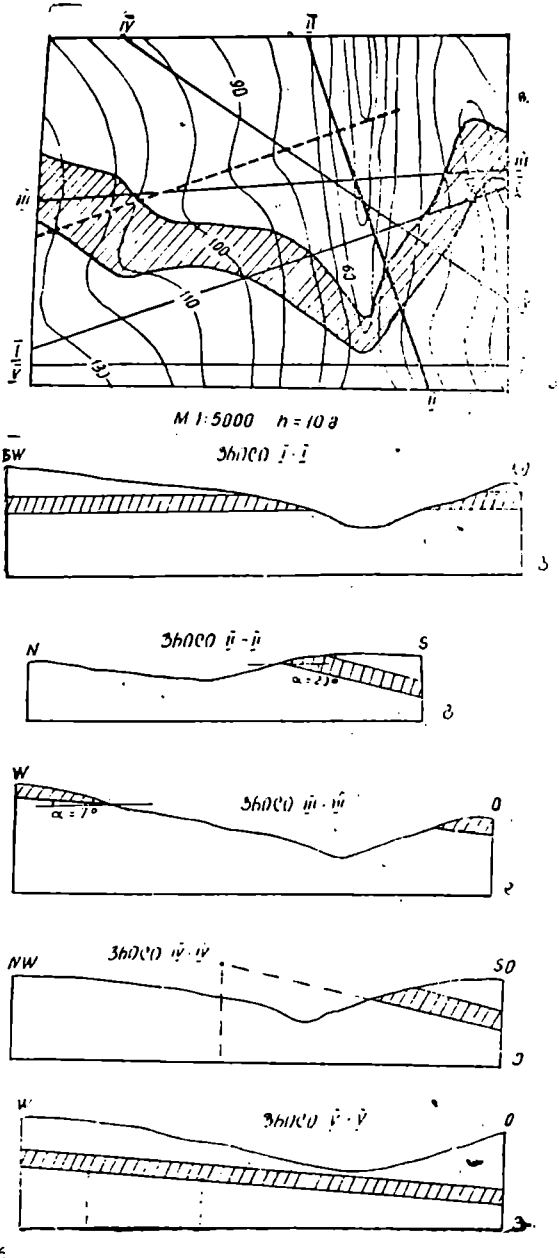
ფიულ პროფილზე (ნახ. II.21, დ). მათი შემაერთებელი ხაზი იქნება სიბრტყის კვალი ჭრილში, რომლის დაქანება, სიბრტყის ჭეშმარიტ დაქანებას არ შეესაბამება. თუ ჭრილის ხაზი რუკის ფარგლებში სიბრტყეს მხოლოდ ერთ წერტილში ჰკვეთს (ნახ. II.21, ა, ჭრილი IV — IV), მაშინ მისი ჭრილში გამოსახვა შეიძლება არაჭეშმარიტი დაქანების კუთხის მიხედვით ზემოთ აღწერილი წესის თანახმად. ეს კუთხე მოიძებნება სპეციალურ ცხრილში (დან. ცხრ. № 1) ჭეშმარიტი დაქანების კუთხისა და იმ მახვილი კუთხის მიხედვით, რომელსაც ჭრილის ხაზი ადგენს ამ სიბრტყის მიმართებასთან. გარდა ამისა, სიბრტყის გამოსახვა ჭრილში შეიძლება სტრატოიზოჰიფსების საშუალებითაც. ჭრილისა და სიბრტყის გადაკვეთის წერტილი ჩვეულებრივად დაიტანება პროფილზე, ხოლო მეორე დამხმარე წერტილად გამოიყენება ამ სიბრტყის რომელიმე სტრატოიზოჰიფსისა და ჭრილის ხაზის გადაკვეთა. დამხმარე წერტილის მდებარეობა ჭრილში განისაზღვრება სტრატოიზოჰიფსის აბსოლუტური ნიშნულით და, ამიტომ, იგი შეიძლება პროფილის ხაზის ზევით ან ქვევით მოხვდეს. მიღებულ წერტილებზე გატარებული ხაზი შეესაბამება სიბრტყის კვალს (ნახ. II.21, ე).

სტრატოიზოჰიფსის გამოყენებით ჭრილში დაიტანება ისეთი სიბრტყეებიც, რომლებიც რუკის ფარგლებში არ კვეთენ ჭრილის ხაზს (ნახ. II.21, ა. ჭრილი V—V). ამ შემთხვევაში, საჭიროა არანაკლებ ორი მიმართების ხაზის გადაკვეთის პოვნა ჭრილის ხაზთან და მათი დატანა ზემოთ აღწერილი წესით (ნახ. II.21, ე).

ჭრილების აგებისას ყურადღება უნდა მიექცეს იმას, რომ თანაზული მანძილი შრის საგებსა და სახურავს შორის შეესაბამებოდეს ამავე შრის გამოსავლის სიგანეს. რუკაზე ჭრილის ხაზის გასწვრივ. განლაგების ცვალებადი ელემენტების მქონე შრეები ჭრილებში მრუდი ხაზებით გამოისახება.

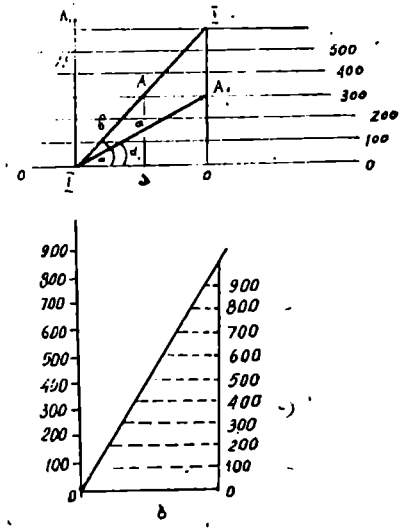
გარდა ვერტიკალური ჭრილებისა, მრავალი პრაქტიკული საკითხის გადასაჭრელად გეოლოგიაში, განსაკუთრებით სასარგებლო ნამარხთა ძებნა-ძიების დროს, საჭირო ხდება ჭრილის აგება დახრილ სიბრტყეშიც.

დახრილი ჭრილის ასაგებად საჭიროა ჭრილის ფუძედ მივიჩნიოთ მისი ნებისმიერი მიმართების ხაზი და მასზე დავაგეგმილოთ თითოეული იზოჰიფსის და სიბრტყის გამოსავლის გადაკვეთის წერტილები. აღნიშნული წერტილები გადავიტანოთ დახრილი ჭრილის ფუძეზე (მილიმეტრიან ქაღალდზე) თანმიმდევრობით ჭრილის საწყისი წერტილიდან. წერტილთა გეომეტრიული ადგილის პოვნის ხერხი დახრილი ჭრილის სიბრტყეში განსხვავებულია ვერტიკალური ჭრილისაგან. ამის ნათელსაყოფად განვიხილოთ ნახაზი II.22, ა. I—I დახრილი

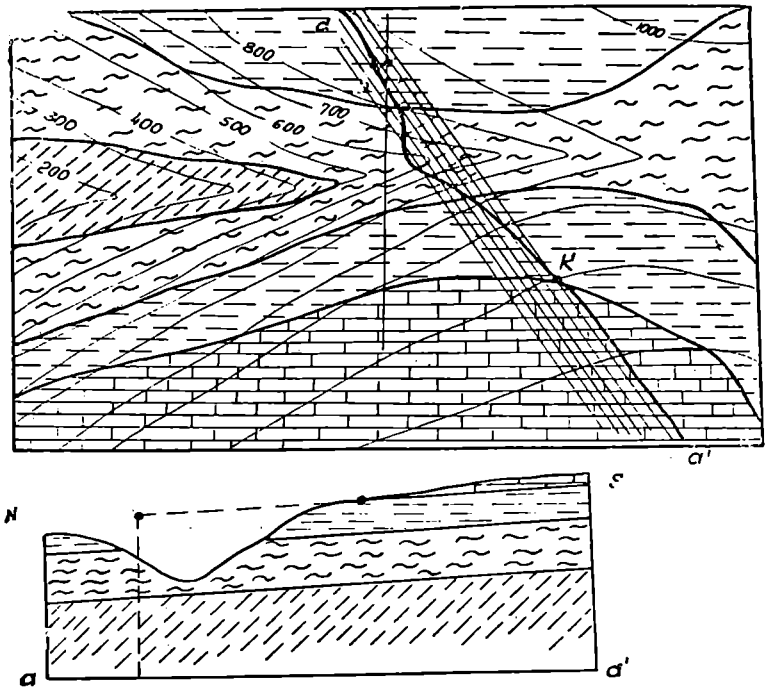


ნახ. II. 21. დახრილი შრის გამოსახვა ვერტიკალურ ჭრილებში.

სიბრტყეა, რომლის დახრის კუთხეა α. A წერტილი, რომელიც ამ სიბრტყეში მდებარეობს, ნულოვან ჰორიზონტს მოცილებულია a მონაკვეთით (აბსოლუტური სიმაღლით), ხოლო დახრილი ჭრილის სიბრტყის გასწვრივ კი b—მონაკვეთით. ცხადია $b > a$. რაც უფრო ნაკლები იქნება α კუთხე, ე. ი. რაც უფრო დამრეცი იქნება სიბრტყე, მით მეტი იქნება b მონაკვეთი a-ზე და მეტად მოცილდება წერტილი ჭრილის ფუძეს. ამიტომ ჭრილის ასაგებად საჭიროა ტრაფარეტის გამოყენება, რომელიც წარმოადგენს მართკუთხა სამკუთხედს, რომლის თარაზულ კათეტთან მდებარე მახვილი კუთხე იქნება დახრილი სიბრტყის დაქანების კუთხე. ვერტიკალური კათეტი აბსოლუტური სიმაღლის მაჩვენებელია, ხოლო ჰიპოტენუზა წარმოადგენს მონაკვეთს, რომლითაც წერტილი დაშორებულია დახრილი ჭრილის ფუძეს (ნახ. II.22. ბ). აღნიშნული მონაკვეთის სიგრძის პოვნა შეიძლება შემდეგი ფორმულით $b = \frac{a}{\sin \alpha}$ . . . (5), სადაც b—არის დახრილი ჭრილის ფუძიდან მოშორების მანძილი, a — მისი აბსოლუტური სიმაღლე, α — დახრილი სიბრტყის დაქანების კუთხე. აღნიშნული წესით მიღებული წერტილების შემაერთებელი მრუდი დახრილი სიბრტყის პროფილს წარმოადგენს (ნახ. II.23). ნებისმიერი გეოლოგიური ელემენტის დასატანად საჭიროა ვიპოვოთ ამ უკანასკნელის და დახრილი სიბრტყის ერთსახელა სტრატოიზოჰიფსების გადაკვეთის წერტილი რუკაზე, დავაგეგმილოთ ის ჭრილის ფუძეზე და შემდეგ ტრაფარეტის საშუალებით (ან ანალიზურად გადაანგარიშებული სიმაღლის მიხედვით) დავიტანოთ ჭრილის სიბრტყეში. ანალოგიურად ვიპოვით ამავე ელემენტის მეორე განსხვავებული სიმაღლის მქონე წერტილს. მათი შემაერთებელი ხაზი იქნება გეოლოგიური ელემენტის კვალი დახრილი ჭრილის სიბრტყეზე (ნახ. II.23).



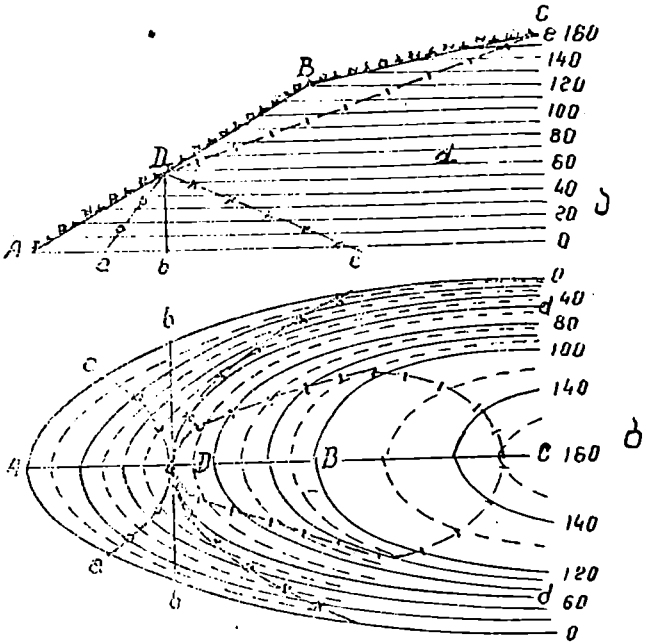
ნახ. II.22. დახრილი ჭრილის ასაგები ტრაფარეტი.



ნახ. II.23. დახრილი ჭრილის აგება.

დახრილ ჭრილებში გეოლოგიური ელემენტების დაქანების კუთხეები მახინჯდება: თარაზული სიბრტყეების კვალი მუდამ თარაზულია, ვერტიკალური სიბრტყე კი შეიძლება გამოჩნდეს თარაზულად, როდესაც ჭრილისა და ამ სიბრტყის მიმართებები პარალელურია. ვერტიკალურად, როდესაც ვერტიკალური სიბრტყის მიმართება დახრილი სიბრტყის დაქანებას ემთხვევა ან დახრილად, ყველა დანარჩენ შემთხვევაში. დახრილ ჭრილში მახინჯდება აგრეთვე შრეთა ვერტიკალური სიმძლავრეები იმის მიხედვით თუ როგორია დახრილი ჭრილის სიბრტყის ორიენტაცია. თუ გეოლოგიურ ელემენტს და ჭრილის სიბრტყეს ერთი და იგივე ორიენტაცია აქვთ, მაშინ ვერტიკალური სიმძლავრე უსასრულობას აღწევს. საპირისპირო დაქანების შემთხვევაში ვერტიკალური სიმძლავრე შეიძლება შემცირდეს ჭეშმარიტ სიმძლავრემდე.

შრეებრივობის სიბრტყის გამოსავლის სხვადასხვა შემთხვევები მისი განლაგების და რელიეფის ხასიათის მიხედვით. შრის გამოსავ-

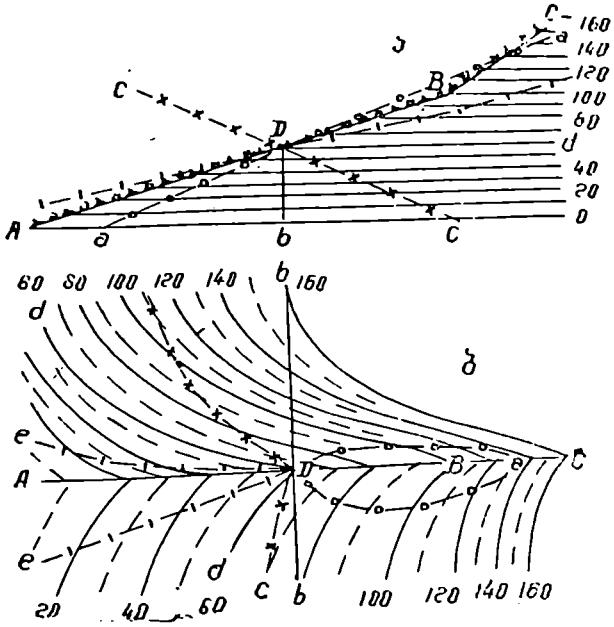


ნახ. II.24. განლაგების სხვადასხვა ელემენტების მქონე სიბრტყეების გამოსახვა ჭრილში (ა) და გეგმაზე (ბ) დადებითი რელიეფის შემთხვევაში.

ლის აგების დროს უნდა გავითვალისწინოთ, რომ გამოსავლის მოხაზულობა დამოკიდებულია შრის და რელიეფის დახრის კუთხესა და მიმართულებაზე. ეს დამოკიდებულება დაიყვანება ხუთ შემთხვევამდე. ქვემოთ განხილულია აღნიშნული შემთხვევები. II.24 ნახაზზე იზოჰიფსების საშუალებით გამოსახულია დადებითი რელიეფის ზედაპირი ჭრილში (ა) და გეგმაზე (ბ). ჭრილში მოცემულია სხვადასხვა მდებარეობის შრეებრივობის სიბრტყეები: 1) *Dd* სიბრტყე თარაზულია; 2) *Db* ვერტიკალური; 3) *Da*, *Dc*, *De* სიბრტყეები კი დახრილია.

ამასთან, *Dc* სიბრტყე დახრილია რელიეფის საწინააღმდეგოდ, *Da* და *De* კი რელიეფის მიმართულებით შესაბამისად მასზე მეტი და ნაკლები კუთხით. წერტილების დაგეგმილების საშუალებით აღნიშნული სიბრტყეები დავიტანოთ გეგმაზე და ვნახოთ თუ როგორ მოხაზულობას მიიღებს სიბრტყეების გამოსავალი ხუთივე შემთხვევაში.

როგორც ნახაზებიდან ჩანს, პირველ შემთხვევაში, როცა სიბრტყე



ნახ: II.25. განლაგების სხვადასხვა ელემენტების მქონე სიბრტყეების გამოსახვა ჭრილში (ა) და გეგმაზე (ბ) უარყოფითი რელიეფის შემთხვევაში.

თარაზულია მისი გამოსავალი იზოჰიფსების თანხვდენილია ან მაინი პარალელურია.

მეორე შემთხვევის დროს, როცა სიბრტყე ვერტიკალურია, მისი გამოსავალი სწორ ხაზს იძლევა.

მესამე შემთხვევისას, როცა სიბრტყე დაქანებულია რელიეფის საწინააღმდეგო მიმართულებით, გეგმაზე მისი გამოსავალი იზოჰიფსების მოყვანილობას იმეორებს, მაგრამ იზოჰიფსებთან შედარებით უფრო გაშლილია.

მეოთხე შემთხვევაში, როცა სიბრტყე დაქანებულია რელიეფის მიმართულებით და მასზე მეტი კუთხით, მისი გამოსავალი იზოჰიფსების შებრუნებული მოხაზულობისაა.

და ბოლოს, მეხუთე შემთხვევაში, როცა სიბრტყე დაქანებულია რელიეფის მიმართულებით და მასზე ნაკლები კუთხით, მისი გამოსავლის მოხაზულობა იმეორებს იზოჰიფსის მოხაზულობას, მაგრამ უფრო ვიწროა და ისწრაფვის შეკვრისაკენ.

აღნიშნული დამოკიდებულება მართებულია უარყოფითი ზედაპირის მქონე რელიეფის შემთხვევაშიც (ნახ. II.25).

აქედან გამომდინარე, შრეებრივობის სიბრტყის გამოსავლის მოხაზულობა რუკაზე საშუალებას იძლევა გავარკვიოთ მისი დაქანების მიმართულება და ხასიათი.

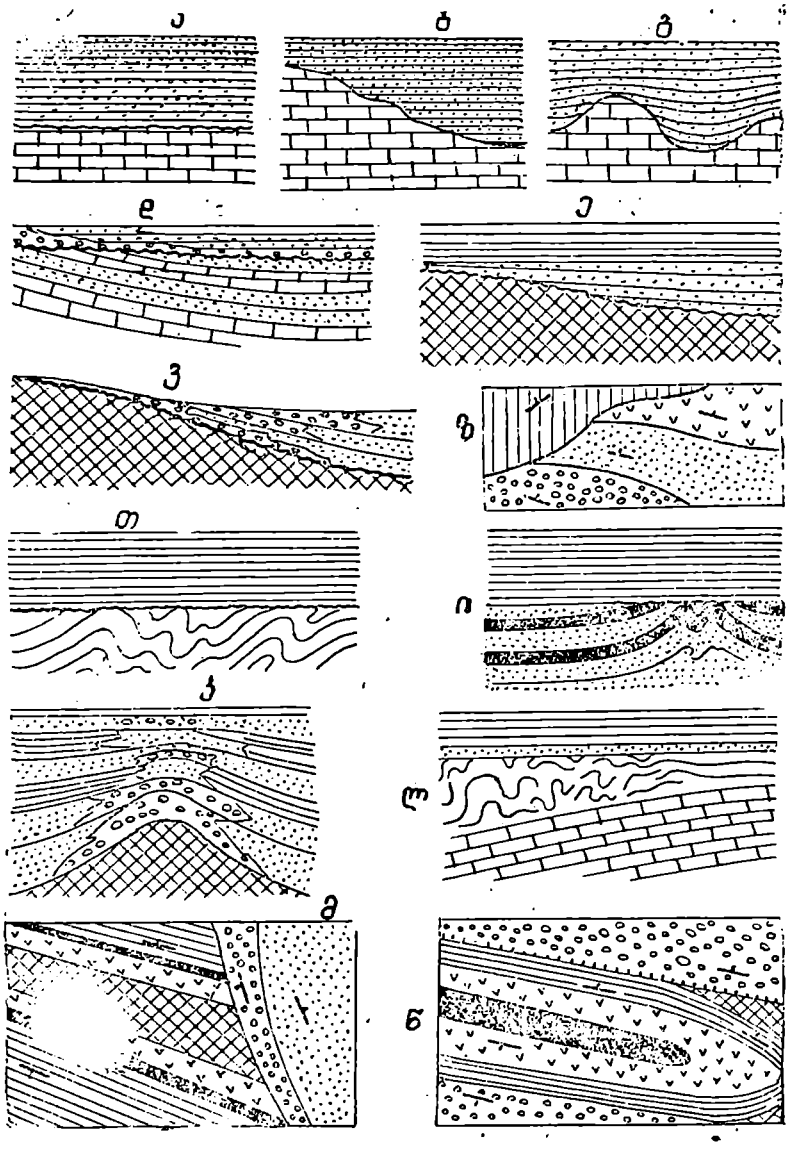
2. დანალექი ფენების ურთიერთდაფიქსირებულება (თანხმობითი და უთანხმო განლაგება)

ციმისდა მიხედვით, თუ როგორია ნალექების დაგროვების პროცესი — უწყვეტი თუ წყვეტილი, არჩევენ ფენებს შორის ორგვარ — თანხმობით და უთანხმო განლაგებას. თანხმობითი განლაგების დროს ყოველი მომდევნო შრე, ან შრეთა კომპლექსი, რომელიც გარკვეულ სტრატიგრაფიულ ჰორიზონტს აგებს, განლაგებულია მის ქვეშ მდებარე შრეზე ან შრეთა კომპლექსზე ხარვეზის გარეშე, სტრატიგრაფიული თანამიმდევრობით, რაც ნალექდაგროვების, ანუ სედიმენტაციის, უწყვეტი პროცესის მაჩვენებელია. ამასთან, ყოველი ზედა შრის საგები წარმოადგენს ქვედას სახურავს. ასეთ შემთხვევაში, სხვადასხვა სტრატიგრაფიულ ერთეულებს ერთი და იგივე წოლის ელემენტები აქვთ.

უთანხმო განლაგების შემთხვევაში ირღვევა შრეების სტრატიგრაფიული თანმიმდევრობა რომელიმე სტრატიგრაფიული ერთეულის ან ერთეულების ამოვარდნის გამო. ასეთი ხარვეზები მიუთითებენ სედიმენტაციის წყვეტილ პროცესზე. წყვეტას სედიმენტაციაში კი იწვევს მიწის ქერქის საერთო დაძირვის დროებითი შეცვლა აზევებით.

უთანხმოების წარმოქმნა მიმდინარეობს სტადიურად. თავდაპირველად წარმოიშობა ძველი ქანების კომპლექსი, შემდეგ სტადიაში ხდება აზევება, რასაც თან სდევს დენუდაცია და ბოლოს — ახალგაზრდა ნალექების წარმოქმნა. ამასთან, უთანხმოება შეიძლება წარმოიშვას როგორც დანალექ, ასევე ვულკანოგენურ ქანებში. ასე, მაგ.: უთანხმოების ქვედა წყება შეიძლება წარმოდგენილი იყოს კირქვებით, ხოლო ზედა — ეფუზიურებით ან ძველი ინტრუზული ქანების გადარეცხილ ზედაპირზე შეიძლება დაილექოს ახალგაზრდა შრეთა კომპლექსი, ან ამოინთხეს ლავები და სხვა. ზედაპირს, რომელიც ერთმანეთისგან გამოყოფს ორი სხვადასხვა ასაკის ნალექთა კომპლექსს უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ი ს ზ ე დ ა პ ი რ ი ეწოდება.

უთანხმოების ზედაპირის რელიეფი ეროზიის სიღრმის მიხედვით სხვადასხვანაირია. ზოგიერთ ადგილებში ძველი ქანები პენეპლენიზებულია (მოსწორებულია), ზოგან კი გადარეცხვა უმნიშვნელოა. ამის გამო, უთანხმოების რელიეფის ამპლიტუდა ასეულ და ათასეულ მეტრებსაც კი აღწევს. მაშასადამე, ახალგაზრდა ფენების საგები არ


а
б
в
г
д
е
ж
з
и
к
л
м
н
о
п
р
с
т

წარმოადგენს ქვეშმდებარე წყების სახურავს, არამედ მისი გადარეცხვის ზედაპირია. ამ ზედაპირზე უმეტეს შემთხვევაში ილექება ძველი წყების ქანების ნარეცხი, უხეშმარცვლოვანი მასალა, რომელიც ფუძის, ანუ ბაზალურ კონგლომერატს წარმოადგენს და უთანხმოების დადგენის ერთ-ერთი ნიშანია.

არჩევენ უთანხმოების სხვადასხვა სახეებს. პ ა რ ა ლ ე ლ უ რ ი ა ნ უ ე რ ო ზ ი უ ლ ი უთანხმოება მისი ყველაზე მარტივი სახეა. მისთვის დამახასიათებელია უთანხმოების ზედაპირის ქვევით და ზევით მდებარე ქანების ურთიერთპარალელური განლაგება. ზედა წყება იმეორებს ქვედა წყების წოლის ელემენტებს, მაგრამ შეიძლება განსხვავდებოდეს მისგან ლითოლოგიურად. უთანხმოების ზედაპირი მკვეთრად არის გამოსახული და წარმოადგენს ძველ რელიეფს, რომელსაც ემჩნევა გამოფიტვის და გადარეცხვის კვალი (ნახ. II.26, ა). მისი წარმოშობა დაკავშირებულია ამ უბნის მხოლოდ საერთო აზევებასთან, როცა ადგილი არ ჰქონდა დანაოჭებას.

პარალელური უთანხმოების ერთ-ერთ სახესხვაობას ფ ა რ უ ლ ი უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ა წარმოადგენს. მას არ ახასიათებს მკვეთრად გამოსახული უთანხმოების ზედაპირი. ასეთი უთანხმოების დადგენა ხდება ქანების პალეონტოლოგიური და ლითოლოგიური შესწავლის შედეგად.

უთანხმოების ზედაპირის რელიეფის ფორმის მიხედვით პარალელურ უთანხმოებებში არჩევენ პარალელურ მილექვას და შემოლექვას. პარალელურ მილექვას ახასიათებს მკვეთრად გამოსახული უსწორმასწორო უთანხმოების ზედაპირი. უთანხმოების ზემოთ მდებარე წყება დალექვისას ავსებს ძველი წყების ჩაღრმავებულ ადგილებს და მისი განლაგების პარალელურია (ნახ. II.26, ბ). უთანხმოების ეს სახე მიიღება იმ შემთხვევაში, თუ ადგილი აქვს ხანგრძლივ აზევებას, რომლის დროსაც მკვეთრი ეროზიული პროფილი ყალიბდება, ხოლო დაძირვა სწრაფია და ფსკერი ვერ ასწრებს მოსწორებას.

წინა სახისაგან განსხვავებით, შემოლექვის დროს, ახალი წყების შრეები კი არ ავსებენ ეროზიულ ჩაღრმავებებს, არამედ დახრილად ილექებიან ფსკერის შვერილების ფერდობებზე. შრეების პირველადი

ნახ. II.26. უთანხმოების ძირითადი სახეები (ხაინის მიხედვით).

ეროზიული (პარალელური) უთანხმოებები: ა — პარალელური უთანხმოება, ბ — პარალელური მილექვა, გ — შემოლექვა; კიდური უთანხმოებები: დ — ტრანსგრესიული გადაფარვა, ე — ტრანსგრესიული მილექვა, ვ — რეგრესიული მილექვა, ზ — გეოგრაფიული (კარტოგრაფიული) უთანხმოება; კუთხური უთანხმოებები: თ — რეგიონალური, ი — ადგილობრივი, კ — გაფანტული (დისპერსიული), ლ — წყალქვეშა მეწყერული უთანხმოება; აზიმუტური უთანხმოებები; მ — რეგიონალური, ნ — ადგილობრივი (ზ, მ, ნ — გეგმების ჩანახატებია დანარჩენი ჭრილების).

დახრა ჭრილში ზევით თანდათანობით ქრება და ზედა შრეები ქვედას პარალელური ხდება (ნახ. II.26, ბ).

უთანხმოების ერთ-ერთ ძირითად სახეს კ უ თ ხ უ რ ი უ თ ა ნ - ხ მ ო ე ბ ა წარმოადგენს, რომელშიც ხარვეზის წინ და შემდგომ დალექილ წყებებს სხვადასხვა დახრის კუთხე აქვთ. კუთხური უთანხმოების დროს უთანხმოების ზედაპირი, რომელსაც მკვეთრად ემჩნევა დენუდაციის კვალი, კუთხით კვეთს ძველი წყების სხვადასხვა შრეს, ხოლო ახალგაზრდა წყების შრეები მეტ-ნაკლებად პარალელურია. მაშასადამე, კუთხური უთანხმოების ზედაპირი ძველი წყებისათვის გადარეცხვის ზედაპირია, ხოლო ახალგაზრდა ნალექებისათვის უმეტეს შემთხვევაში საგებს წარმოადგენს, ეს ნიშანი ერთ-ერთი მთავართაგანია კუთხური უთანხმოების დადგენისათვის გეოლოგიური რუკების წაკითხვის დროს. ასეთი უთანხმოების წარმოშობის მიზეზია ნალექების დანაოჭება, რომელიც შეიძლება მიმდინარეობდეს როგორც ხარვეზამდე, ისე ხმელეთის რეჟიმის პერიოდშიც. დანაოჭებული კომპლექსის ხელახალი დაძირვისას დახრილი შრეები გადაიფარება თარაზული განლაგების მქონე ახალგაზრდა ნალექებით, რომლებმაც შემდგომ შეიძლება აგრეთვე განიცადონ დანაოჭება. მაგრამ, განსხვავება მათ დახრაში შენარჩუნებული იქნება.

კუთხური უთანხმოება შეიძლება იყოს რ ე გ ი ო ნ ა ლ უ რ ი და ა დ გ ი ლ ო ბ რ ი ვ ი.

რეგიონალური უთანხმოება ვითარდება დიდ ტერიტორიებზე და ხაზოვანი დანაოჭების ზონებისათვის არის დამახასიათებელი (ნახ. II.26, თ), ხოლო ადგილობრივი უთანხმოება დიდი გავრცელებით არ სარგებლობს და ვითარდება წყვეტილი დანაოჭების ზონებში (ნახ. II.26, ი).

ადგილობრივი უთანხმოებები მიიღება ნაოჭების ზრდის დროს ნალექების დაგროვების თანადროულად. როდესაც ანტიკლინის თაღი ასცდება ზღვის დონეს ან მოექცევა ტალღების მოძრაობის ზონაში, მაშინ თაღურ ნაწილში ხდება მისი გადარეცხვა, ხოლო ნაოჭის ფრთებზე გრძელდება ნორმალური დალექვა. სინკლინურ გაღუნვებში კი, ამავე პირობებში, გადარეცხვა ხდება ფრთებზე, ხოლო მისი გულის ამგებ ნალექებში ხარვეზები არ შეიმჩნევა.

ისეთ შემთხვევებში, როცა ნაოჭების ზრდა დალექვის თანადროულია, მაგრამ თაღური ნაწილი ზღვის დონის ქვეშ რჩება, ე. ი. არ ხდება გადარეცხვა, მიიღება არა ადგილობრივი, არამედ დისპერსიული (გაფანტული) უთანხმოება. მისთვის დამახასიათებელია როგორც დაქანების კუთხეების ზრდა სტრატიგრაფიულად ძველი შრეებისაკენ, ასევე სიმძლავრეების მატება ანტიკლინიდან სინკლინისაკენ (ნახ. II.26, კ). დისპერსიული უთანხმოებები შეიმჩნევა მხოლოდ ანტიკლინის თაღებში.

ადგილობრივი უთანხმოება გამონაკლისის სახით შეიძლება წარმოიშვას წყალქვეშა, ანუ სუბაქვალურ პირობებში შრეების ცალკეული დასტების წყალქვეშა დამეწყვრის შედეგად. ასეთ უთანხმოებებს წ ყ ა ლ ქ ვ ე შ ა მ ე წ ყ რ უ ლ ი ეწოდება. მათთვის დამახასიათებელია ახალგაზრდა შრეების განლაგება მეტი დახრილობის მქონე დაუმეწყრავ ძველ ნალექებზე (ნახ. II.26, ლ). აღნიშნული მოვლენა განხილული იყო I თავში.

კუთხური უთანხმოების ერთ-ერთი სახეა ა ზ ი მ უ ტ უ რ ი უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ა. ეს უთანხმოება იმაში გამოიხატება, რომ უთანხმოების ზედაპირით გამყოფილი ძველი და ახალი ნალექების კომპლექსები სხვადასხვა დაქანების კუთხის გარდა ხასიათდებიან განსხვავებული დაქანების მიმართულებით. აზიმუტური უთანხმოებაც შეიძლება იყოს რეგიონალური და ადგილობრივი (ნახ. II.26, მ, ნ). ასეთი სახის უთანხმოება წარმოიშობა სხვადასხვა ორიენტაციის მქონე ტექტონიკური ძალების მოქმედების შედეგად.

ისეთ უთანხმოებას, როდესაც წყებების დაქანების კუთხეებს შორის განსხვავება 1°-მდეა გ ე ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი, ანუ კ ა რ ტ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ა ეწოდება. კუთხის სიმცირის გამო ასეთი უთანხმოებების დადგენა მხოლოდ ფართო ტერიტორიების შესწავლის შედეგად არის შესაძლებელი (ნახ. II.26, ზ).

უთანხმოების შემდეგ სახეს კ ი დ უ რ ი უთანხმოებები წარმოადგენს. მათი გაჩენა ისეთი აუზების კიდურ ნაწილებში ხდება, რომელთა სანაპირო ზოლის მდებარეობა არაერთხელ არის შეცვლილი ტექტონიკური მოძრაობების ან ზღვის დონის ცვალებადობის შედეგად. ასეთი უთანხმოებების დროს აუზის კიდეებისაკენ ცალკეული ჰორიზონტების სიმძლავრეები მცირდება ან ზოგჯერ ისინი ისოლებიან კიდეც და ახალგაზრდა ნალექები ძველ წარმონაქმნებზე არიან განლაგებული სტრატიგრაფიული ხარვეზით. ამასთან, მათი დახრის კუთხე ძველ შრეებთან შედარებით ნაკლებია. კიდურა უთანხმოებებში, არჩევენ: 1) ტ რ ა ნ ს გ რ ე ს ი უ ლ გ ა დ ა ფ ა რ ვ ა ს (ნახ. II.26, დ). 2) ტ რ ა ნ ს გ რ ე ს ი უ ლ და უ თ ა ნ ხ მ ო მ ი ლ ე ქ ვ ა ს და 3) რ ე გ რ ე ს ი უ ლ მ ი ლ ე ქ ვ ა ს.

ტ რ ა ნ ს გ რ ე ს ი უ ლ ი და უ თ ა ნ ხ მ ო მ ი ლ ე ქ ვ ა დამახასიათებელია აუზის ცენტრალური ნაწილებისათვის, როდესაც მისი (აუზის) კონტურები ფართოვდება საერთო დაძირვისა და ზღვის დონის აწევის შედეგად (ნახ. II. 26, ე).

რ ე გ რ ე ს ი უ ლ ი მ ი ლ ე ქ ვ ა ხდება მაშინ, როდესაც უფრო ახალგაზრდა ზღვების სანაპირო ზოლები აზევების გამო აუზის ცენტრისაკენ ინაცვლებენ. ასეთი უთანხმოებისას ახალგაზრდა ნალექები თითქოს ჩაგებულია ძველ ნალექებში (ნახ. II.26, ვ).

წყებებს შორის სრული შეუსაბამობის გამომხატველია საერთო, ანუ სტრუქტურული უთანხმოება, რომლის დროსაც უთანხმოების ზედაპირის ზევით და ქვევით მდებარე შრეების ნაოჭების ფორმა, რაოდენობა, ღერძთა მდებარეობა და მიმართებები ერთმანეთს არ ემთხვევიან. ასეთი უთანხმოებების ზედაპირები სხვადასხვა სტრუქტურულ კომპლექსებს და სართულებს გამოჰყოფენ.

უთანხმოების დადგენის კრიტერიუმები. უთანხმოების დადგენა შესაძლებელია როგორც ბუნებრივ და ხელოვნურ გაშიშვლებებზე უშუალო დაკვირვებით, ასევე ბურღვის და დიდი ტერიტორიების აგეგმვის მონაცემების განზოგადებით.

უთანხმოების ზედაპირს გააჩნია შრეებრივობის და ქანების სხვა ვამყოფი ზედაპირისაგან განმასხვავებელი მრავალი ნიშანი, რომლებიც უთანხმოების დადგენის კრიტერიუმებს წარმოადგენენ. ასეთია: უთანხმოების ზედაპირის უსწორმასწორობა, სხვადასხვა ასაკის ქანების განსხვავებული წოლის ელემენტები, მეტამორფიზმის ხარისხისა და ქანების სიმკვრივის სხვადასხვაობა, მკვეთრი გადასვლა კონტინენტური ნალექებიდან ზღვიურისაკენ და პირიქით, ბაზალტური კონგლომერატის არსებობა და სხვ. მაგრამ, ყველა კრიტერიუმი ერთნაირად საიმედო არ არის. ზოგიერთი მათგანის გამოყენებისას დიდი სიფრთხილეა საჭირო, რომ ტექტონიკური აშლილობით მიღებული კონტაქტი უთანხმოებად არ მივიჩნიოთ.

უთანხმოების ზედაპირის უსწორმასწორობა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია პარალელური უთანხმოებების დადგენისას.

უთანხმოების ზედაპირის ორივე მხარეს მდებარე ქანების არაპარალელურობა, რაც ადვილად შესამჩნევია გაშიშვლებებში, აშკარად კუთხურ უთანხმოებაზე მიუთითებს. უტყუარ ნიშანს წარმოადგენს აგრეთვე მკვეთრი ასაკობრივი (ფაუნით განსაზღვრული) განსხვავება ამ ზედაპირის ზევით და ქვევით მდებარე წარმონაქმნებს შორის. აღნიშნული კრიტერიუმი განსაკუთრებით ეფექტურია ბაქნებზე, სადაც კუთხური უთანხმოებები ძალზე იშვიათია, ხოლო ნალექების ლითოლოგია ერთფეროვანი.

უთანხმოების დადგენის ერთ-ერთ ძირითად კრიტერიუმს ფუძის, ანუ ბაზალტური კონგლომერატი წარმოადგენს, რომლის ქვარგვალები ძველი წყების ქანებით არის აგებული და რომელიც ახალგაზრდა წყების ფუძეშია განლაგებული. ასეთი კონგლომერატი ხასიათდება მცირე სიმძლავრით, დიდი ჰორიზონტალური გავრცელებით; აღმავალ ჭრილში მას ცვლის უფრო წვრილმარცვლოვანი ნალექები. ბაზალტური კონგლომერატი შიგაფორმაციულისაგან განსხვავებით ცუდად

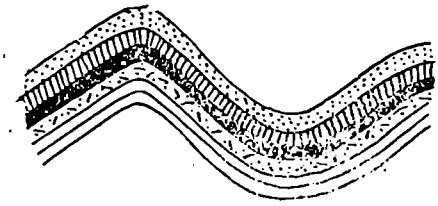
არის დახარისხებული. ტრანსგრესიულად განლაგებული წყება ყოველთვის არ იწყება ფუძის კონგლომერატით და ხშირად აგებულია წვრილმარცვლოვანი ქანებით: ქვიშაქვებით, მერგელებით, კირქვებით. ასეთ შემთხვევაში უთანხმოებაზე მიგვითითებს ჭრილში ზღვიური ნალექებიდან კონტინენტურისაკენ მკვეთრი გადასვლა და პირიქით. ან კიდევ, უთანხმოების ზედაპირზე და უშუალოდ მის ქვეშ მდებარე შრეებზე შერჩენილი ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვის ნიშნები. ასეთებია: გაკაჟებული ეროზიული ზედაპირები კირქვებში, ფოსფორიტების და გლაუკონიტის გამონაყოფები, რკინის, მანგანუმის, პირიტის კონკრეციები, გარკინებული ზონები, რომლებიც მიიღება უდაბნოს და ნახევრად უდაბნოს პირობებში ზედაპირზე ან მის ახლოს გრუნტის წყლების აორთქლების შედეგად.

3. ნაოჭა სტრუქტურები

ნაოჭი და მისი ელემენტები. მიწის ქერქში განვითარებულ სტრუქტურულ ფორმათა შორის ნაოჭები წარმოადგენენ ერთ-ერთ ძირითად და გავრცელებულ სახეს.

ნაოჭი არის ქანების განლაგების ისეთი ფორმა, რომლის დროსაც შრეთა კომპლექსი გამოყვანილია პირვანდელი თარაზული მდგომარეობიდან და ტალღისებურად არის გაღუნული. დანაოჭების პროცესი რთულ პროცესს წარმოადგენს, რომელიც ვლინდება შრეების სხვადასხვა მასშტაბისა და ფორმის გაღუნვაში მიწის ქერქში მიმდინარე ტექტონიკური მოძრაობების და ნაწილობრივ ეკზოგენური პროცესების შედეგად. დანაოჭებას თან ახლავს შრეთა ურთიერთგადაადგილება დაშრევების ზედაპირების გასწვრივ და ზოგჯერ მასალის დინების გამო შრეთა სიმძლავრის ცვალებადობაც.

ნაოჭების წარმოქმნა დაკავშირებულია პლასტიკურ დეფორმაციასთან. ნაოჭის მორფოლოგიურ და გენეტურ სახეს განსაზღვრავს ერთის მხრივ დეფორმაციის გამომწვევი ძალების ხასიათი (მიმართულება და მოდების ადგილი) და მეორეს მხრივ, ქანების ფიზიკური თვისებები, კერძოდ მათი პლასტიკურობის ხარისხი. პლასტიკურ დეფორმაციას უმეტეს შემთხვევაში იწვევს ე. წ. ტანგენსური (მიწის ზედაპირის პარალელური) მკუმშავი ძალები, რომელთა შედეგადაც ჩნდება გასწვრივი ღუნვის ნაოჭები. მაგრამ დანაოჭება ხდება ვერტიკალური ძალების (ქერქის ვერტიკალური დიფერენციალური მოძრაობები, ინტრუზიის, მარილის ან სხვა რომელიმე პლასტიკური ქანის შემოჭრა, მოცულობის შეცვლა და სხვ.) მოქმედებითაც, რასაც თან სდევს განივი ღუნვის ნაოჭების წარმოქმნა.



ნახ. II.27. ნაოჭები ვერტიკალურ ჭრილში: ანტიკლინი — (მარცხნივ), სინკლინი — (მარჯვნივ).

ნაოჭი ფიზიკურად მთლიანი ტალღაა, მაგრამ გეოლოგიაში საჭიროა მისი ცალკეული ელემენტების გამხილვა. ნაოჭი შედგება გულისა და ორი ფრთისაგან. გული ეწოდება ნაოჭის შიგა ნაწილს, რომელიც შემოფარგლულია ერთი და იმავე შრის ზედაპირით ნაოჭის ორივე ფრთაში. ნაოჭის გვერდებს, რომლებიც გადაღუნვის ადგილას ერთდებიან — ფრთები ეწოდება.

ნაოჭის ორი სახე არსებობს, ანტიკლინი და სინკლინი (ნახ. II.27). ანტიკლინი ისეთი ნაოჭია, რომლის ამოზნექილი ნაწილი მიმართულია ზევით. ანტიკლინის გული აგებულია ძველი ქანებით. სინკლინი კი ისეთი ნაოჭია, რომელიც ამოზნექილობით მიმართულია ქვევით. მისი გული, ანუ მულდა აგებულია უფრო ახალგაზრდა ნალექებით, ვიდრე ფრთები.

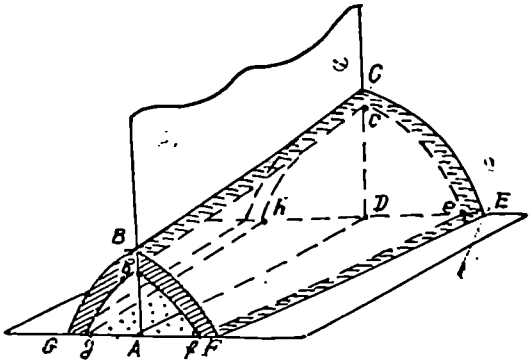
ნაოჭებს ახასიათებს შემდეგი ძირითადი ელემენტები: თაღი და ძირი, შარნირი, ანუ ღერძი, ღერძული სიბრტყე, თხემის ზედაპირი, ნაოჭის კუთხე და სხვა. (ნახ. II.28.).

თაღი და ძირი შრეების გაღუნვის ადგილებს წარმოადგენს. თაღი ახასიათებს ანტიკლინს, ხოლო ძირი სინკლინს. თაღის შესატყვისია კლიტე (ნახ. II.29).

ნაოჭის კუთხე წარმოსახვითი კუთხეა და მიიღება ფრთების გამაგრძელებელი ხაზების გადაკვეთით (ნახ. II.29). ხაზს, რომელიც ნაოჭის გადაღუნვის წერტილებს აერთებს შარნირი, ანუ ღერძი ეწოდება[1]. (ნახ. II.28).

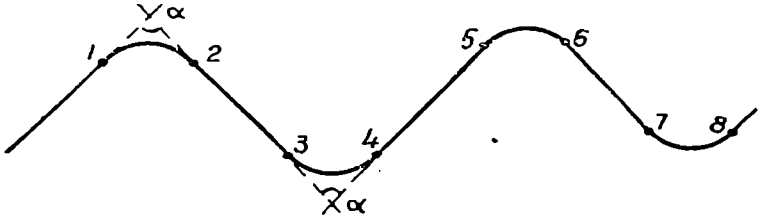
---

1 ნაოჭის ღერძის ეს განმარტება განსხვავებულია საბჭოთა ლიტერატურაში გავრცელებულისგან, სადაც ნაოჭის ღერძი ეწოდება ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გადაკვეთის ხაზს ჰორიზონტალურ სიბრტყესთან. მაგრამ, როგორც გ. აფკირეი (1966) სამართლიანად აღნიშნავს, მთელ ომამდელ საბჭოთა ლიტერატურაში და აგრეთვე ყველგან საზღვარგარეთ ტერმინი „ნაოჭის ღერძი" იხმარება მისი პირვანდელი მნიშვნელობით, ე. ი. როგორც ღერძული სიბრტყის გადაკვეთის ხაზი. რომელიმე შრის ზედაპირთან მისი გადაღუნვის ადგილას. ჩვენის აზრით, ეს ხაზი ბევრად უფრო სრულად ასახავს ნაოჭის სივრცეში მდებარეობას და ამიტომ, ნაოჭის ღერძის ასეთი გაგება ბევრად უფრო მიზანშეწონილია.



ნახ. II.28. ნაოჭის ელემენტები:
ABCD — ღერძული სიბრტყე; *BFEC* — ნაოჭის ფრთა; *gbfech* ნაოჭის გული; *BC* — ნაოჭის შარნირი ანუ ღერძი; *AD* — მისი ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეში; *EF* — შრის მიმართება ნაოჭის ფრთაში.

შარნირების, ანუ ღერძების რაოდენობა დამოკიდებულია ნაოჭის ამგები შრეების რიცხვზე. შარნირი შეიძლება იყოს ჰორიზონტული, დახრილი, ტალღისებურად გაღუნული. უკანასკნელ ორ შემთხვევას შეესაბამება ნაოჭის დაძირვა ან აზევება. ნაოჭის დასახასიათებლად რუკაზე საკმარისია ერთი ღერძის დატანა. ზედაპირს, რომელიც ნაოჭის ამგები შრეების გაღუნვის წერტილებზე გადის და რომელზეც ყველა შრის ღერძი მდებარეობს, ღ ე რ ძ უ ლ ი ს ი ბ რ ტ ყ ე ეწოდება. ის ნაოჭის კუთხეს შუაზე ყოფს, ხოლო თვით ნაოჭს კი ორ სიმეტრიულ ან თითქმის სიმეტრიულ ნაწილად. ღერძული სიბრტყე შეიძლება წარმოადგენდეს რთულ ზედაპირსაც. მდებარეობის მიხედვით ის შე-



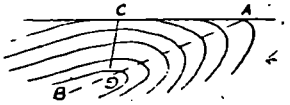
ნახ. II. 29. ნაოჭის ელემენტები ჭრილში:
1—2, 5—6 — თაღი ანუ კლიტე; 3—4, 7—8 — ძირი; 2—3, 4—5, 6—7 — ნაოჭის ფრთები; α — ნაოჭის კუთხე.

იძლება იყოს ვერტიკალური, დახრილი და ჰორიზონტული. ღერძული სიბრტყის გადაკვეთას რელიეფთან ღერძული სიბრტყის გამოსავალი ეწოდება. ის ფრთების გამყოფი ხაზია გეგმაზე. მისი ფორმა დამოკიდებულია რელიეფის ხასიათზე და უმეტეს შემთხვევაში მრუდი ხაზია, მაშინაც კი, როცა ღერძი სწორხაზოვანია. იდეალური თარაზული რელიეფის და შვეული ღერძული სიბრტყის შემთხვევაში ღერძული სიბრტყის გამოსავალი დაემთხვევა ღერძს. ამიტომ, არ შეიძლება ამ ორი ცნების—ღერძული სიბრტყის გამოსავლის და ღერძის გაიგივება.

ხშირად შარნირი მდებარეობს ნაოჭის ყველაზე მაღალ ადგილას. მაგრამ, ეს სავალდებულო არ არის. ხაზს, რომელიც აერთებს ერთი და იმავე შრეებრივობის სიბრტყის ყველაზე მაღალ წერტილებს, ნაოჭის თ ხ ე მ ი ეწოდება. ამ წერტილებზე გამავალი სიბრტყე წარმოადგენს თ ხ ე მ ი ს ზ ე დ ა პ ი რ ს (ნახ. II.30.).

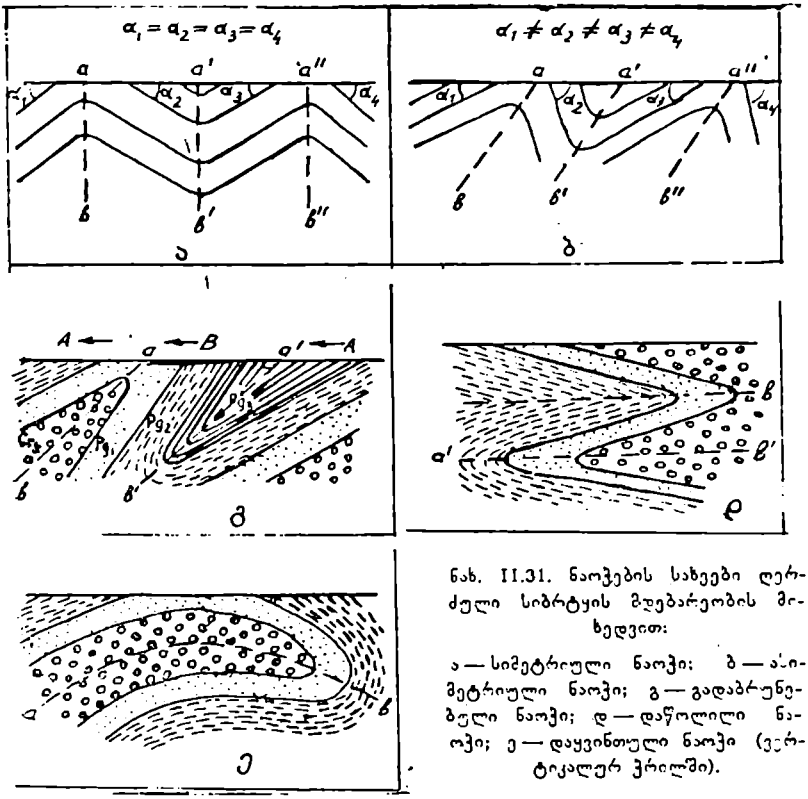
ნაოჭების მორფოლოგიური სახეები. ნაოჭების კლასიფიკაციის საფუძვლად მიღებულია მათი ფორმა და წარმოშობა. ამის მიხედვით არსებობს ნაოჭების მორფოლოგიური და გენეტური კლასიფიკაცია.

ნაოჭების მორფოლოგიური კლასიფიკაცია დამყარებულია სხვადასხვა ნიშანზე: 1) ფრთებისა და ღერძული სიბრტყის დახრაზე, 2) ღერძული სიბრტყის მიმართ ფრთების მდებარეობაზე, 3) თაღის ფორმაზე, 4) პირველადი სიმძლავრის ცვლაზე თაღსა და ფრთებში და ა. შ.



ნახ. II.30. ღერძული სიბრტყის (*AB*) და თხემის ზედაპირის (*CD*) მდებარეობა ჭრილში.

ნაოჭის ფრთების და ღერძული სიბრტყის დახრის მიხედვით არჩევენ: ა) სწ ო რ ა ნ უ ს ი მ ე ტ რ ი უ ლ ნ ა ო ჭ ს, რომელშიც ფრთები ურთიერთსაწინააღმდეგოდ და ერთი და იმავე კუთხით არიან დახრილი. ამასთან, ღერძული სიბრტყე ვერტიკალურია (ნახ. II.31, ა), ბ) დ ა ხ რ ი ლ ა ნ უ ა ს ი მ ე ტ რ ი უ ლ ნ ა ო ჭ ს, სადაც ფრთები კვლავ ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით ეცემიან, მაგრამ განსხვავებული კუთხეებით. აქედან გამომდინარე, ღერძული სიბრტყე დახრილია (ნახ. II.31, ბ), გ) გ ა დ ა ბ რ უ ნ ე ბ უ ლ (ნახ. II.31, გ) ნაოჭს, რომელშიც ფრთები და ღერძული სიბრტყე ერთი და იმავე მიმართულებით ეცემიან, დ) დ ა წ ო ლ ი ლ ნ ა ო ჭ ს, სადაც როგორც ფრთები, ასევე ღერძული სიბრტყე თითქმის თარაზულია (ნახ. II.31, დ), ე) გ ა დ ა ყ ი რ ა ვ ე ბ უ ლ ანუ დ ა ყ ვ ი ნ თ უ ლ ნ ა ო ჭ ს, რომელშიც ღერძული სიბრტყე თარაზული მდებარეობის გავლით იღებს საწინააღმდეგო დაქანებას (ნახ. II.31, ე), ასეთ შემ-



ნახ. II.31. ნაოჭების სახეები ღერძული სიბრტყის მდებარეობის მიხედვით:

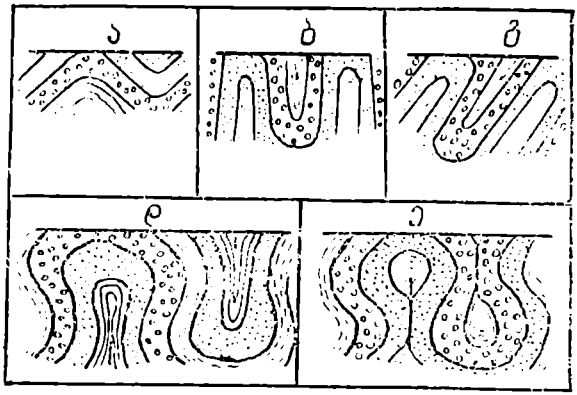
ა — სიმეტრიული ნაოჭი; ბ — ასიმეტრიული ნაოჭი; გ — გადაბრუნებული ნაოჭი; დ — დაწოლილი ნაოჭი; ე — დაყვინთული ნაოჭი (ვერტიკალურ ჭრილში).

თხელებში ანტიკლინები გადაიქცევიან ჩაზნექილ სტრუქტურებად და შეიძლება სინკლინად მოგვეჩვენოს და პირიქით.

გადაბრუნებულ, დაწოლილ და გადაყირავებულ ნაოჭებში ერთ-ერთი ანტიკლინის ღერძული სიბრტყის ქვეშ მოქცეულ ფრთაში ძველი ქანები ახალგაზრდა ნალექების ზევით ექცევიან, ე. ი. შებრუნებული სტრატიგრაფიული თანმიმდევრობით არიან განლაგებული.

ნაოჭის ფრთების მდებარეობის მიხედვით ღერძული სიბრტყის მიმართ გამოიყოფა: ა) ნ ო რ მ ა ლ უ რ ი ნ ა ო ჭ ე ბ ი (ნახ. II.32, ა), როცა ფრთები ღერძული სიბრტყიდან გარეთ ეცემიან ანტიკლინებში და ღერძული სიბრტყისაკენ სინკლინებში; ბ) ი ზ ო კ ლ ი ნ უ რ ი ნ ა ო ჭ ე ბ ი (ნახ. II.32, ბ, გ), როდესაც ფრთები ერთმანეთის და ღერძული სიბრტყის პარალელურია; გ) მ ა რ ა ო ს ე ბ უ რ ი ნ ა ო ჭ ე ბ ი (ნახ. II.32, დ, ე);—ორივე ფრთა გადაყირავებულია და ქანები მარაოსებურად ლაგდებიან ნაოჭის თაღში და ძირში.

თაღის ფორმის მიხედვით არჩევენ მ ა ხ ვ ი ლ (ნაოჭის კუთხე<90°) ბ ლ ა გ ვ (ნაოჭის კუთხე>90°) და კ ო ლ ო ფ ი ს ებ ურ ნ ა ო-ჭებს. (ნახ. II.33, ბ). უკანასკნელს, ფართე და მეტ-ნაკლებად სწორი თაღი აქვს და შვეული ფრთები.

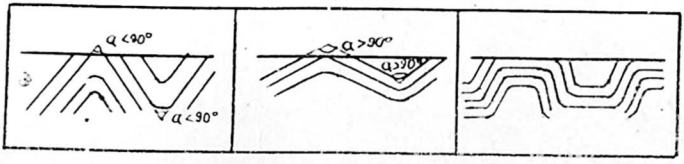


ნახ. II.32. ნაოჭების სახეები ფრთების მდებარეობის მიხედვით:
ა — ნორმალური ნაოჭები; ბ, გ — იზოკლინური ნაოჭები (ბ — ამართული იზოკლინური ნაოჭები, გ — დახრილი იზოკლინური ნაოჭები), დ, ე — მარეოსებური ნაოჭები.

შრეების სიმძლავრეების შეფარდების მიხედვით თაღურ ნაწილ-ში და ფრთებში ანსხვავებენ: მ ს გ ა ვ ს ნაოჭებს (ნახ. II.34, ა), სადაც სიმძლავრეები თაღურ ნაწილში ფრთებთან შედარებით დიდია. კ ო ნ-ც ე ნ ტ რ უ ლ ნ ა ო ჭ ე ბ ს (ნახ. II.34, ბ) თანაბარი სიმძლავრეებით თაღსა და ფრთებში (ამასთან, სიღრმეში სინკლინები იშლება, ხოლო ანტიკლინის ფრთებს შედარებით ციცაბო დაქანება აქვთ) და ანტიკლი-ნებს, რომელთაც თაღურ ნაწილში შედარებით მცირე სიმძლავრე ახასიათებთ (ნახ. II.34, გ): უკანასკნელის რთულ სახეს წარმოადგენს ე. წ. დიაპირული ნაოჭი (მარილიანი, თიხიანი, მაგმური). დიაპირები ანტიკლინური სტრუქტურებია, რომლებიც წარმოიქმნება პლასტი-კური ქანების შეჭრის შედეგად თაღური ნაწილის უფრო მყიფე ქა-ნებში. დიაპირებში არჩევენ გულს, აგებულს პლასტიკური ქანებით: მარილით, ანჰიდრიტით, თაბაშირით ან წყლით გაჟღენთილი თიხე-ბით, და შემცველ ქანებს. გულის ამგები ქანების სტრუქტურა ძეტად რთულია. ისინი ვიწრო შეკუმშულ ნაოჭებს ქმნიან, რაც პლასტიკური ქანების დინებით არის გამოწვეული. გულის ამგები ცალკეული შრე-

ები ხასიათდება რთული გაღუნვით, არაწესიერი ფორმის ნაბერებით და სხვა. ზოგადად დიაპირის გული ხასიათდება დამრეცი თაღით და ციცაბო ფრთებით (ნახ. II.35).

რაც შეეხება შემცველ ქანებს, ისინი პასიური სტრუქტურებით ხასიათდებიან, თუმცა პლასტიკურ ქანებთან კონტაქტის ზოლში ცი-



ნახ. II.33. ნაოჭების სახეები თაღის ფორმის მიხედვით.

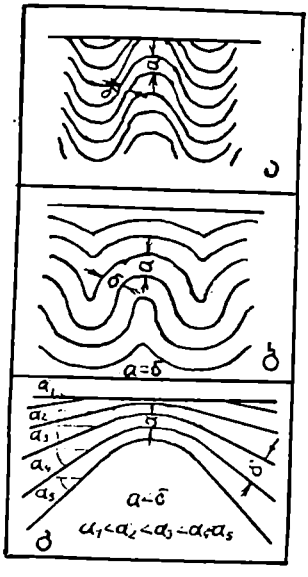
ცაბო დაქანებები აქვთ. ხშირად ყირაზეც კი დგანან. კონტაქტის ზოლში ვითარდება მსხვრევის ზონები. კონტაქტებში გამოსახული ეს რთული სურათი გულიდან მცირე მანძილზე ქრება.

ინის მიხედვით, აღწევენ თუ არა გულის პლასტიკური ქანები მიწის ზედაპირს, არჩევენ ღია და დახურულ დიაპირებს. ყველაზე მეტად გავრცელებული დიაპირების სახესხვაობებს წარმოადგენენ მარილიანი გუმბათები და თიხიანი დიაპირები.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ზოგიერთ ნაოჭში შარნირი თარაზულია, ზოგჯერ დახრილია ჰორიზონტის მიმართ სხვადასხვა კუთხით.

შარნირის დახრა გამოწვეულია ნაოჭის დაძირვით ან აზევებით. დაძირული ღერძის შემთხვევაში სხვადასხვა ფრთის ამგები შრეების გამოსაელები იკვრებიან. ანტიკლინის შემთხვევაში ეს პერიკლინური დაბოლოებაა და ღერძი იძირება, ხოლო სინკლინში ლაპარაკობენ ცენტრიკლინურ დაბოლოებაზე ან ცენტრიკლინზე, ამ დროს ღერძი ზზევებას განიცდის.

ნაოჭის დაძირვის ადგილებში, ნაოჭებს ახასიათებთ რადიალურად მიმართული დაქანებები ანტიკლინებში მიმართული პერიფერიებისაკენ, ხოლო სინკლინებში — ცენტრისაკენ. პირველ შემთხვევაში ეს იქნება პერიკლინური დაქანება, ხოლო მეორე შემთხვევაში — ცენტრიკლინური (ნახ. II.49, ა, ბ).



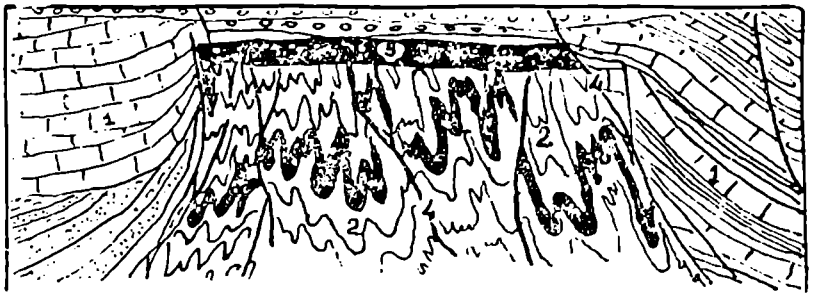
ნახ. II.34. ნაოჭების სახეები სიმძლავრეების შეფარდების მიხედვით თაღში და ფრთებში:

ა — მსგავსი ნაოჭები; ბ — კონცენტრული ნაოჭები; გ — ანტიკლინები გათხელებული თაღებით.

დახრილი ღერძის მდებარეობას განსაზღვრავს მისი დაძირვის მიმართულება და კუთხე. დაძირვა განისაზღვრება კუთხით, რომელსაც ადგენს შარნირი თავის თარაზულ გეგმილთან.

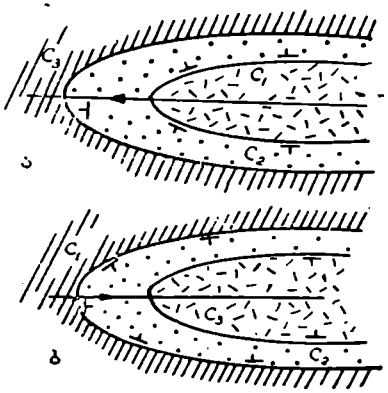
ნაოჭი თავის გავრცელებაზე შეიძლება რამდენჯერმე განიცდიდეს აზევებას და დაძირვას. ამ მოვლენას უნდულაცია ეწოდება (ნახ. II.37). ხშირად დანაოჭებული ზონების დაძირვისას ადგილი აქვს ცალკეული ნაოჭების გამოყოფას დატოტვას, ანუ ვირგაციას, რასაც ზოგჯერ დანაოჭების ჩაქრობა მოსდევს.

ნაოჭი უსასრულოდ არ გრძელდება. მას აქვს დასაწყისი და ბოლო. ნაოჭის სიგრძე განისაზღვრება მანძილით მისივე მიმართების გასწვრივ ერთი და იმავე შრის ორ უკიდურეს დაძირვას ან აზევებას შორის, ხოლო ნაოჭის განი არის მანძილი ორი მეზობელი ანტიკლინის (სინკლინის) ღერძულ სიბრტყეებს შორის. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ნაოჭის სიგრძისა და განის შედარება შეიძლება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როცა ეს სიდიდეები შრეებრივობის ერთსა და იმავე ზედაპირის მიხედვით არის გაზომილი. ნაოჭის სიმაღლე კი არის მანძილი ანტიკლინის თაღიდან მოსაზღვრე სინკლინის გულამდე გაზომილი შრის ერთი და იმავე ზედაპირისათვის.



ნახ. II.35. დიაპირული ნაოჭი (ა. მიხაილოვის მიხედვით):
1 — შემცველი ქანები; 2 — გულის ამგები პლასტიკური ქანები; 3 — მარილის ქუდი; — 4 — რღვევები.

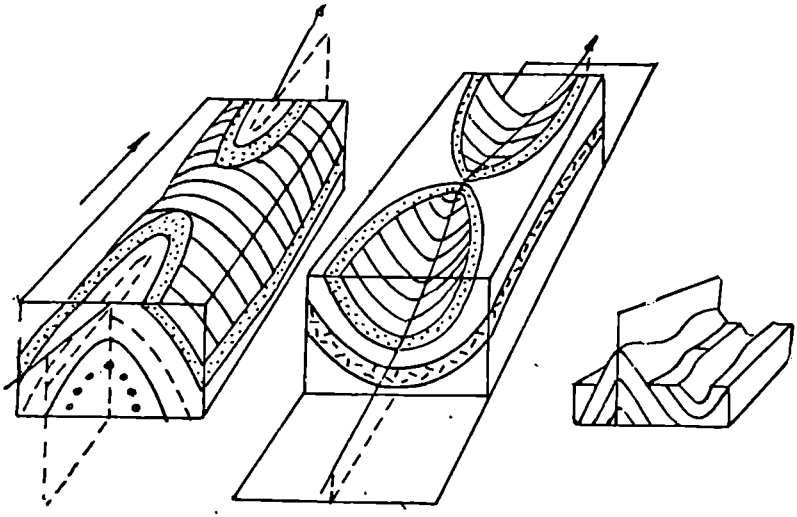
ნაოჭის სიგრძისა და სიგანის შეფარდების მიხედვით არჩევენ: 1) ხაზოვან ნაოჭებს, რომელთა სიგრძე გაცილებით ჭარბობს სიგანეს. მათთვის დამახასიათებელია ღერძის მეტ-ნაკლები სწორხაზოვნება ან გაღუნვა ღერძული სიბრტყის მართობულ სიბრტყეში, 2) ბრაქი ნაოჭებს, რომელთა სიგრძის შეფარდება სიგანესთან 2—5 ტოლია და 3) გუმბათისებურ ანტიკლინებს (ნახ. II.38, ა) და ჯამისებურ სინკლინებს (ნახ. II.38, ბ), რომლებსაც სიგრძე და განი დაახლოებით ერთმანეთის ტოლი აქვთ.



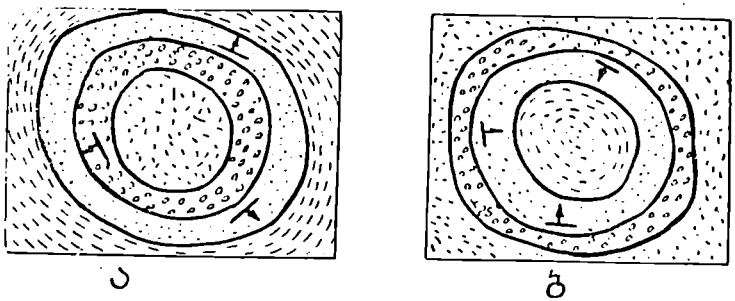
ნახ. II.36. ნაოჭის პერიკლინური (ა) და ცენტრიკლინური (ბ) დაბოლოება.

ნაოჭა სტრუქტურის დახასიათებისას აუცილებელია, ნაოჭის ზომების და მნიშვნელობის მიხედვით, ნაოჭის რიგის დადგენა. ერთსა და იმავე უბანზე შეიძლება 3—5 რიგის ნაოჭების გამოყოფა, თუმცა რიგის განსაზღვრა პირობითია და შეფარდებითი, ამიტომ ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში დადგენილი ნაოჭის რიგი მხოლოდ ამ შემთხვევას ახასიათებს.

პირველი რიგის დიდი ზომის ნაოჭები შეიძლება გართულებული იყოს როგორც ღერძის პარალელურად, ასევე მის გარდიგარდმოც როგორც ფრთებში, ისე ცენტრალურ ნაწილებში (ნახ. II.39, ა, ბ).



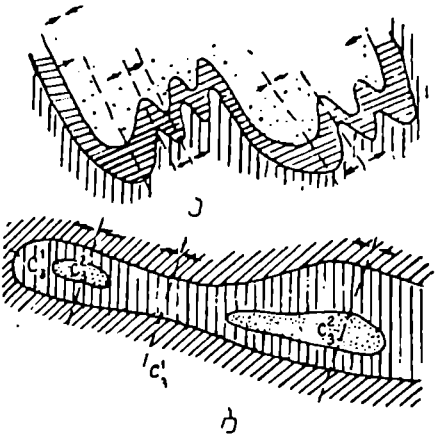
ნახ. II.37. ნაოჭების უნდულაცია.



ნახ. II.38. გუმბათისებური ანტიკლინი (ა); ჯამისებური სინკლინი (ბ).

დანაოჭების პროცესში ქანების ფიზიკურ-მექანიკურ თვისებებს მნიშვნელოვანი როლი ენიჭება. მკვრივი კირქვები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები, რომელთაც საკმაოდ დიდი სიმძლავრე გააჩნიათ და ტლანქშრეებრივი ან მასიური აგებულებით ხასიათდებიან მტკიცე, ანუ კომპეტენტურ ქანებად ითვლებიან და დანაოჭებისას წარმოქმნიან დიდი ზომისა და შედარებით მარტივი ფორმის ნაოჭებს. არსებითად განსხვავებულია პლასტიკური ქანების — თხელშრეებრივი კირქვებისა და ქვიშების, ფიქლებისა და მერგელების — დეფორმაცია. დანაოჭების შედეგად პლასტიკურ, ანუ არაკომპეტენტურ ქანებ-

ში მცირე ზომის ასიმეტრიული ნაოჭები ჩნდება, მათი დანაოჭება შედარებით ინტენსიურია.

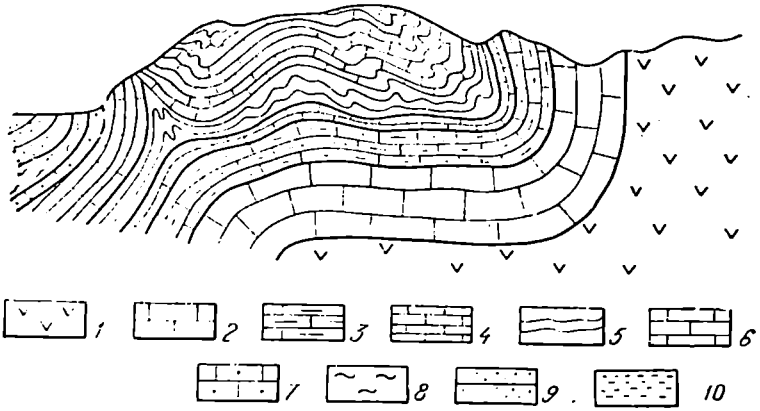


ნახ. II.39. სხვადასხვა რიგის ნაოჭები: 1 რიგის ნაოჭის ფრთებში ღერძის პარალელური (ა) და გარდიგარდმო (ბ) ნაოჭების განვითარება.

პლასტიკური ქანები, რომლებიც მორიგეობენ კომპეტენტურ შრეებთან და მათთან ერთად ეანიცდიან დანაოჭებას, მტკიცე ქანებით აგებული დიდი ნაოჭის ფონზე წარმოქმნიან მცირე ასიმეტრიულ ე. წ. წათრევის ნაოჭებს. აღნიშნული მოვლენა დისჰარმონიული დანაოჭების სახელწოდებით არის ცნობილი (ნახ. II.40). აღსანიშნავია, რომ პლასტიკურ შრეებში განვითარებულ წათრევის ნაოჭებში ღერძული სიბრტყეები გადახრილია I რიგის ანტიკლინის თაღისაკენ. ეს მნიშვნელოვანი ნიშანია ანტიკლინის და სინკლინის მდებარეობისა და შრეების ნორმალური განლაგების დასადგენად.

დისჰარმონიული დანაოჭება განსაკუთრებულად მკაფიოა დიაპირულ ნაოჭებში, რომლებშიც ნაოჭის გულის პლასტიკური ქანები დეფორმაციის შედეგად გამოიწბერებიან ზევით და ჰკვეთენ ხოლმე ანტიკლინის თაღს.

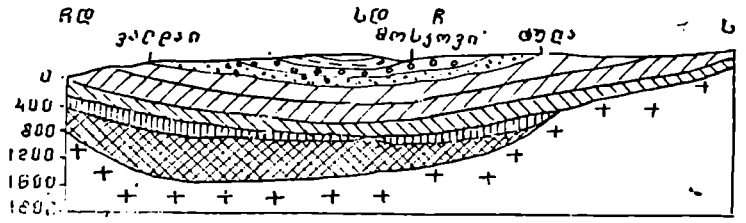
მიწის ქერქში შრეების სხვადასხვა მასშტაბით გაღუნვის შედეგს წარმოადგენს აგრეთვე განლაგების ისეთი ფართოდ გავრცელებული ფორმები, როგორიც არის ანტეკლიზები და სინეკლიზები. ნაოჭებისაგან განსხვავებით ამ სტრუქტურების წარმოშობის მიზეზი (ზოგიერთი მკვლევარის აზრით), მიწის ქერქის დიფერენციალური ვერტიკალური მოძრაობაა. დაღმავალ მოძრაობას ეოსდევს შრეების ჩაღუნვა, ხოლო აღმავალს — ამოზნექვა. ჩვეულებრივ, ასეთი ტიპის გაღუნვების ფრთების დაქანება 1—2° არ აღემატება. ისინი დაკავშირებულია ბაქნებთან. გეგმაში ისინი ოვალური ფორმით ხასიათდებიან. სიგანეში მათი ზომები რამდენიმე ასეული მეტრიდან ასეულ კილომეტრამდეა. ამპლიტუდა კი რამდენიმე კმ-ს აღწევს. ამგვარ ჩაღუნვას სინეკლიზა ჰქვია (ნახ. II.41), ხოლო ამოზნექვას — ანტეკლიზა. აღნიშნული გაღუნვები ხშირად გართულებულია მეორე რიგის დისლოკაციებით.



ნახ. II.40. დისჰარმონიული დანაოკება რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

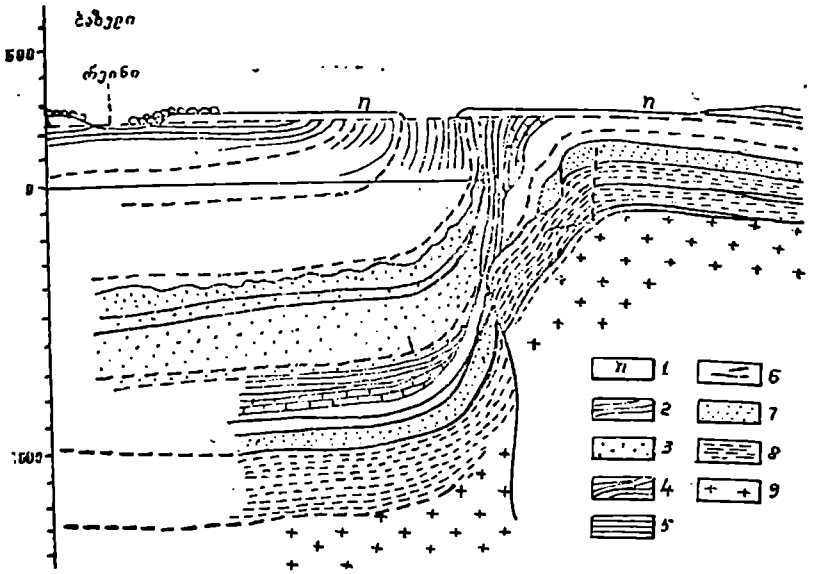
1. ბაიოსის პორფირიტული წყება; 2. ქვედანეოკომური მასიური კირქვები; 3. ბარემული ტლანქშრეებრივი კირქვები; 4. აპტური კირქვები; 5. ალბ-სენომანური თიხები და მერგელები; 6. ზედაცარცული თხელშრეებრივი კირქვები; 7. პალეოცენის კრისტალური კირქვები; 8. შუაეოცენური ქვიშიანი კირქვები; 9. მიოკენის წყება; 10. ჩოკრაკული ქვიშაქვები.

ზოგჯერ, მიწის ქერქის ორი თარაზული ან დამრეცი განლაგების მქონე შრეებით აგებული უბანი, რომლებიც სხვადასხვა დონეზე მდებარეობს, ერთმანეთთან დაკავშირებულია საფეხურისებური ციცაბო გაღუნვით. განლაგების ასეთ ფორმას ფ ლ ე ქ ს უ რ ა ეწოდება (ნახ. II.42). ფლექსურა ასახავს ვერტიკალური მოძრაობის მიმართულების მკვეთრი შეცვლის საზღვარს და ამ მოძრაობის ამპლიტუ-



ნახ. II.41. მოსკოვის სინეკლიზა (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით).

დას. ხშირად ფლექსურებს გადაღუნვის ადგილას თან ახლავს რღვევები ანდა პირიქით ისინი სიღრმეში არსებული რღვევების ზედაპი-



ნახ. II.42. ფლექსურა. ჭრილი მდინარე რეინის ხეობაში ბაზელთან (ა. გეიმის მიხედვით).
1 — ალუვიური ტერასები; 2 — მესამეული; 3 — იურა; 4 — ზედა ტრიასი; 5 — შუა ტრიასი; 6 — ანჰიდრიტი და თაბაშირი; 7 — ქვედა ტრიასი; 8 — პერმული; 9 — კრისტალური ფუნდამენტის ქანები.

რულ გამოსახულებას წარმოადგენენ. ფლექსურაში არჩევენ ზედა და ქვედა ფრთას და მუხლს, რომელშიც შრეების დაქანება იცვლება დამრეციდან ვერტიკალურამდე და ზოგჯერ გადაყირავებულიც კი არის. ფლექსურას ახასიათებს დაქანების კუთხე მის ყველა შვეადგენელ ნაწილში, მუხლის სიგანე გაზომილი მიმართების გასწვრივ და ვერტიკალური ამპლიტუდა.

ზოგიერთ უბნებში ერთმანეთის მიყოლებით განვითარებულია ფლექსურების მთელი სერია. მათ ფლექსურების „კასკადები“ ან „კიბეები“ ეწოდებათ.

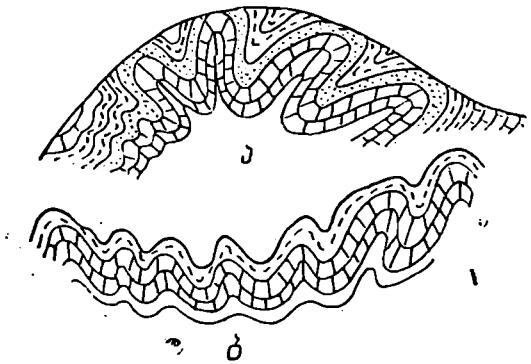
ნაოჭა კომპლექსები. ზემოთ განხილული ელემენტარული ნაოჭები ანტიკლინები და სინკლინები დედამიწის ქერქში ხშირად ქმნიან კანონზომიერ ერთობლიობას, ანუ ნაოჭა კომპლექსებს. თუ კომპლექსები მთლიანობაში ანტიკლინურ ან სინკლინურ ნაგებობას წარმოადგენს, მათ შესაბამისად ანტიკლინორიუმები და სინკლინორიუმები ეწოდებათ (ნახ. II.43, ა, ბ). რთულ, დიდ ნა-

ოვა სისტემებში ანტიკლინორიუმები და სინკლინორიუმები აგებენ კიდევ უფრო მსხვილ კომპლექსებს მეგანტიკლინორიუმებს და მეგასინკლინორიუმებს.

ნაოჭების წაკითხვა და გამოსახვა გეოლოგიურ რუკასა და ჭრილზე. დანაოჭებული რაიონების გეოლოგიური რუკების წაკითხვა შემდეგი ნიშნების მიხედვით ხდება.

1. ნაოჭების შემთხვევაში შრეების გამოსავლები რუკაზე ზოლებად არიან განლაგებული და ეს ზოლები სიმეტრიულად მეორდებიან გარკვეული შრის მიმართ, რომელიც ნაოჭის ცენტრალურ ნაწილს აგებს.

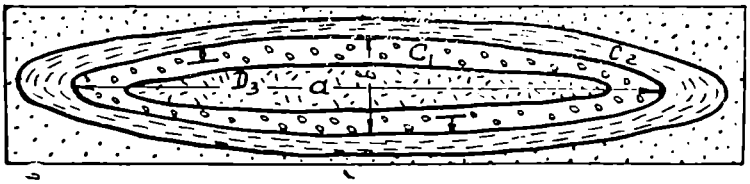
2. შრეების გამეორებაში დაცულია ასაკობრივი თანმიმდევრობა, ამასთან, ანტიკლინის შემთხვევაში ცენტრულ ნაწილში გამოდიან ძველი შრეები, რომელთაც ირგვლივ სიმეტრიულად ახალგაზრდა ნალექების შრეები მიუყვებიან. ამ შრეების ასაკი მით უფრო ახალგაზრდაა, რაც უფრო მეტად არიან დაშორებული ღერძიდან. სინკლინის შემთხვევაში კი პირიქით.



ნახ. II.43. ანტიკლინორიუმი (ა) და სინკლინორიუმი (ბ).

3. შრეების გამოსავლების მოხაზულობა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ ნაოჭის ფორმაც. ხაზოვანი ნაოჭების შემთხვევაში გამოსავლები წარმოადგენენ ვიწრო ლინზის მაგვარი მოხაზულობის კონცენტრულ ზოლებს (ნახ. II.44), ბრაქი ნაოჭების შემთხვევაში კონცენტრულ ზოლებს ელიფსური ფორმა აქვთ (ნახ. II.45).

4. ნაოჭების დაძირვა რუკაზე გამოისახება შრეების გამოსავლების პარაბოლისებური გაღუნვით ან შეკვრით. გაღუნვის ფორმა ნაოჭის თაღის ხასიათზე მიუთითებს.

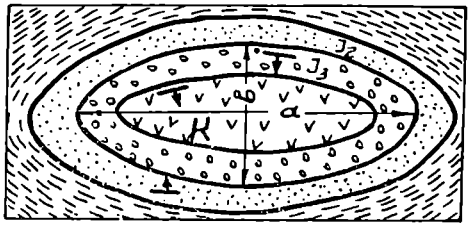


ნახ. II.44. ხაზოვანი ნაოჭი.

შრეების გამოსავლების შეკვრა ანტიკლინის შემთხვევაში მისი დაძირვის მიმართულებას გვიჩვენებს, სინკლინის შემთხვევაში კი აზევების მიმართულებას.

5. თუ რუკაზე წარმოდგენილია ნაოჭების რამდენიმე დაძირვა და აზევება, შრეების გამოსავლები ზიგზაგური ფორმის ზოლებს იძლევიან (ნახ. II.46).

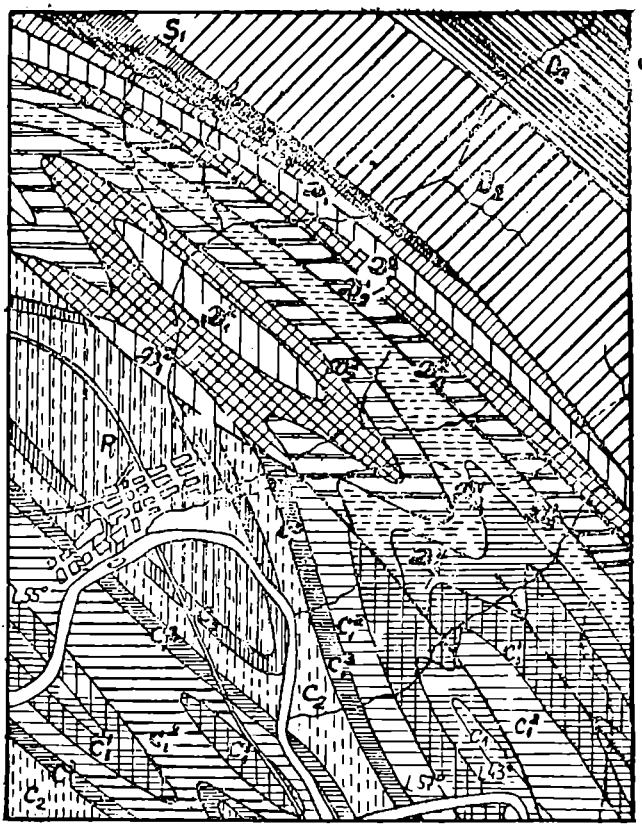
6. რუკაზე შრეების გამოსავლების ზოლების სიგანე მისი სიმძლავრის პირდაპირპროპორციულია, ხოლო ფრთების დაქანების კუთხის — უკუპროპორციული.



ნახ. II.45. ბრაქი ნაოჭი.

7. რუკის ანალიზის დროს ნაოჭა სტრუქტურის გამოსაცნობად საჭიროა ისეთი ძველი და ახალი ნალექების დადგენა, რომელთა მიმართაც სიმეტრიულად არიან განლაგებული სხვა ნალექები.

გეოლოგიურ რუკაზე ნაოჭის გამოსახვისას პირველ რიგში მასზე დაიტანება საველე დაკვირვებების შედეგად მიღებული ფაქტიური მასალა (დაკვირვების წერტილები, ნალექების ლითოლოგია, წოლის ელემენტები და ა. შ.). ამის შემდეგ, ნაოჭის ფრთების ამგები შრეების გამოსავლების აგება შეიძლება იმავე წესით, როგორც ეს ხდება დახრილად განლაგებული შრეებისათვის. შრეთა გადაღუნვის წერტილების დასადგენად საჭიროა ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გამოსავლის აგებაც, ვინაიდან, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ეს სიბრტყე წარმოადგენს ნაოჭის ამგები შრეების გადაღუნვის წერტილთა გეომეტრიულ ადგილს.



ნახ. II.46. ნაოჭა სტრუქტურების გამოსახულება გეოლოგიურ რუკაზე (ვ. აპროდოვის მიხედვით).

საველე პირობებში ნაოჭის ღერძული სიბრტყის წოლის ელემენტების გაზომვის საშუალება იშვიათად გვეძლევა. გარდა იმ შემთხვევებისა, როცა საქმე გვაქვს ისეთ გაშიშვლებებთან, სადაც კარგად ჩანს ორივე ფრთის ორიენტაცია და მათი გადაღუნვის ადგილი. ამიტომ, ამ წარმოსახვითი სიბრტყის მდებარეობის დადგენა ხდება გრაფიკული და ანალიზური მეთოდებით რუკებისა და ჭრილების საშუალებით.

ღერძული სიბრტყის გამოსავალი, რუკაზე ნაოჭის მორფოლოგიური ტიპის მიუხედავად, იქნება ნაოჭის ფრთების ამგები შრეების ზედაპირების გადაღუნვის წერტილებისა შემაერთებელი ხაზი (მრუდი

ან სწორი), თუ ასეთი წერტილები რუკაზე არსებობს. სხვა შემთხვევებში კი, ღერძული სიბრტყის გამოსავლის აგება შეიძლება ფრთების ამგები შრეებრივობის ზედაპირების სტრატოიზოჰიფსების საშუალებით. ამასთან, შესაძლოა შემდეგი შემთხვევები: 1) ნაოჭი სწორი ანუ სიმეტრიულია, 2) ნაოჭი დახრილია, 3) ნაოჭი გადაბრუნებულია და 4) ნაოჭი იზოკლინურია. სიმეტრიული ნაოჭის შემთხვევაში, ღერძული სიბრტყე შვეულია, ხოლო მისი მიმართებები ნაოჭის ფრთების (იგულისხმება ფრთებში შრეების გამყოფი ზედაპირები) მიმართებების პარალელურია ან პერიკლინების დაბოლოებების უბნებში მიმართების ხაზებს შორის კუთხის ბისექტრისას წარმოადგენს. იგი რუკაზე გამოისახება სწორი ხაზით, რომელიც ნაოჭის თარაზულ ნაწილში გაივლის სხვადასხვა ფრთის ერთსა და იმავე ზედაპირის ერთსახელა იზოჰიფსებს შორის შუა მანძილზე, ხოლო პერიკლინური დაბოლოების უბნებში — ერთსახელა სტრატოიზოჰიფსების გადაკვეთის წერტილებზე.

ასიმეტრიული ნაოჭის ღერძული სიბრტყე დახრილია მისი უფრო დამრეცი ფრთის მიმართულებით ანტიკლინში და პირიქით სინკლინში. ამიტომ, იგი რუკაზე არ გამოისახება სწორი ხაზით. ღერძული სიბრტყის მიმართება, ისევე, როგორც წინა შემთხვევებში, ნაოჭის პერიკლინური დაბოლოების უბნებში სხვადასხვა ფრთის მიმართებებს შორის კუთხის ბისექტრისაა, ხოლო მის თარაზულ ნაწილში — ფრთების მიმართებების პარალელურია. რაც შეეხება ღერძული სიბრტყის დახრის კუთხეს, იგი შეიძლება გამოვითვალოთ ფორმულით: $\alpha = 90° - \frac{\beta - \gamma}{2}$ ... (6), სადაც α — ნაოჭის ღერძული სიბრტყის დახრის კუთხეა, β და γ — ნაოჭის ფრთების დახრის კუთხე.

გადაბრუნებული ნაოჭის ღერძული სიბრტყე დახრილია მისი ფრთების დახრის მიმართულებით. ამ სიბრტყის მიმართება დგინდება ისევე, როგორც წინა შემთხვევებში, ხოლო დახრის კუთხე ფრთების დახრის კუთხეების ნახევარჯამის ტოლია $\alpha = \frac{\beta + \alpha}{2}$ ...(7).

იზოკლინური ნაოჭის როგორც ფრთები, ასევე ღერძული სიბრტყე ერთმანეთის პარალელურია, ამიტომ მისი აგებისას საჭიროა მხოლოდ ღერძული სიბრტყის გამოსავლის თუნდაც ერთი წერტილის დადგენა, ხოლო თვით სიბრტყე აიგება ფრთების პარალელურად.

ღერძული სიბრტყე ნაოჭის სიმეტრიის სიბრტყეს წარმოადგენს და ნაოჭის ფრთების წოლის ელემენტების ყოველი ცვლილება აუცილებლად იწვევს ღერძული სიბრტყის წოლის ელემენტების შეცვლას. ეს კი იმას ნიშნავს, რომ, როგორც წესი, ღერძული სიბრტყე ბუნე-

ბაში გამოსახულია როგორც მრუდე ზედაპირი, და ამრიგად, სახელწოდება სიბრტყე პირობითია.

ზემოთ მოყვანილიდან ნათლად ჩანს, რომ ნაოჭის ღერძული სიბრტყე კარგად ახასიათებს ნაოჭის ბუნებას მხოლოდ გარდიგარდმო მიმართულებით. ნაოჭის გრძივი მიმართულებით კი სრულ დახასიათებას იძლევა მისი ღერძი, რომელიც მიუთითებს ნაოჭის დაძირვასა თუ აზევებაზე ან მის თარაზულობაზე.

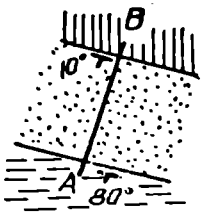
გეოლოგიურ რუკებზე ნაოჭის ღერძი გამოისახება მისი გეგმილის სახით. ნაოჭის ღერძი, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, არის შრის ერთ-ერთი გვერდის მაქსიმალური გადაღუნვის წერტილთა შემაერთებელი ხაზი. ამიტომ, ნაოჭში იმდენი ღერძის გატარება შეიძლება, რამდენი ზედაპირიც იღებს მონაწილეობას მის აგებულებაში. ნაოჭის ღერძები განლაგებულია მის ღერძულ სიბრტყეში. რუკაზე ღერძის ორიენტაცია გამოისახება ისრით. ისრის მიმართულება ღერძის დაძირვის მიმართულებას აჩვენებს, ხოლო გვერდზე მიწერილი ციფრი — დაძირვის კუთხეს.

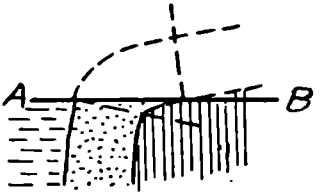
ნაოჭის ღერძის ორიენტაციის გარკვევა ხდება ისევე, როგორც ღერძული სიბრტყისა. ხოლო რუკაზე მისი გეგმილის დასატანად საჭიროა ნაოჭის ორივე ფრთაში ერთი და იმავე შრეებრივობის ზედაპირისათვის გავატაროთ ორი სხვადასხვა სტრატოიზოჰიფსი. თუ ღერძი თარაზულია, ეს სტრატოიზოჰიფსები ერთმანეთისა და ღერძის გეგმილის პარალელური იქნება, ხოლო თუ ღერძი იძირება, ისინი ერთმანეთს გადაკვეთენ. ნაოჭის ფრთების ერთსახელა სტრატოიზოჰიფსების გადაკვეთის წერტილების შეერთებით მივიღებთ ღერძის გეგმილს, რომელსაც მიმართულებას მივცემთ მაღალი სტრატოიზოჰიფსიდან დაბლისკენ. ღერძის დაძირვის კუთხის დასადგენად უნდა ავაგოთ მართკუთხა სამკუთხედი, რომლის თარაზული კათეტი არის მანძილი რუკაზე აღნიშნულ წერტილებს შორის, ხოლო შვეული კათეტი — ამ წერტილებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა. თარაზულ კათეტთან მდებარე მახვილი კუთხე ღერძის დაძირვის კუთხეა.

ახლა განვიხილოთ ნაოჭების გეოლოგიურ ჭრილებზე გამოსახვის შემთხვევები.

წარმოვიდგინოთ, რომ რუკაზე გამოსახულია შრე, რომლის სახურავს და საგებს განსხვავებული დახრის კუთხეები აქვს. ავაგოთ ჭრილი AB მიმართულებით (ნახ. II.47). AB პროფილზე დავიტანოთ სახურავის და საგების გადაკვეთის წერტილები ჭრილის ხაზთან და შესაბამისი დახრის კუთხეების მიხედვით ავაგოთ ჯერ სახურავის (დახრის კუთხე 80°) და შემდეგ საგების (დახრის კუთხე 10°) კვალი ჭრილზე (ნახ. II.47). ავღმართოთ მართობები სახურავის და ჭრილის ხაზის გადაკვეთის წერტილიდან საგების მიმართულებით და საგების

და ჭრილის გადაკვეთის წერტილიდან სახურავის მიმართულებით და მათზე გადავზომოთ შრის სიმძლავრე. მიღებულ წერტილებზე გავატაროთ მრუდე ხაზები სახურავის და საგების პარალელურად. აგებულ ჭრილზე ნათლად ჩანს შრის გაღუნვა, რომელმაც გამოიწვია დახრის კუთხეების მკვეთრი განსხვავება.

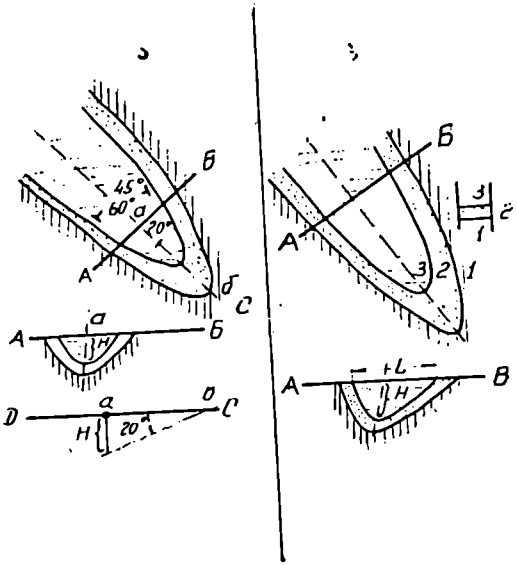




ნახ. II.47. ფრთებში მკვეთრად განსხვავებული დაქანების კუთხის მქონე ანტიკლინის გამოსახვა ჭრილში.

ახლა განვიხილოთ ჭრილის აგების ხერხი სინკლინისთვის, რომლის ფრთებს განსხვავებული დაქანებები აქვთ და რომლის ღერძი იძირება 20°-იანი კუთხით (ნახ. II.48, ა). *AB* მიმართულებით ჭრილის აგებას ვიწყებთ ღერძული სიბრტყის დატანით; ამისათვის საჭიროა ვიპოვოთ რუკაზე ჭრილის ხაზის და შარნირის გადაკვეთის წერტილი და გადავიტანოთ იგი ჭრილის ხაზზე (*a*). აღნიშნულ წერტილზე ვატარებთ ღერძული სიბრტყის პროექციას იმ ვარაუდით, რომ სინკლინებში ღერძული სიბრტყე გადახრილია ციცაბოდ დახრილი ფრთისაკენ, ხოლო ანტიკლინებში კი — დამრეცი ფრთისაკენ. ღერძული სიბრტყის გადახრა მიახლოებით განისაზღვრება ფრთების ასიმეტრიულობის და დახრის კუთხეების მიხედვით. შემდეგ დაგვაქვს შრეებრივობის სიბრტყეების კვალი ჭრილზე წოლის ელემენტების მიხედვით ორივე ფრთაში. ნაოჭის შარნირის განლაგების სიღრმის განსაზღვრა შეიძლება დაძირვის კუთხის მიხედვით. ამისათვის საჭიროა ავაგოთ დამატებითი ჭრილი ნაოჭის შარნირის გასწვრივ (*DC*). თუ *H* სიდიდეს გადავიტანთ *AB* ჭრილზე მივიღებთ გადაღუნვის წერტილს. ნაოჭის ამგები დანარჩენი სიბრტყეების გავლება მიღებული მრუდის პარალელურად შესაძლებელია შრეთა სიმძლავრის გათვალისწინებით.

ზოგიერთ შემთხვევებში ჭრილის აგება გვიხდება ისეთ უბნებზე, სადაც გაზომვათა რაოდენობა საკმარისი არ არის, ე. ი. არ არის ცნობილი ზუსტად ნაოჭის ფრთების დახრის კუთხეები და შარნირის დაძირვის სიდიდე (ნახ.II.48, ბ). ასეთ დროს, ჯერ საჭიროა დადგინდეს ნაოჭის ამგები შრეების ასაკობრივი თანმიმდევრობა, რათა განისაზღვროს ნაოჭის სახე. ჭრილს *AB*-ს გასწვრივ ვაგებთ ზემოთ აღწე-

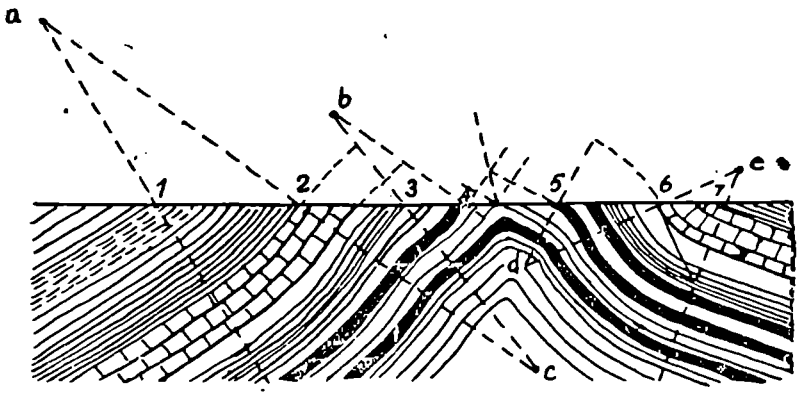


ნახ. II.48. სინკლინის გამოსახვა ჭრილში.

რილი წესის მიხედვით. აქ ღერძული სიბრტყის გადახრა უნდა განისაზღვროს შრის გამოსავლის სიგანის მიხედვით რუკაზე. გამოსავლის სიგანე დახრის კუთხის უკუპროპორციულია, ამიტომ მიღებულ შემთხვევაში ღერძული სიბრტყე გადაიხრება *A* წერტილისაკენ. რაც შეეხება გადაღუნვის წერტილის მდებარეობას, მისი სიღრმე განისაზღვრება ჭრილზე ერთი და იმავე სიბრტყის გამოსავალ წერტილებს შორის მანძილის ნახევრით. აღნიშნული ხერხით აიგება ყველა სახის ნაოჭი: სიმეტრიული, ასიმეტრიული, დაწოლილი და სხვა.

ზემოთ აღწერილი ჭრილები სქემატური ხასიათისაა. ზუსტი ჭრილების აგება ხდება ე. წ. რადიუსების მეთოდით. ამ მეთოდს ფართოდ იყენებენ ისეთ შემთხვევებში, როცა საქმე გვაქვს სასარგებლო ნამარხებთან.

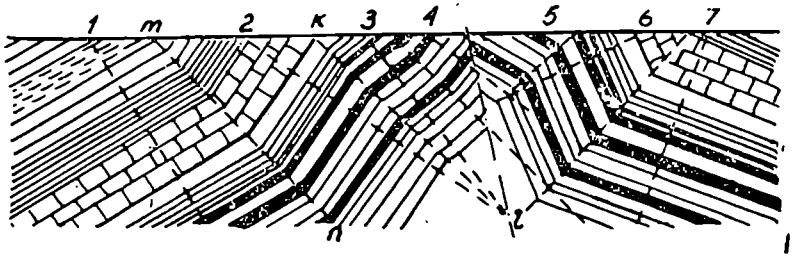
თავდაპირველად, რუკაზე ჭრილის ხაზის და თითოეული გამოსავლის გადაკვეთის წერტილი გადაგვაქვს პროფილზე შესაბამისი ელემენტებით (ნახ. II.49). ყოველ წერტილზე ვატარებთ დაქანების მართობს მომდევნო მართობის გადაკვეთამდე. მიღებული გადაკვეთის წერტილები (*a*, *b*, *c*...) წარმოადგენენ ცენტრებს, ხოლო მართობების მონაკვეთები ცენტრიდან პროფილის ხაზამდე — რადიუსებს. ყოველი ცენტრიდან ვატარებთ რკალს მის შესაბამის რადიუსებს შორის. რკალებით შედგენილი კლაკნილი პარალელური მრუდები, რომლებიც



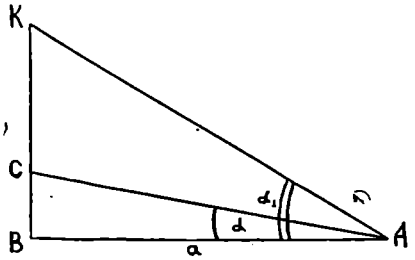
ნახ. II.49. ნაოჭის გამოსახვა ჭრილში რადიუსების მეთოდით.

გატარდება შრეთა სიმძლავრის და სტრატიგრაფიული თანმიმდევრობის გათვალისწინებით, წარმოადგენს რუკაზე მოცემული ნაოჭის გამოსახულებას ვერტიკალურ ჭრილში. თაღურ ნაწილში საჭიროა ორი უახლოესი ზედაპირის დაქანებების გაგრძელება ურთიერთგადაკვეთამდე. მიღებული წერტილების შემაერთებელი ხაზი ღერძული სიბრტყის პროექციაა.

ისეთ შემთხვევაში, როცა დახრის კუთხეები მკვეთრად განსხვავებულია, რადიუსებს შორის ვატარებთ არა რკალებს, არამედ მონაკვეთებს. ამასთან, სიმძლავრეთა დამახინჯების უგულებელსაყოფად საჭიროა ჯერ გავატაროთ პერპენდიკულარებით შექმნილი კუთხეების ბისექტრისები და ყოველი წერტილის მონაცემი გავავრცელოთ ამ ბისექტრისამდე, ხოლო შემდეგ გავატაროთ მონაკვეთები. მიღებული ტეხილი ხაზები წარმოადგენენ ნაოჭის გამოსახულებას ჭრილში (ნახ. II.50).



ნახ. II.50. ნაოჭის გამოსახვა ჭრილში რადიუსების მეთოდით მკვეთრად განსხვავებული დახრის კუთხეების შემთხვევაში.



ნახ. II.51. ვერტიკალური და თარაზული მასშტაბის დამოკიდებულება.

ჭრილების აგებისას სასურველია, რომ ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მასშტაბი ერთი და იგივე იყოს. მაგრამ, ზოგიერთ შემთხვევაში საჭირო ხდება ვერტიკალური მასშტაბის გაზრდა, რაც იწვევს დაქანების კუთხის დამახინჯებას.

წარმოვიდგინოთ, რომ (ნახ. II.51) CA არის შრის ერთ-ერთი სიბრტყის პროექცია ვერტიკალურ სიბრტყეზე, რომელიც ორიენტირებულია მიმართების მართობულად, ე. ი. α არის ჭეშმარიტი დახრის კუთხე. $\triangle BAC$-ში BC კათეტი შეესაბამება ჭრილის ვერტიკალურ მასშტაბს, ხოლო AB ჰორიზონტალურს. ვერტიკალური მასშტაბის გაზრდისას n-ჯერ მივიღებთ $\triangle BAK$-ს, რომელშიც $BK=n\cdot CB$.

$$\Delta BAC\text{-დან } CB=BA\cdot \operatorname{tg}\alpha;\ \Delta BAK\text{-დან. } BK=BA\cdot \operatorname{tg}\alpha_1,$$

სადაც α_1 — არის სიბრტყის დახრის კუთხე დამახინჯებული მასშტაბის პროფილზე.

მაშასადამე,

$$n\cdot CB=BA\cdot \operatorname{tg}\alpha\ \ CB=\frac{BA\cdot \operatorname{tg}\alpha}{n},$$

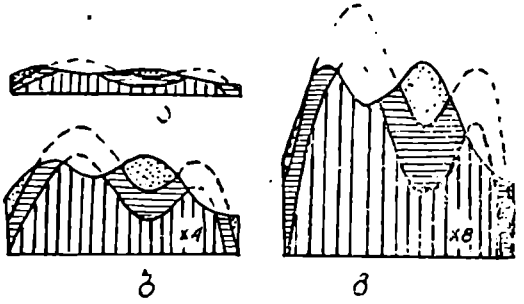
$$BA\cdot \operatorname{tg}\alpha=\frac{BA\cdot \operatorname{tg}\alpha_1}{n},\ \text{ე. ი. } \operatorname{tg}\alpha=n\cdot \operatorname{tg}\alpha_1. \qquad (8)$$

მასშტაბის დამახინჯებით გამოწვეული ცდომილებები განსაკუთრებით იჩენს თავს ნაოჭების შემთხვევაში (ნახ. II.52).

4. წყვეტითი დისლოკაციები

მიწის ქერქში ყოველთვის მოქმედებენ სხვადასხვა სახის დაძაბულობები, რომლებიც იწვევენ მისი ამგები ქანების დეფორმაციას. გადაჭარბებული დაძაბულობის შემთხვევაში დეფორმაციის პროცესი ჩვეულებრივ მსხვრევით მთავრდება. ქანებში ვითარდება მრავალგვარი წყვეტები, რომლებიც მიწის ქერქს ბლოკებად სახსრავენ. ზოგ შემთხვევაში ბლოკები გამყოფი ნაპრალების გასწვრივ ურთიერთგადაადგილებას არ განიცდიან და ადგილზე რჩებიან, სხვა შემ-

თხვევებში კი მათ შეიძლება ურთიერთმიმართ საკმაოდ დიდი მანძილითაც გადაინაცვლონ. ქანების ამგვარ დეფორმაციებს წყვეტითი აშლილობები ან დისლოკაციები ეწოდება.



ნახ. II.52. ვერტიკალური მასშტაბის გაზრდით გამოწვეული დამახინჯებანი:

ა — ვერტიკალური და ჰორიზონტული მასშტაბები ტოლია; ბ — ვერტიკალური მასშტაბი აღემატება ჰორიზონტულს ოთხჯერ; გ — რვაჯერ.

ნაპრალები. ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი ეწოდება ქანებში განვითარებულ წყვეტებს, რომელთა გასწვრივ გადანაცვლება ან საერთოდ არ ხდება, ანდა უმნიშვნელო სიდიდისაა. ნაპრალთა ერთობლიობა ქმნის ქანის ნ ა პ რ ა ლ ო ვ ნ ე ბ ა ს.

გახსნის ხარისხის მიხედვით შეიძლება გამოყოფილ იქნეს ფარული, დახურული და ღია ნაპრალები. ფარული ნაპრალები შეუიარაღებელი თვალით არ ჩანს. ისინი კარგად ვლინდებიან მხოლოდ ქანების დამტვრევის დროს. დახურული ნაპრალების კედლები მჭიდროდ ეკვრიან ერთმანეთს, ღია ნაპრალებს კი, ახასიათებთ კედლების კარგად გამოსახული დაშორება.

ნაპრალებს შეიძლება სხვადასხვაგვარი სივრცობრივი მდებარეობა გააჩნდეთ. მათი წოლის ელემენტები დაშრევების სიბრტყის წოლის ელემენტების მსგავსად იზომება.

სივრცობრივი ორიენტაციის მიხედვით ნაპრალები შეიძლება დავაჯგუფოთ ს ე რ ი ე ბ ა დ ან ს ი ს ტ ე მ ე ბ ა დ.

პირველი აერთიანებს მეტ-ნაკლებად პარალელურ, ხოლო მეორე კი — პარალელურ ნაპრალებს. ამდენად, სერია შეიძლება ორი ან მეტი სისტემის ნაპრალებს მოიცავდეს. ზოგჯერ ნაპრალთა ერთი სისტემა მეორეზე უკეთ არის განვითარებული და მაშინ მას მ თ ა ვ ა რ ს უწოდებენ.

დაფიქლება ნეიტრალური ტერმინია და ნიშნავს ნებისმიერი მიმართულებით ქანების დანაწევრებას ნაპრალთა ხშირი სისტემით. პირველადი წარმოშობის ხშირ ნაპრალებს **ფიქლებრივობა** ეწოდება, ხოლო ტექტონიკური წარმოშობის დაფიქლებას **კი — კლივაჟი**. არჩევენ აგრეთვე **განწევრებას**, რომელიც არატექტონიკურ ნაპრალოვნებას წარმოადგენს და მის შედეგად ქანები განსაზღვრული ფორმის სხეულებად ნაწევრდებიან.

ნაპრალოვნების რაოდენობრივი შეფასებისათვის შემოღებულია კუთრი ნაპრალოვნების და ნაპრალთა სიხშირის ცნებები. კუთრი ნაპრალოვნება ეწოდება თვალით ხილულ ნაპრალთა რაოდენობას გაშიშვლებული ქანების ერთ გრძივ მეტრზე. ნაპრალთა სიხშირე გაშიშვლების ერთ კვადრატულ მეტრზე მოსულ ნაპრალთა რაოდენობაა.

აღნიშნულისა და ნაპრალთა ორიენტირების მასობრივ განაზომთა გამოყენება საშუალებას იძლევა დადგენილ იქნეს სივრცეში მათი განაწილების სხვადასხვა სტატისტიკური კანონზომიერებები. სხვადასხვა ტექტონიკურ ფორმებთან (ნაოჭები, რღვევები და ა. შ.) ნაპრალოვნების კანონზომიერი კავშირის დადგენისათვის იყენებენ ნაპრალთა მასობრივი განაზომების სტატისტიკური დამუშავების მეთოდს. ეს მეთოდი დეტალურად არის განხილული წინამდებარე წიგნის V თავში.

ნაპრალების კლასიფიკაცია. ნაპრალები შეიძლება დაჯგუფებულ იქნენ გეომეტრიული ან გენეტური პრინციპით. აღნიშნული კლასიფიკაციები ნაპრალოვნებას სხვადასხვა თვალსაზრისით განიხილავენ და ამიტომ ერთმანეთს ავსებენ. გეომეტრიული კლასიფიკაცია ატარებს აღწერით ხასიათს. ის ში[illegible]რებით მარტივია, მაგრამ არ იძლევა წარმოდგენას ნაპრალთა წა[illegible]ბაზე. გენეტური კლასიფიკაცია გულისხმობს ნაპრალთა დაჯგუ[illegible] წარმოშობის მიხედვით, თუმცა ეს ყოველთვის არ ხერხდება.

ნაპრალების გეომეტრიული კლასიფიკაცია. მკვეთრად გამოსახული შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის მქონე დანალექ და მეტამორფულ ქანებში გამოყოფენ (ნახ. II.53) **განივ, გასწვრივ, ირიბ** და **თანხვდენილ** ნაპრალებს. განივი ნაპრალები შრეობრიობას ან ფიქლებრიობას დაქანების მიმართულებით კვეთენ. გასწვრივი ნაპრალები მიმართების პარალელურია, მაგრამ ვერტიკალურ ჭრილებში მათი გამკვეთია. ირიბი ნაპრალები შრეებრივობისა და ფიქლებრივობის მიმართებასა და დაქანებას კვეთენ. თანხვდენილი ნაპრალები სივრცეში შრეობრიობის ელემენტების პარალელურია.

მასიურ, ზოგჯერ კი შრეებრივ და ფიქლებრივ ქანებში, ნაპრალებს დაქანების კუთხეების მიხედვით აჯგუფებენ. ასეთ შემთხვევებში გამოყოფენ ნაპრალთა შემდეგ სახეებს:

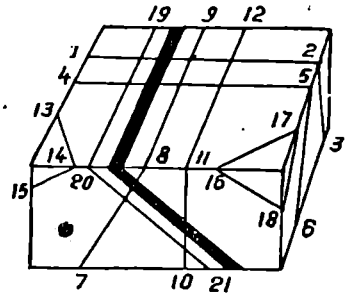
შვეულს — 80--დან 90°-მდე	დაქანების კუთხეებით;
ციცაბოს — 45-დან 80°-მდე	—„— —„—
დამრეცს — 10-დან 45°-მდე	—„— —„—
თარაზულს — 0-დან 10°-მდე	—„— —„—

ცალკეული შრეების ფარგლებში განვითარებულ ნაპრალებს შრისშიდას უწოდებენ, ხოლო რამდენიმე შრის გადამკვეთს — გამჭოლ ნაპრალებს.

ნაპრალების გენეტური კლასიფიკაცია. წარმოშობის მიხედვით არჩევენ: I.— არატექტონიკურ ნაპრალებს: 1. პირველადს, 2. გამოფიტვის, 3. მეწყრების, ჩამოქცევებისა და ჩაქცევების, 4. განტვირთვის.

II. ტექტონიკურ ნაპრალებს: 1. მოწყვეტის, 2. სხლეტვის და 3. გასრესვის.

არატექტონიკური ნაპრალების წარმოქმნა გამოწვეულია როგორც ქანების შინაგანი თვისებების შეცვლით, ასევე მათზე ეგზოგენური პროცესების მოქმედებით.



ნახ. II.53. ნაპრალების გეომეტრიული კლასიფიკაცია (შრე შავად არის შეფერილი) (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

1—2—3 და 4—5—6 — განივი ნაპრალები, 7—8—9 და 10—11—12 — გასწვრივი ნაპრალები, 13—14—15 და 16—17—18 — ირიბი ნაპრალები, 19—20—21 — თანხვედენილი ნაპრალები.

პირველადი ნაპრალები დანალექ ქანებში უმთავრესად დიაგენეზისის (ე. ი. ნალექის ქანად ქცევის) პროცესში წარმოიშობიან.

პირველადი (დიაგენეტური) ნაპრალები, როგორც წესი, ვითარდებიან ცალკეულ შრეებში და შრეობრიობის მიმართ მართობულად არიან ორიენტირებული. მათ ხშირად ახასიათებთ რთული გაღუნული და ხორკლიანი ზედაპირები. დიაგენეტური ნაპრალები დაშრევების ზედაპირებზე პოლიგონალურ ბადეს ქმნიან.

ეფუზიურ ქანებში პირველადი ნაპრალები გაცივების დროს წარმოქმნილი დაძაბულობების შედეგად ვითარდებიან. მოცულობის შემცირება ყოველთვის იწვევს ნაპრალების წარმომქმნელი გამჭიმავი დაძაბულობების გაჩენას. ლავებისათვის განსაკუთრებით დამახასიათებელია სვეტური და სფერული განწევრება. თუ მაგმური ქანი ბრტყელი კონტაქტის გასწვრივ თანაბრად ცივდება, მაშინ ნაპრალები

ვითარდებიან ამ კონტაქტის მართობი და ერთმანეთისაგან 120° კუთხით მოცილებული სამი სიბრტყის გასწვრივ. ცალკეული ბლოკები ექვსწახნაგა პრიზმის ფორმას ღებულობენ (ნახ. II.54) და ჰექსაგონალურ სვეტურ განწევრებას ქმნიან.

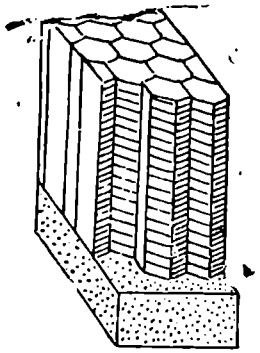
რომელიმე წახნაგის განუვითარებლობამ შეიძლება გამოიწვიოს ხუთ და ოთხწახნაგა პრიზმების წარმოქმნა. სფერული განწევრება წარმოიქმნება ლავური განფენების უმეტესად წყალქვეშ სწრაფი გაცივების დროს.

გამოფიტვის ნაპრალები წარმოიქმნებიან ტემპერატურის მკვეთრი დღეღამური ცვალებადობით (ინსოლაცია), წყლის გაყინვის ძალის მოქმედებით, მარილებისა და მინერალების ზემოქმედებით, ბიოქიმიური და ქიმიური პროცესების ზეგავლენით და სხვ. ყოველივე აღნიშნულის გამო მათში ვითარდება ნაპრალთა ბადე, რომელიც დიდი ბლოკების უფრო მცირე ნაწილებად დაყოფას იწვევს. გამოფიტვის დროს ქანების დაშლა უმეტესად ადრე არსებული ნაპრალების გახსნა-გაფართოებისა და საკუთრივ გამოფიტვის ნაპრალთა გაჩენის ხარჯზე ხდება. ქანების გამოფიტვით გამოწვეული მსხვრევის ხარისხი და ნაპრალთა სიხშირე სიღრმესთან ერთად მცირდება. გამოფიტვის ნაპრალები მიწის ზედაპირიდან ჩვეულებრივ 10—15 მ სიღრმემდე ვრცელდება. იშვიათად ეს სიღრმე შეიძლება 30—50 მეტრამდე გაიზარდოს.

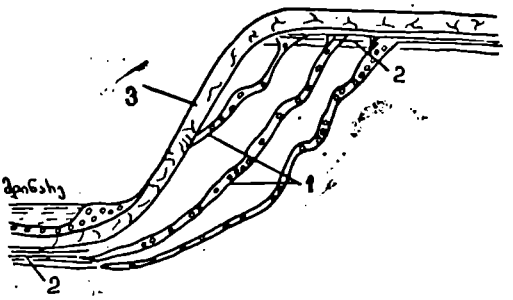
მეწყრების, ჩამოქცევის და ჩაქცევების ნაპრალები (გრავიტაციული) საკმაოდ ფართოდ არიან გავრცელებული, მაგრამ ყოველთვის ადგილობრივ ხასიათს ატარებენ. ისინი ძირითადად სიმძიმის ძალის მოქმედების შედეგად ვითარდებიან. და იყენებენ ნებისმიერი სახის არსებულ ნაპრალთა ზედაპირებს. ამის გამო საკუთრივ გრავიტაციულ ნაპრალთა გამოყოფა ძალიან რთული ამოცანაა. ამ ნაპრალთა გასწვრივ ხშირად ადგილი აქვს დაცოცებას.

განტვირთვის ნაპრალები წარმოადგენენ რთული წარმოშობის ნაპრალებს. ცნობილია, რომ ქანები მიწის ქერქში დაძაბულ მდგომარეობაში იმყოფებიან. ამის ძირითად მიზეზს სიმძიმის ძალა, ანუ თვით ქანთა წონა წარმოადგენს. სხვა მნიშვნელოვან მიზეზებიდან აუცილებელია აღინიშნოს ტექტონიკური დაძაბულობები. ამ ძალების მოქმედებისაგან განთავისუფლებისას (ზედაპირთან ახლოს, სამთო გამონამუშევრებში, მდინარეთა ფერდებზე და სხვა) ქანები იწყებენ თავისუფალ სივრცეში გამოწბერვას, რასაც თან სდევს ორი ტიპის დამახასიათებელი ნაპრალების გაჩენა (ნახ. II.55).

განშრევების ნაპრალები რელიეფის გაშიშვლებული ზედაპირის პარალელურად ვითარდებიან. ზედაპირის ახლოს ისინი ხშირი და კარგად გამოსახული არიან, ხოლო სიღრმეში უფრო იშვიათი და



ნახ. II.54. ამონთხეულ ქანებში განვითარებული ჰექსაგონალური სვეტური განწევრება და მისი დამოკიდებულება ბრტყელ კონტაქტთან (ფ. ლახის მიხედვით). შემცველი ქანები წერტილებით არის ნაჩვენები.



ნახ. II.55. კიდური განტვირთვისა (1) და განშრევების (2) ნაპრალთა განლაგების სქემა (ა. ლიკოშინის მიხედვით).

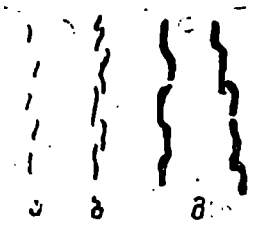
ციფრით 3 ნაჩვენებია გამოფიტული ზონა.

ნაკლებად ცხადი ხდებიან. კიდური განტვირთვის ნაპრალები წარმოიქმნებიან ძირითად ქანებში განვითარებული ხევებისა და მდინარეების ფერდობებზე. ისინი მდინარისაკენ 30—50° კუთხით არიან დახრილი და სიღრმეში მდინარის დონემდე ვრცელდებიან.

ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი წარმოიქმნებიან ტექტონიკური ძალების ზეგავლენით. ამ დროს წარმოქმნილ დეფორმაციებს თითქმის ყოველთვის თან სდევს ნაპრალთა გაჩენა.

ტექტონიკური ნაპრალების ძირითადი გენეტური ტიპებია: მ ო წ ყ ვ ე ტ ი ს, ს ხ ლ ე ტ ვ ი ს და გ ა ს რ ე ს ვ ი ს ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი. განვიხილოთ მოკლედ ამ ნაპრალთა დამახასიათებელი ნიშნები.

მ ო წ ყ ვ ე ტ ი ს ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი ჩვეულებრივად გახსნილი არიან და რაიმე გადანაცვლების კვალს არ ატარებენ. შექმნილი სიცარიელე ხშირად ამოვსებულია სხვადასხვაგვარი (ჰიდროთერმული, მაგმური, ზოგჯერ კლასტური) წარმონაქმნებით. მათი ზედაპირები უსწორმასწოროა, ხაოიანი, ზოგჯერ დაბილულიც. მოწყვეტის ნაპრალების გასწვრივ ქანები მსხვრევას განიცდიან. ნატეხები და დიდი მარცვლები ხშირად ამოიგლიჯებიან თავიანთი „ბუდიდან“ და ნაპრალის კედლებზე შესაბამის ჩაღრმავებებს ტოვებენ. ეს ნაპრალები



ნახ. II.56. მოწყვეტის ნაპრალის ზრდის სქემა (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით.)

ა, ბ, გ — ზრდის სტადიები.

მიმართებისა და დაქანების გასწვრივ სწრაფად ისოლებიან (ნახ. II.56).

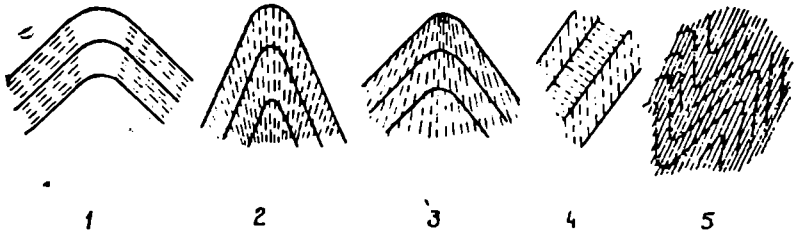
მოწყვეტის ნაპრალები შეიძლება როგორც რეგიონალური, ისე ლოკალური ხასიათის იყვნენ. მოწყვეტის რეგიონალური ნაპრალები ვითარდებიან ქანებში, რომელთაც გაჭიმვა განუცდიათ. ამ პირობებში ჩვეულებრივ წარმოიქმნება ციცაბოდ დახრილი ნაპრალების ერთი სისტემა, რომელიც ნაოჭების მიმართ გარდიგარდმო ორიენტაციისა იქნება. იზომეტრიული ფორმის ნაოჭებში მოწყვეტის ნაპრალები რადიალური და კონცენტრული განაწილებით ხასიათდებიან. ამ სახის ნაპრალები ყველაზე ხშირად სტრუქტურების გადაღუნვის ადგილებს უკავშირდებიან, რაც ასეთი უბნების გაჭიმვით აიხსნება.

ს ხ ლ ე ტ ვ ი ს ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი ჩვეულებრივ მჭიდროდ არიან დახურული. მათ გააჩნიათ გლუვი ზედაპირები, რომლებზეც ხშირად შეიმჩნევა გადანაცვლების კვლები ნაკაწრების, შტრიხებისა და სხლეტვის სარკეთა სახით. სხლეტვის ნაპრალები ქანთა ნატეხებსა და დიდ მარცვლებსაც ჰკვეთენ. ამ ნაპრალებისათვის დამახასიათებელია ნაკლები ცვალებადობა მიმართებასა და დაქანებაზე. მათ ხშირად დიდი გამწეობა ახასიათებთ. სხლეტვის ნაპრალთა განვითარებისათვის უფრო ხელსაყრელია მიწის ქერქის შეკუმშვის უბნები. ისინი ფართოდაა განვითარებული შეცოცებების, შესხლეტვებისა და ნაწევების გავრცელების რაიონებში.

გ ა ს რ ე ს ვ ი ს ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი მოქმედი ტექტონიკური ძალების მართობულად ვითარდებიან. ისინი შედარებით სწორხაზოვანი, მჭიდროდ შეკუმშული და გლუვი არიან. ეს ნაპრალები ქანების პლასტიკური დინების შედეგად წარმოიქმნებიან და სივრცეში ქანთმაშენ მინერალების ორიენტაციას განაპირობებენ. ეს ნიშანი საშუალებას იძლევა ერთმანეთისაგან გავარჩიოთ გასრესვისა და სხლეტვის ნაპრალები.

კ ლ ი ვ ა ჟ ი ეწოდება მრავალრიცხოვან, ერთმანეთთან ძლიერ ახლოს განლაგებულ პარალელურ ნაპრალთა სისტემას, რომელიც ქანების პლასტიკური დეფორმაციის, კერძოდ დანაოჭების დროს წარმოიქმნება.

მიწის ზედაპირზე და მცირე სიღრმეზე (გამოფიტვის ზონაში) კლივაჟი წარმოგვიდგება ხშირი პარალელური ღია ან დახურული ნაპრალებით. ისინი მრავალ შემთხვევაში ატარებენ სხლეტვის ან ხა-



ნახ. II. 57. კლივაჟის სახეები:

1 — დაშრევების პარალელური კლივაჟი; 2—5—გამკვეთი კლივაჟი: 2—მარაოსებური; 3—შებრუნებული მარაოსებური; 4—S-ისებური; 5—მთავარი, ანუ ღერძული სიბრტყის პარალელური (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

ხუნის კვალსაც. გამოფიტვის ზონის ქვემოთ კლივაჟის ნაპრალები ფარული არიან.

ვ. ბელოუსოვის (1954) და ა. მიხაილოვის (1956) კლასიფიკაციის შესაბამისად შეიძლება გავარჩიოთ კლივაჟის ორი ძირითადი ჯგუფი, რომლებშიც გამოიყოფა ცალკეული ტიპები და სახეები.

პირველ ჯგუფს მიეკუთვნება დანაოჭებასთან დაკავშირებული კლივაჟი (ნახ. II.57), რომელშიც ერთიანდება ორი ძირითადი ტიპი:

1. პლასტიკური დეფორმაციის ადრეულ სტადიაზე წარმოქმნილი დაშრევების პარალელური კლივაჟი (შრის კლივაჟი) და

2. გამკვეთი კლივაჟი, რომელშიც, თავის მხრივ, გაირჩევა შემდეგი სახეები:

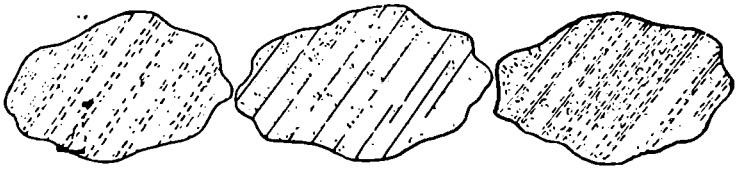
ა) მარაოსებური კლივაჟი—ნაპრალები ამ შემთხვევაში ღერძულ სიბრტყესთან ადგენენ მახვილ კუთხეს, მარაოსებურად არიან ორიენტირებული და იკრიბებიან ანტიკლინებში ქვევით და სინკლინებში ზევით.

ბ) შებრუნებული მარაოსებური კლივაჟი—ამ შემთხვევაში კლივაჟის ზედაპირები ანტიკლინების თაღში და სინკლინების გულში იკრიბებიან.

გ) S-ისებური კლივაჟი — ხასიათდება სიბრტყეთა ორიენტირების ცვლილებით სხვადასხვა შემადგენლობის ქანებში.

დ) მთავარი კლივაჟი—ვითარდება ნაოჭის ღერძული სიბრტყის პარალელურად როგორც თაღში, ისე ფრთებში. მას ღერძული სიბრტყის კლივაჟსაც უწოდებენ.

მეორე ჯგუფს ა. მიხაილოვი აკუთვნებს აგრეთვე რღვევის მიმდებარე კლივაჟს (აშლილობის პარალელური). უკანას-



ნახ. II.58. კლივაჟის მთავარი ტიპები:

ა) დინების კლივაჟი; ბ) მსხვრევის კლივაჟი; გ) სხლეტვის კლივაჟი (გ. აიგირეის მიხედვით).

კნელი, ვითარდება დიდი რღვევების ახლოს. ამ ჯგუფის კლივაჟით მოცული ზონების სიმძლავრე ზოგჯერ 200—400 მ აღწევს. რღვევის გასწვრივ გადანაცვლებასთან შედარებით კლივაჟის სიბრტყეები უფრო ადრინდელია. ამაზე მიუთითებს კლივაჟირებული ქანების ნატეხთა არსებობა ტექტონიკურ ბრექჩიებში.

კლივაჟის წარმოშობას უმეტესად თან სდევს ქანის შემადგენელი ბრტყელი და წაგრძელებული მინერალების კანონზომიერი ორიენტაცია. თუ ასეთი ორიენტაცია ქანის მთელ მასას ახასიათებს, მაშინ კლივაჟს დინების კლივაჟი ეწოდება (ნახ. II.58, ა).

იმ შემთხვევაში, როდესაც ქანთმაშენი მინერალები მხოლოდ კლივაჟის სიბრტყეთა გასწვრივ არიან ორიენტირებული, მაშინ სხლეტვის კლივაჟზე ლაპარაკობენ (ნახ. II.58, გ). ზოგიერთ შემთხვევაში კლივაჟის ზედაპირები შეიძლება გაჩნდნენ მინერალთა რაიმე კანონზომიერი ორიენტაციის გარეშეც. ასეთ კლივაჟს მსხვრევის კლივაჟი ეწოდება (ნახ. II.58, ბ).

განვიხილოთ კლივაჟის პრაქტიკული გამოყენების ზოგიერთი საკითხი. ეს ყველაზე კარგად შეიძლება ვუჩვენოთ მთავარი, ანუ ნაოჭის ღერძული სიბრტყის პარალელური, კლივაჟის მაგალითზე.

ნორმალური ნაოჭების გარდიგარდმო ჭრილებში კლივაჟის დაქანების კუთხეები ქანების დაქანებასთან შედარებით ყოველთვის ციცაბოა (ნახ. II.59). იზოკლინური ნაოჭების ფრთების დაქანება კლივაჟის სიბრტყეთა დაქანებას თანხვდება. გადაყირავებული ნაოჭების გადაბრუნებულ ფრთებში კლივაჟი ქანების დაქანებაზე დამრეცად არის ორიენტირებული. ნაოჭების თაღურ ნაწილებში (გეგმაზეც და ჭრილშიც) კლივაჟი შრეებრივობის მართობია. გეგმაზე კლივაჟი თანხვდება ან მახვილი კუთხით კვეთს ნაოჭის ფრთებში ქანების მიმართებას. შრეებრივობის კვალი კლივაჟის ზედაპირებზე ნაოჭის ღერძის დაძირვის მიმართულების მაჩვენებელია (ნახ. II.60). კლივაჟის ზედაპირზე შრეებრივობის დაქანება ნაოჭის ღერძის დაძირვის მიმართულების გამომსახველია.

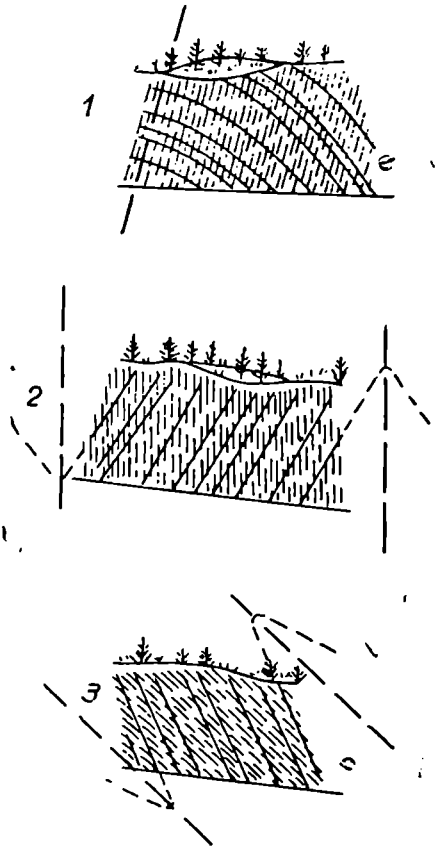
კლივაჟის აღწერილი თვისებები. დიდ დახმარებას გვიწევენ ნაოჭა სტრუქტურების შესწავლის დროს.

დიდი დიზუნქტივების ბაგეებში რღვევის სიბრტყის პარალელური კლივაჟის შესწავლა საკუთრივ რღვევების ორიენტაციის განსაზღვრისათვის გამოიყენება.

რღვევები (დიზიუნქტივები). წყვეტით აშლილობას, რომლის მიმართაც ადგილი აქვს მიმდებარე ბლოკების გადაადგილებას **რ ღ ვ ე ვ ა** ეწოდება. რღვევები შეიძლება სხვადასხვა მასშტაბის იყოს. ზოგჯერ მათი სიგრძე ასობით კილომეტრს შეადგენს, ხოლო გადანაცვლება მათ გასწვრივ შეიძლება რამდენიმე ათეულ კილომეტრს აღწევდეს.

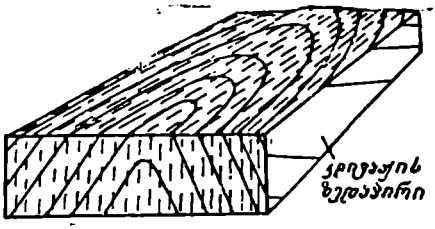
ზედაპირს, რომლის გასწვრივაც გადაადგილება ხდება რღვევის სიბრტყეს ან **რ ღ ვ ე ვ ი ს ზ ე დ ა პ ი რ ს** უწოდებენ.

მიუხედავად იმისა, რომ რღვევის ზედაპირი ჩვეულებრივ უსწორმასწოროა, ის ზოგადად შეიძლება სიბრტყედ მივიჩნიოთ. მისთვის ტერმინები მიმართება, დაქანება და დაქანების კუთხე იმავე მნიშვნელობით გამოიყენება, როგორც შრეების აღწერისას. ამ ელემენტების გარდა რღვევას ახასიათებენ აგრეთვე მისი გადახრით შეეული სიბრტყიდან (ნახ. II.61).



ნახ. II.59. კლივაჟის, შრეებრივობის და ნაოჭების ღერძული სიბრტყეების ურთიერთდამოკიდებულება ჭრილში (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

1 — კლივაჟი შრეებრივობის მართობია — ნაოჭის თაღი; 2 — კლივაჟი შრეებრივობაზე ციცაბოა—ნორმალური ნაოჭის ფრთა; 3—კლივაჟი შრეებრივობაზე დამრეცია — გადაყირავებული ნაოჭის ფრთა. ნახატები წარმოადგენენ ვერტიკალურ ჭრილებს. გრძელი პუნქტირით ნაჩვენებია ანტიკლინურ და სინკლინურ ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეების შესაძლო მდებარეობა ჭრილში. უწყვეტი ხაზები შრეებრივობას გამოსახავენ, მოკლე პუნქტირი კი კლივაჟს.



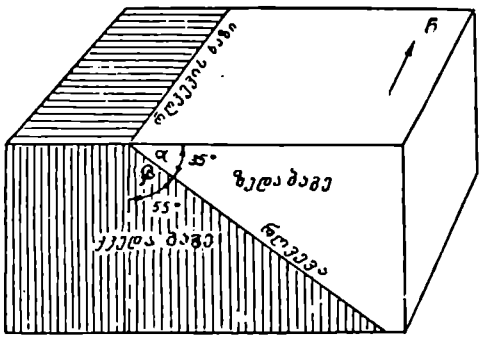
ნახ. II.60. ნოჰში კლივაჟის მდებარეობის გამომსახველი სქემა (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

რღვევით გაწყვეტილ და გადაადგილებულ ქანთა ბლოკებს ბაგეები ეწოდება. ბლოკს, რომელიც რღვევის დახრილი ან თარაზული ზედაპირის ზემოთ მდებარეობს ზედა ბაგეს უწოდებენ, ქვემოთ მდებარე ბლოკს კი ქვედა ბაგეს. რღვევის სიბრტყის გასწვრივ ერთმანეთის მიმართ შეფარდებითი ვერტიკალური გადანაცვლების მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ **აწეული** და **დაწეული ბაგეები**.

რღვევის სიბრტყის მიწის ზედაპირთან გადაკვეთის ხაზს რღვევის ხაზი ეწოდება.

ცნობილია რღვევების შემდეგი ძირითადი სახეები: **ნასხლეტი**, **შესხლეტვა**, **ნაწევი** (ანუ **განსხლეტი**), **განაწევი** და **შეცოცება**. ბუნებაში ხშირად აქვს ადგილი ამ სახეთა კომბინაციას.

ნასხლეტი ეწოდება რღვევას დაწეული ზედა ბაგით. ნასხლეტების მიერ გაწყვეტილი ბაგეები ერთი მეორის საწინააღმდეგო მი-



ნახ. II.61. რღვევის ელემენტები:

α — დაქანების კუთხე; β — რღვევის გადახრა (მ. ბილინგსის მიხედვით).

მართულებით გადაადგილდებიან (ნახ. II.62), რაც მხოლოდ მიწის ქერქის გაჭიმვით შეიძლება აიხსნას.

ნახ. II.62. ნასხლეტის წარმოქმნის სქემა. უწყვეტი ისრები მოქმედ ძალებს გამოხატავენ, წყვეტილი ისრები კი ბლოკების გადანაცვლების მიმართულებას.

ნახ. II.63. შესხლეტვების წარმოქმნის სქემა.

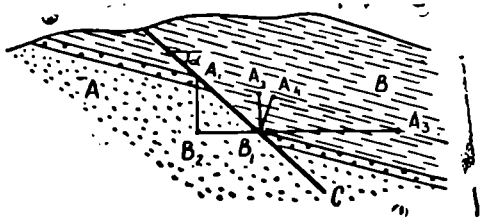
უწყვეტი ისრები მოქმედ ძალებს გამოხატავენ, წყვეტილი ისრები კი გადანაცვლების მიმართულებას.

შ ე ს ხ ლ ე ტ ვ ა ეწოდება რღვევას აწეული ზედა ბაგით. ისევე, როგორც ნასხლეტის დროს, ბაგეების გადაადგილება აქაც რღვევის დაქანების ხაზის გასწვრივ ხდება. ამ სახის რღვევებში ხდება ზედა ბაგის მიერ ქვედას გადაფარვა. ასეთ ნაწილებში გაყვანილი ჭაბურღილებისათვის დამახასიათებელია გავლილი ჰორიზონტების გამეორება, რაც მიწის ქერქის შეკუმშვაზე მიგვითითებს (ნახ. II.63).

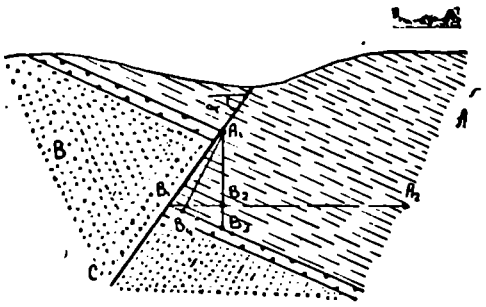
ნებისმიერი გადაადგილება რღვევის გასწვრივ, ამ უკანასკნელის სივრცეში ორიენტაციის მიუხედავად, შეიძლება გადანაცვლების სიდიდით (ვექტორით) იქნეს გამოსახული.

ნასხლეტებსა და შესხლეტვებს აქვთ საერთო ბუნების მქონე სხვა ელემენტებიც. კერძოდ, ასეთი ელემენტებია: რღვევის ა მ პ ლ ი ტ უ დ ა, რომელიც ბაგეების ურთიერთგადაადგილების სიდიდეს გამოხატავს და დ ა შ ო რ ე ბ ა (გ ა ნ ა შ ა ლ ი), ანუ მანძილი ერთი და იმავე გეოლოგიური ელემენტის გაწყვეტილ ნაწილებს შორის. II.64 ნახაზზე მოცემულია ნასხლეტებისათვის დამახასიათებელი ელემენტები: ქვედა ბაგე (*A*), ზედა ბაგე (*B*), რღვევის სიბრტყე (*C*), რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხე (α), ამპლიტუდა რღვევის სიბრტყის გასწვრივ (A_1—B_1), ვერტიკალური ამპლიტუდა (A_1 — B_2), ჰორიზონტალური ამპლიტუდა (B_1—B_2), სტრატიგრაფიული ამპლიტუდა (A_4—B_1), ვერტიკალური დაშორება (A_2 — B_1), ჰორიზონტალური დაშორება (A_3—B_1). შესხლეტვებისათვის დამახასიათებელი ელემენტები ნაჩვენებია II.65 ნახაზზე: ქვედა ბაგე (*A*), ზედა ბაგე (*B*), რღვევის სიბრტყე (*C*), რღვევის დაქანების კუთხე (α), ამპლიტუდა რღვევის სიბრტყის გასწვრივ (A_1—B_1), ვერტიკალური ამპლიტუდა (A_1—B_2), ჰორიზონტალური ამპლიტუდა, ანუ გადაფარვა (B_1—B_2), სტრატიგრაფიული ამპლიტუდა (A_1—B_4), ვერტიკალური დაშორება (A_1—B_3), ჰორიზონტალური დაშორება (B_1—A_2).

ნასხლეტები და შესხლეტვები ხშირად ვითარდებიან ჯგუფების სახით და მოიცავენ დიდ ტერიტორიებს. რღვევებით მიწის ქერქის



ნახ. II.64. ნასხლეტის ელემენტები (განმარტება ტექსტში) (ა. მიხაილოვის მიხედვით).



ნახ. II.65. შესხლეტვის ელემენტები (განმარტება ტექსტში) (ა. მიხაილოვის მიხედვით)

დანაწევრება განაპირობებს მის ბლოკურ აგებულებას. ცალკეული ბლოკები ხშირად დიდი ზომისა არიან. ისინი მიმდებარე უბნებთან შედარებით შეიძლება დაწეული ან აწეული იყვნენ და შექმნან სტრუქტურები, რომელთაც ჰორსტები და გრაბენები ეწოდება.

გრაბენი ეწოდება ნასხლეტებით და ზოგჯერ შესხლეტვებით წარმოქმნილ სტრუქტურას, რომლის ცენტრალური ნაწილიც კიდეებთან შედარებით დაწეულია და ზედაპირზე უფრო ახალგაზრდა ქანებით არის აგებული.

ჰორსტი ნასხლეტებით და შესხლეტვებით წარმოქმნილი სტრუქტურაა და ხასიათდება ცენტრალური ნაწილის აწევით, სადაც კიდეებთან შედარებით ძველი ქანები გვხვდება.

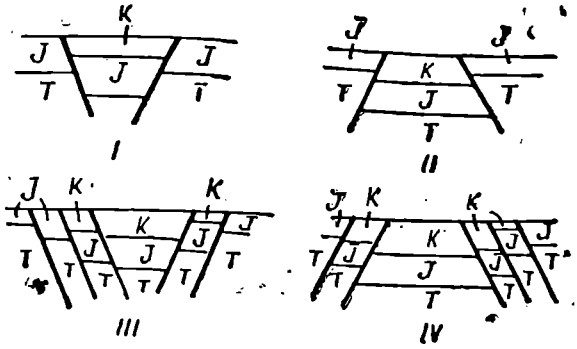
არჩევენ მარტივ და რთულ გრაბენებსა და ჰორსტებს (ნახ. II.66 და 67).

მარტივი ფორმები წარმოიქმნებიან ორი ნასხლეტით ან შესხლეტვით, რთულში კი მრავალრიცხოვანი რღვევები ღებულობენ მონაწილეობას.

გრაბენები და ჰორსტები ფართოდ გავრცელებული ტექტონიკური ფორმებია და მათი ზომები სულ მცირედან ხშირად გრანდიოზულამდეც შეიძლება იცვლებოდეს (ნახ. II.68).

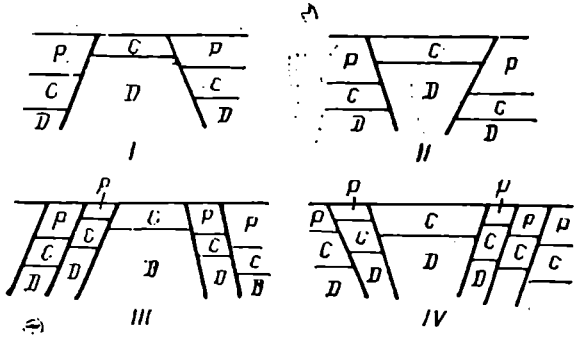
მაგალითად, რეინის გრაბენის სიგრძე თითქმის 300 კმ-ია, სიგანე — 35—40 კმ, ხოლო გადანაცვლებათა ჯამური ვერტიკალური ამპლიტუდა 1000 მ აღწევს.

განსაკუთრებით დიდი ზომებით ხასიათდება აღმოსავლეთ აფრიკის გრაბენთა სისტემა. მათი საერთო სიგრძე 6000 კმ-ია, სიგანე — 370 კმ, ხოლო ჯამური ვერტიკალური ამპლიტუდა 2000 მ აჭარბებს.



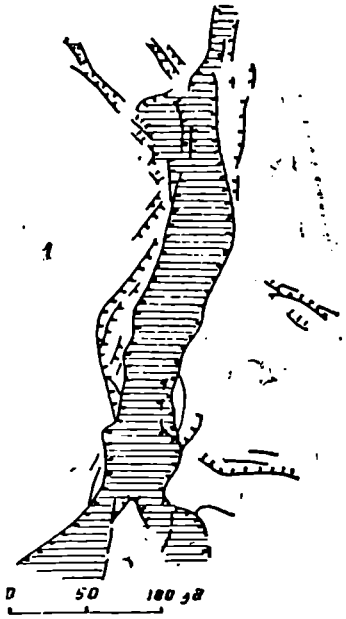
ნახ. II.66. გრაბენების ჭრილები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

ორი ნასხლეტით წარმოქმნილი მარტივი გრაბენი (I), ორი შესხლეტვით წარმოქმნილი მარტივი გრაბენი (II), მრავალი ნასხლეტით წარმოქმნილი რთული გრაბენი (III), მრავალი შესხლეტვით წარმოქმნილი რთული გრაბენი (IV).



ნახ. II.67. ჰორსტების ჭრილები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

ორი ნასხლეტით წარმოქმნილი მარტივი ჰორსტი (I), ორი შესხლეტვით წარმოქმნილი მარტივი ჰორსტი (II), მრავალი ნასხლეტით წარმოქმნილი რთული ჰორსტი (III), მრავალი შესხლეტვით წარმოქმნილი რთული ჰორსტი (IV).

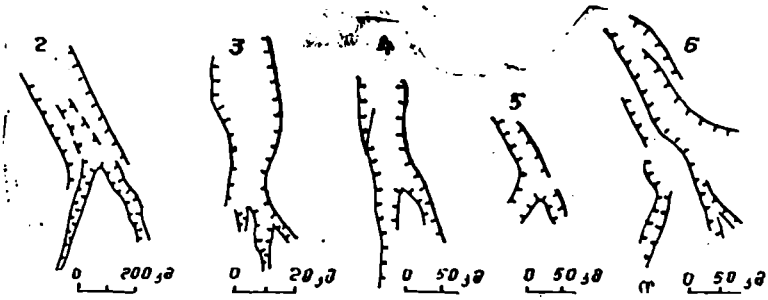


ნახ. II.68. დატოტვილი დაბოლოებლ.ა მქონე უდიდესი გრაბენები (ჰ. კლოოსის მიხედვით).

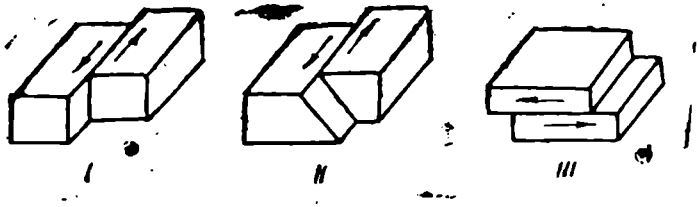
1 — რეინის გრაბენი; 2 — წითელი ზღვის ჩრდილო დაბოლოება; 3 — ვეტერნი; 4—ნიასა; 5—ტანგანიკა; 6—დიდი გრაბენი.

საქართველოში გრაბენულ სტრუქტურას წარმოადგენს ე. წ. რაჭა-ოსეთის გრაბენ-სინკლინი, რომელიც ძირითადად მიოცენური ნალექებით არის ამოვსებული. მისი სიგრძე 50 კმ-ია, ხოლო სიგანე 3 კმ-ს შეადგენს.

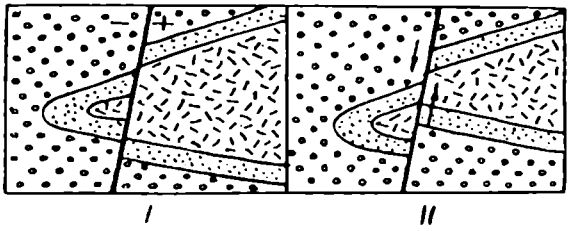
ჰორსტების განვითარების რაიონის კლასიკურ მაგალითებს წარმოადგენენ ცენტრალური ყაზახეთი და რუბისა და აღმოსავლეთ ჰუმბოლტის მთები ნევადის შტატში (აშშ).



ნ ა წ ე ვ ი (განსხლეტი) ეწოდება რღვევის სიბრტყის მიმართების პარალელური გადანაცვლების მქონე დიზიუნქტიურ დისლოკაციას (ნახ. II.69). თუ ნაწევის ბაგეების ერთმანეთის მიმართ გადანაცვლება საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით ხდება, მაშინ ასეთ ნაწევს მარჯვენას უწოდებენ, ხოლო თუ საწინააღმდეგოდ — მარცხენას. გეოლოგიური ელემენტების გადანაცვლების მიხედვით ნაწევების დადგენა შესაძლებელია იმ შემთხვევაში თუ: 1) ნაწევის სიბრტყეზე აღინიშნება თარაზული ნაკაწრები ან 2) ორი ან მეტი სხვადასხვა მხარეს დაქანებული ელემენტი რღვევის გასწვრივ ცალ მხარეს არის გაწეული (ნახ. II.70).



ნახ. II.69. ვერტიკალური (I), დახრილი (II) და ჰორიზონტალური (III) ნაწევები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

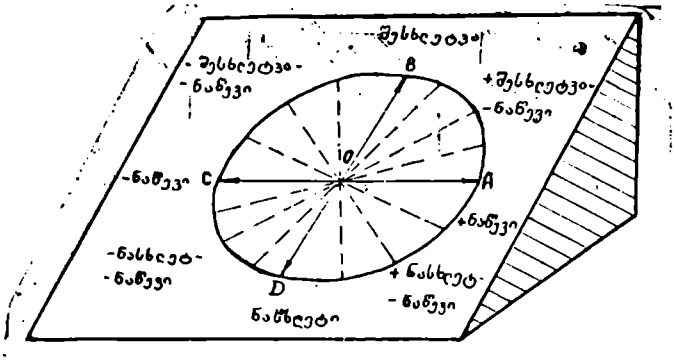


ნახ. II.70. გეგმაზე ნასხლეტის (I) და ნაწევის (II) განსხვავების მაჩვენებელი სქემები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

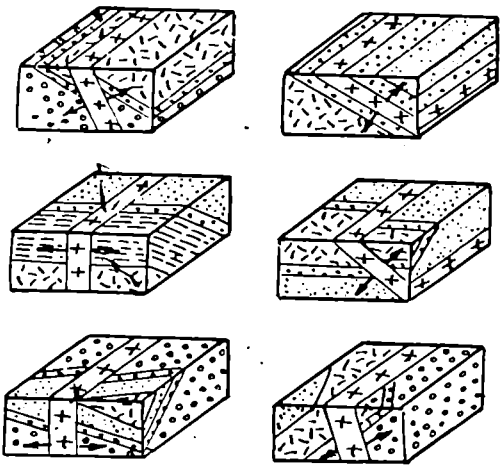
გენეტური თვალსაზრისით ნაწევები წარმოადგენენ დიზიუნქტიურ დისლოკაციათა ჯგუფს, რომელთა წარმოქმნაც ჰორიზონტალურ ტექტონიკურ მოძრაობებს უკავშირდება.

გარდა რღვევების აღწერილი სახეებისა ბუნებაში ხშირად ხდება რთული გადანაცვლებებიც. რთული გადანაცვლებები მიიღება მაშინ, როდესაც ადგილი აქვს რღვევის დაქანების და მიმართების გასწვრივ ერთდროული გადაადგილების კომბინაციას და ამის შედეგად გადანაცვლება წარმოებს დახრილი ხაზის გასწვრივ. რთული გადანაცვლება (ნახ. II.71) გამოისახება შვეული და თარაზული გადაადგილების მქონე რღვევების აღმნიშვნელ სახელწოდებათა შეერთებით (ნასხლეტ-ნაწევი, ნაწევ-ნასხლეტი, შესხლეტვა-ნაწევი და ა. შ.). ბოლოში დასმული სიტყვა უპირატეს მოძრაობას ასახავს.

განაწევი ეწოდება რღვევას, რომელშიც ბაგეების გადანაცვლება მოწყვეტის (რღვევის) ზედაპირის პერპენდიკულარული მიმართულებით ხდება. განაწევის დროს რღვევა ბაგეების ურთიერთმოცილების გამო ღია ნაპრალს ქმნის. განაწევის ამპლიტუდა იზომება მოწყვეტის ზედაპირის პერპენდიკულარულად. ის უმეტესად ერთეულ მეტრებში გამოისახება, მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება რამდენიმე ათეულ მეტრსაც მიაღწიოს. განაწევები უმეტესად ამოესებულია მაგმური ან



ნახ. II.71. რღვევის მიმართ შესაძლო გადაადგილებათა ტიპები.



ნახ. II.72. გრანიტის ძარღვით (აღნიშნულია ჯვრებით) ამოვსებული განაწევები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

კლასტური ქანებით და ძარღვული მინერალებით (ნახ. II.72). განაწევები წარმოიქმნებიან გამჭიმავი ძალების ზეგავლენით.

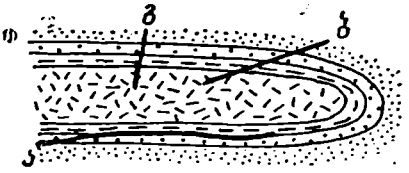
ყველა აქამდე განხილული რღვევები შეიძლება დავაჯგუფოთ გეომეტრიული ნიშნების მიხედვით. გეომეტრიული კლასიფიკაცია შეიძლება მოხდეს ხუთი ძირითადი ნიშნის მიხედვით.

1. შრეების მიმართების ან ნაოჭების ღერძების მიმართ ორიენტაციის მიხედვით არჩევენ გ ა ს წ ვ რ ი ვ, გ ა ნ ი ვ და ი რ ი ბ, ანუ

დ ი ა გ ო ნ ა ლ უ რ რღვევებს. გასწვრივი რღვევების სიბრტყეთა მიმართება შრეების მიმართების ან ნაოჭთა ღერძების (სტრუქტურული ელემენტების) მიმართულების თანხვდენილია, განივი დიზიუნქტივებისა — შრეთა ან ნაოჭთა მიმართების პერპენდიკულარულია, ხოლო დიაგონალური აშლილობები — სტრუქტურულ ელემენტებს ირიბად კვეთენ (ნახ. II.73).

2. რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხის მიხედვით გამოყოფენ დ ა მ რ ე ც (30°-მდე), ს ა შ უ ა ლ ო დ ა ქ ა ნ ე ბ ი ს (30—60°), ც ი ც ა ბ ო (60—80°) და შ ვ ე უ ლ (80—90°) დიზიუნქტივებს.

3. რღვევის სიბრტყისა და გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტების დაქანებების სივრცობრივი ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით არჩევენ შეთანხმებულ და უთანხმო დიზიუნქტივებს (ნახ. II.74 და 75).



ნახ. II.73. რღვევების კლასიფიკაცია გადაკვეთილი შრეების მიმართების მიმართ ორიენტაციის მიხედვით (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

ა—გასწვრივი რღვევა; ბ — ირიბი (დიაგონალური) რღვევა; გ—განივი რღვევა.

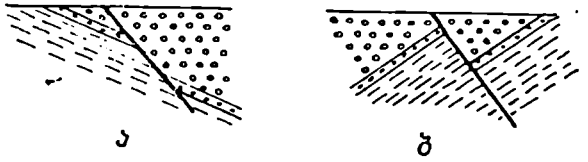
შ ე თ ა ნ ხ მ ე ბ უ ლ ი ეწოდება რღვევას, რომელიც შრეების დაქანების მიმართულებით არის დახრილი. აქ სამი შემთხვევის გარჩევა შეიძლება: ა) რღვევის სიბრტყე შრეებზე მეტად, ბ) შრეებზე ნაკლებად და გ) დაშრევების პარალელურად არის დაქანებული. უკანასკნელ შემთხვევაში რღვევებს თანხმობითს უწოდებენ.

უ თ ა ნ ხ მ ო რღვევის სიბრტყე და შრეები საწინააღმდეგო მიმართულებით არიან დაქანებული.

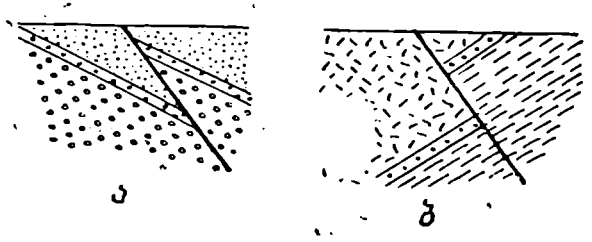
4. ბაგეების გადაადგილების ხასიათის მიხედვით გამოიყოფა წ რ ფ ი ვ ი და ბ რ უ ნ ვ ი თ ი რღვევები.

წრფივი მოძრაობის დროს ბლოკები ერთმანეთის მიმართ არ მობრუნდებიან, რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში განლაგებული პარალელური ხაზები (*bc* და *c'd*) გადანაცვლების შემდეგაც პარალელური რჩებიან (ნახ. II.76, *A*,*B*).

ბრუნვითი მოძრაობის დროს. რღვევის მიმდებარე ბლოკებში განლაგებული სწორი პარალელური ხაზები (*ca* და *ad* ნახ. II.76, *C*; *dc* და *c'e* ნახ. II.76,*D*) გადაადგილების შემდეგ ურთიერთპარალელობას კარგავენ. რღვევის სიბრტყის მართობ ხაზს, რომლის გასწვრივაც ბრუნვა ხდება შარნირი ეწოდება. ამ გზით წარმოქმნილ რღვევებს შარნირული ჰქვია.



ნახ. II.74. შეთანხმებული (ა) და უთანხმო (ბ) ნასხლეტები ვერტიკალურ ჭრილში.



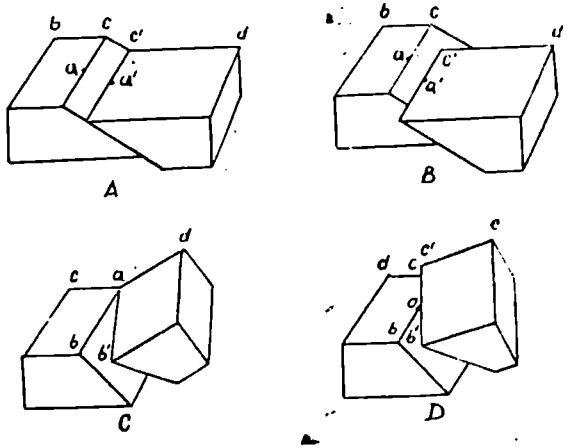
ნახ. II.75. შეთანხმებული (ა) და უთანხმო (ბ) შესხლეტვები ვერტიკალურ ჭრილში.

5. გეგმაში რღვევების ურთიერთგანლაგების მიხედვით არჩევენ პ ა რ ა ლ ე ლ უ რ, რ ა დ ი ა ლ უ რ, დ ა ტ ო ტ ვ ი ლ და კ უ ლ ი-ს უ რ აშლილობებს (ნახ. II.77).

რღვევების აღწერილი სახეების გარდა ბუნებაში ფართოდ არის გავრცელებული შესხლეტვის ხასიათის რღვევები, რომლებიც მჭიდროდ არიან დაკავშირებული დანაოჭების პროცესთან. ასეთ რღვევებს შ ე ც ო ც ე ბ ე ბ ი ეწოდებათ. შეცოცება შეიძლება განხილულ იქნეს როგორც ჰორიზონტთან 45°-ზე ნაკლები კუთხით დახრილი შესხლეტვა, რომელსაც ვერტიკალურთან შედარებით ბევრად მეტი ჰორიზონტალური გადანაცვლება ახასიათებს.

იმ შემთხვევებში, როდესაც აქტიურს (მოძრავს) ქვედა ბაგე წარმოადგენს მოცემული ტიპის რღვევებს ქ ვ ე შ ე ც ო ც ე ბ ებ ს უწოდებენ.

შეცოცებები უმეტესად ძლიერ შეკუმშულ დახრილ ან გადაყირავებულ ნაოჭებში ვითარდებიან. შეცოცებათა ჩასახვა ჩვეულებრივად ანტიკლინურ ნაოჭის ფრთაში იწყება, სადაც შეკუმშვის მოვლენა ხლეჩვის პროცესს იწვევს. შეცოცების ზედაპირი თანდათანობით სულ უფრო მეტ შრეებს გადაკვეთს და გადადის სინკლინური ნაოჭის გულში. აღნიშნულის შედეგად ხდება ანტიკლინური ნაოჭების შეცოცება მეზობელ სინკლინებზე (ნახ. II.78).

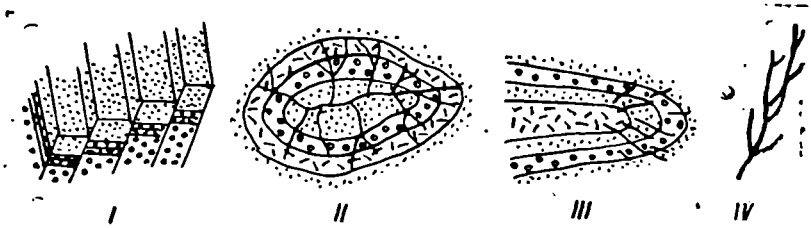


ნახ. II.76. წრფივი და ბრუნვითი მოძრაობები (მ. ბალინგსის მიხედვით).

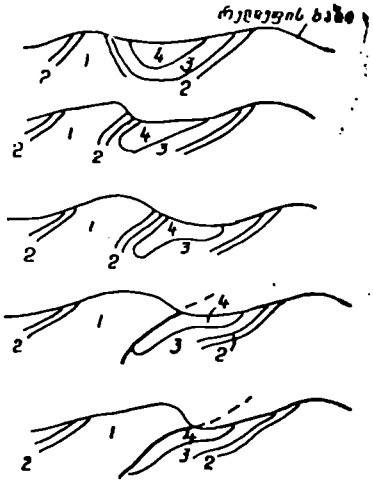
A და *B* — წრფივი მოძრაობები; *C* და *D* ბრუნვითი მოძრაობები.

ცალკეული შეცოცებები ხშირად ერთიანდებიან და მოიცავენ ორ ან მეტ ნაოჭს. გადაყირავებულ ნაოჭებში ხშირად ვითარდებიან პარალელური შეცოცებები, რომლებიც სტრუქტურას ქერცლისებურ სახეს აძლევენ. ქერცლისებური სტრუქტურები ფართოდაა გავრცელებული კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე, კერძოდ მესტია-თიანეთის გეოტექტონიკურ ზონაში.

გეოლოგიურ რუკებზე შეცოცებათა ხაზები ჩვეულებრივ ნაოჭის მიმართების პარალელურია.



ნახ. II.77. საფეხურისებური ნასხლეტები (I), რადიალური ნასხლეტები გუმბათისებურ სტრუქტურაში (II) და ნაოჭის პერიკლინურ დაბოლოებაზე (III), დატოტვილი ნასხლეტები (IV) (ა. მიხაილოვოს მიხედვით).



ნახ. II.78. შეცოცების წარმოქმნის სქემა აღმოსავლეთ კარპატების გადაყირავებულ ნაოჭში (ი. პუშჩაროვსკის მიხედვით).

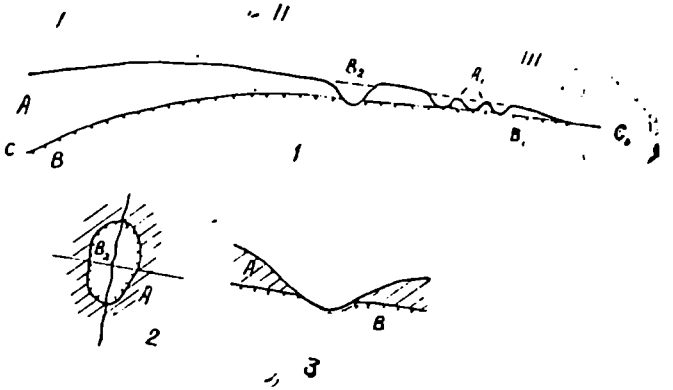
1 — ზედაცარცული ფლიში; 2 — ზედაცარცული ქვიშაქვები; 3 — პალეოცენური და ეოცენური ფლიში; 4 — ოლიგოცენური არგილიტები.

ტალღისებური ზედაპირის მქონე განსაკუთრებით დიდსა და დამრეც შეცოცებებს, რომელთა ჰორიზონტალური გადანაცვლების ამპლიტუდა ხშირად ათეული ან ასეული კილომეტრებით იზომება. ტექტონიკური ზეწრები, ანუ შარიაჟები ეწოდება. რღვევების ეს ტიპი მიწის ქერქის რთულ ნაოჭა აგებულების მქონე უბნებზე ვითარდება. შარიაჟები გადაანაცვლებენ ქანების უზარმაზარ მასებს, რომლებიც ზოგჯერ მთელ ნაოჭა კომპლექსებსაც კი მოიცავენ.

ტექტონიკურ ზეწრებში გამოყოფენ (ნახ. II.79) სახურავი ფრთის გადანაცვლებულ მასას, რომელსაც ალოქტონს უწოდებენ (A—A_1) და ადგილზე დარჩენილ საგებ ფრთას, ანუ ავტოქტონს (B—B_1). ალოქტონის ქანები ჩვეულებრივ უფრო ძველია ვიდრე ავტოქტონის წარმონაქმნები. ზეწრების ფუძეში უმთავრესად მაღალი პლასტიკური თვისებების მქონე ქანებია ხოლმე განვითარებული, რაც ხელს უწყობს შარიაჟის მოძრაობას. ზედაპირი, რომელზეც ალოქტონის გადაადგილება ხდება შარიაჟის ზედაპირად იწოდება (C—C_1).

შარიაჟების ძირითადი ელემენტები მოცემულია II.79 ნახაზზე. ალოქტონში ზოგჯერ არჩევენ ეროზიით დასახსრულ შუბლის წაწილს ან ზეწრის ფრონტს (III), ძირითად სხეულს (II) და „ფესვებს“ (I). უკანასკნელის ქვეშ იგულისხმება ის ადგილი, სადაც ალოქტონის ქანები ტექტონიკურად ნორმალურად იყვნენ განლაგებული და საიდანაც მათ მოძრაობა დაიწყეს.

ეროზიის გამო ტექტონიკური ზეწარი შეიძლება დაისახსროს, რის შედეგადაც წარმოიქმნება ალოქტონის იზოლირებული-უბნები, რომლებსაც შარიაჟის მოწმეები („ეგზოტიკური ნარჩენები“, ეროზიული ნაშთები ან კლიპენები) ეწოდება. ტექტონიკურ ფანჯრებში ეროზია ავტოქტონის ქანებს აშიშვლებს.



ნახ. II.79. შარიაჟის აგებულების სქემა (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

I—შარიაჟის ფესვები; II—შარიაჟის ტანი; III—შარიაჟის შუბლი ან ფრონტი; A_1 — ეროზიული ნაშთები; B_2 — ტექტონიკური ფანჯრები. 2 — ტექტონიკური ფანჯარა გეგმაზე; 3—ტექტონიკური ფანჯარა ჭრილში; A—A_1 ალოქტონი, B—B_1—ავტოქტონი, C—C_1—თრევის ზედაპირი.

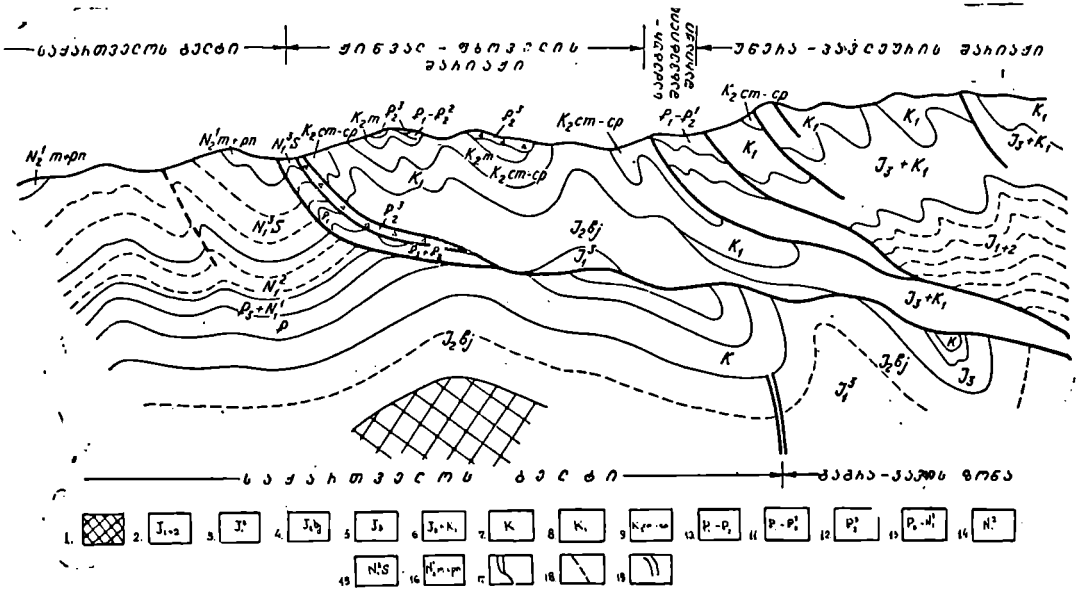
ზოგჯერ კლიპენები სიმძიმის ძალის ზეგავლენით დიდ მანძილზე გადაადგილდებიან ხოლმე. ასეთ შემთხვევებში მათ „მოხეტიალე კლიპენებს“ უწოდებენ.

საქართველოში შარიაჟების განვითარების კლასიკურ უბანს კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ნაოჭა სისტემის მესტია-თიანეთის ფლიშური ზონა წარმოადგენს. აქ გამოყოფილია: უწერა-პავლეურის, ალისისგორ-ჭინჭველთის, საძეგურ-შახვეტილის, ჟინვალ-ფხოველის შარიაჟები და ქსან-არყალის პარაავტოქტონი (ნახ. II.80).

რღვევების დადგენის კრიტერიუმები. საველე სამუშაოების ჩატარების პროცესში გეოლოგმა აუცილებელია გაარკვიოს: 1) დიზიუნქტივის სივრცობრივი ორიენტაცია (მიმართება, დაქანება, დაქანების კუთხე), 2) მოძრაობის მიმართულება და 3) გადაადგილების სიდიდე. ამოცანათა სირთულე პირველიდან ბოლოსაკენ იზრდება.

უმეტეს შემთხვევებში რღვევის არსებობის დადგენისათვის აუცილებელია მთელი რიგი ნიშნების გამოვლინება. რღვევებისათვის დამახასიათებელი მნიშვნელოვანი კრიტერიუმებია: 1) რღვევის ზონის თავისებურებები; 2) გეოლოგიურ ელემენტთა გადანაცვლება ან მკვეთრი მიწყვეტა მიმართების ან დაქანების გასწვრივ; 3) შრეების გამეორება ან ამოვარდნა; 4) მინერალიზაცია; 5) მორფოლოგიური მონაცემები და 6) აეროფოტოსურათების მონაცემები.

რღვევის ზოლში ქანები შეიძლება ბრეჩირებული, დაფიქლებული ან გადაზელილი იყვნენ. დეფორმირებული ქანების ზონის სიმ-



ნახ. II.80. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის შარიაჟების ჭრილი მდ. პატარა ლიახვსა და მეჯუდას შუა (ს. გამყრელიძის და ე. გამყრელიძის მიხედვით).

1. საქართველოს ბელტის კრისტალური სუბსტრატი: 2. ქვედა და შუა იურა (ასპიდური ფორმაცია); 3. ზედა ლიასი (სორის წყება); 4. ბაიოსი (პორფირიტული წყება); 5. ზედა იურა (რიფული კირქვები); 6. ზედა იურა — ქვედა ცარცი (კარბონატული ფლიში); 7. ცარცი (ბელტის ფაციესი); 8. ქვედა ცარცი (ტერიგენული ფლიში); 9. ზედა ცარცი (კარბონატული ფლიში); 10. პალეოცენ-ეოცენი (ბელტის ფაციესი); 11. პალეოცენ-შუა ეოცენი (ფლიში); 12. ზედა ეოცენი (ლოდბრეჭიული ფაციესი, ველური ფლიში); 13. ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენი (ქვედა მოლასა), 14. შუა მიოცენი (ქვედა მოლასა): 15. სარმატი (ზედა მოლასა); 16. მეოტურ-პონტური (ზედა მოლასა); 17. შეცოცების ხაზები; 18. შესხლეტვა; 19. სიღრმული რღვევა.

ძლავრე დიდად არის დამოკიდებული დიზიუნქტივის სიდიდეზე. მცირე აშლილობებისათვის ის შეიძლება რამდენიმე სანტიმეტრს შეადგენდეს, ხოლო დიდ რღვევებში — ასეულობით მეტრსა და მეტს აღწევდეს. რღვევებთან დაკავშირებული ტექტონიკური ბრექჩიები წარმოიქმნება დიდი გადანაცვლების (ათეული და ასეული მეტრები) შემთხვევებში და წარმოადგენს ქანების დამსხვრეულ და გადაზელილ მასას, რომელიც რღვევის ზონას ავსებს. მილონიტები წარმოადგენენ აშლილობის ზონაში განვითარებულ ინტენსიურად დაფიქლებულ, გასრესილ და შეცემენტებულ ქანებს. ტექტონიკური ბრექჩიები და მილონიტები წარმოიქმნებიან ნებისმიერი ტიპის აშლილობებში, მაგრამ განსაკუთრებით დამახასიათებელი არიან შესხლეტვებისათვის. მილონიტები უმთავრესად ვითარდებიან დიდ დამრეც რღვევებში, რომელთათვისაც შეცოცებული ბლოკის დაწოლა რღვევის სიბრტყეზე განსაკუთრებით ძლიერია. ამ შემთხვევაში ადგილი აქვს მინერალთა კრისტალოგრაფიული ორიენტირების შეცვლას, რაც დაფიქლების პირობებს წარმოქმნის.

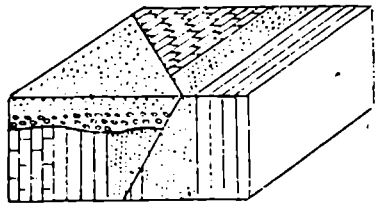
აშლილობის სიბრტყის გასწვრივ ხშირად ვითარდება ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი თ ი ხ ა. უკანასკნელი წარმოადგენს რღვევით გაწყვეტილი ქანების ძლიერ წმინდად დამსხვრეულ და გადაზელილ მასას.

აღსანიშნავია, რომ ერთნაირ პირობებში რღვევების ზონების აგებულება დიდად არის დამოკიდებული ქანების შემადგენლობასა და მექანიკურ თვისებებზე. მსხვრევად ინტრუზიულ და ეფუზიურ ქანებში განვითარებული ტექტონიკური აშლილობები ჩვეულებრივ ბრექჩირებული და გადაზელილი ზოლებით არიან წარმოდგენილი. პლასტიკურ ქანებში (ფიქლები ან შრეებრივი კირქვები) გადასვლისას ისინი უმეტესად მცირე სიმძლავრის სხლეტვის რამდენიმე ტექტონიკური ზედაპირით იცვლებიან.

გეოლოგიური ელემენტების (შრე, დაიკი, ძარღვი და სხვ.) გ ა დ ა ნ ა ც ვ ლ ე ბ ა ან მ კ ვ ე თ ი რ ი მ ი წ ყ ვ ე ტ ა მ ი მ ა რ თ ე ბ ი ს ან დ ა ქ ა ნ ე ბ ი ს გ ა ს წ ვ რ ი ვ (ნახ. II.81) რღვევის არსებობის საუკეთესო დამადასტურებელია.

სტრატიფიცირებული ქანების გარდა გამეორება ან ამოვარდნა შეიძლება ნებისმიერი გეოლოგიური ზედაპირისთვისაც იყოს დამახასიათებელი.

გამეორება და ამოვარდნა შეიძლება სხვადასხვა მიზეზებით იყოს გამოწვეული. კერძოდ, ეს მოვლენები, რღვევების გარდა, შეიძლება გამოიწვიოს დანაოჭებამ, უთანხმოებამ, ნალექების დაგროვების პირობების თავისებურებებმა და ა. შ. რღვევებით გამოწვეული გამეორების ან ამოვარდნის მოვლენის დადგენა შესაძლებელია მხოლოდ დეტალური გეოლოგიური აგებვისა და ჭაბურღილთა ჭრილების სა-



ნახ. II.81. შრეების მკვეთრი დაბოლოება ნასხლეტთან (ფ. ლახის მიხედვით).

გულდაგულო შესწავლის საფუძველზე. სიცხადისათვის რღვევებით ამოვარდნის და გამეორების სურათები ნაჩვენებია II.82 და II.83 ნახაზებზე.

რღვევები წარმოადგენენ ხსნარების ცირკულაციის გზებს. უკანასკნელნი ხშირად ჩაანაცვლებენ შემცველ ქანებს სხვადასხვა მინერალებით (წვრილმარცვლოვანი კვარცი და სხვ.) და იწვევენ რღვევათა გასწვრივ მათ გამოთეთრებასა და შეცვლას.

თვით რღვევები ხშირად შეიცავენ იმავე ხსნარებიდან გამოყოფილ მადნეულ ან არალითონიან სასარგებლო ნამარხებს. რღვევების ასეთი მინერალიზაცია საქართველოს მრავალი მადნიანი რაიონისათვის არის დამახასიათებელი.

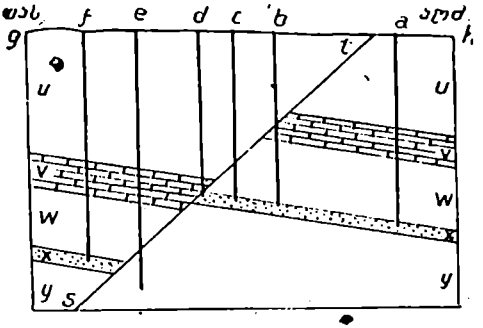
წყვეტითი აშლილობების გეომორფოლოგიური გამოხატულება ადგილზე განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია თანამედროვე, ანუ „ცოცხალი" რღვევებისათვის. ასეთი სახის აშლილობებისათვის რელიეფის ფორმა პირდაპირ კავშირშია გადანაცვლების მიმართულებასთან. რაც შეეხება ძველ რღვევებს, მათთვის რელიეფის ფორმასა და მოძრაობის მიმართულებას შორის უშუალო კავშირი ყოველთვის არ ვლინდება.

რღვევითი აშლილობების დეშიფრირება აეროფოტოსურათებზე დეტალურად არის განხილული სათანადო თავში (იხ. თავი IV).

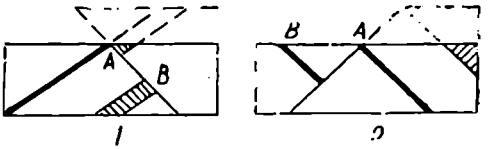
რღვევათა გასწვრივ გადანაცვლების მიმართულების მაჩვენებელი ნიშნები. გადაადგილების მიმართულების დადგენის ხერხები. რღვევათა გასწვრივ გადანაცვლების ხაზისა და მიმართულების, აგრეთვე ამპლიტუდის განსაზღვრა რთულ ამოცანას წარმოადგენს. ამის გადასაწყვეტად აუცილებელია დიზიუნქტივის მიმდებარე ბლოკების გეოლოგიური აგებულების დეტალური შესწავლა გეოლოგიური აგებგმვით და სამთო გამონამუშევრებისა და ჭაბურღილთა არსებობისას მათი მონაცემებით. უმთავრესი, რასაც ყურადღება უნდა მიექცეს, ეს არის ერთიდაიგივე გეოლოგიური ელემენტის გამოვლინება რღვევის ორივე ბაგეში. გეოლოგიურ ელემენტებს მიეკუთვნება შრეები, ინტრუზივები, სხვადასხვაგვარი მადნეული წარმონაქმნები და ა. შ.

ყოველ ტექტონიკურ ბლოკში აუცილებელია გეოლოგიურ სხეულთა წოლის ელემენტებისა და ფორმის დადგენა. რღვევების მიმდებარე უბნების აგებგმვის დროს განსაკუთრებული სიზუსტით უნდა იქნეს ჩატარებული დაკვირვებები ფაციესთა ცვლაზე, წყებების სიმ-

ძლავრეებზე და სხვა ელემენტებზე. განსაკუთრებით ნიშვნელოვანია რღვევების ბაგეების გადანაცვლების განსაზღვრა.



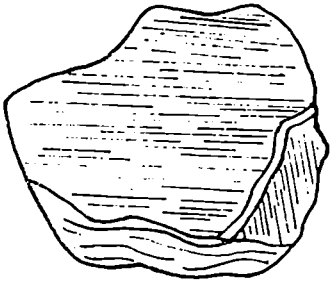
ნახ. II.82. უთანხმო ნასხლეტით გაწყვეტილი შრეების ვერტიკალური ჭრილი (ფ. ლახის მიხედვით). ნახატიდან ჩანს, რომ *a* და *f* ჰაბურღილები იძლევიან სრულ ჭრილებს; *b*, *c*, *d* და *e* ჰაბურღილებში ადგილი აქვს ჭრილის ამა თუ იმ ნაწილების ამოვარდნას.



ნახ. II.83. შრეების გამეორების (1) და ამოვარდნის (2) მაჩვენებელი ჭრილები (ფ. ლახის მიხედვით).

არჩევენ ბაგეების **აბსოლუტურ** და **შეფარდებით** გადაადგილებას. აბსოლუტური გადაადგილების მიმართულების გარკვევისას განისაზღვრება თითოეული ბაგის მოძრაობა ჰორიზონტის ან შვეულის მიმართ. აქ შეიძლება გავარჩიოთ 4 შემთხვევა: 1) ზედა ბაგის გადანაცვლება უძრავი ქვედა ბაგის მიმართ; 2) ქვედას გადაადგილება უძრავი ზედა ბაგის მიმართ; 3) ორივე ბაგის გადანაცვლება ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით და 4) ორივე ბაგის გადაადგილება ერთი მიმართულებით, მხოლოდ სხვადასხვა სიჩქარით. ბაგეების აბსოლუტური გადანაცვლების განსაზღვრა მეტად რთული ამოცანაა და ყოველთვის არ ხერხდება. გეოლოგისათვის, უმრავლეს შემთხვევაში, საკმარისია მონაცემები შეფარდებითი გადანაცვლების შესახებ, ე. ი. საკმარისია იმის ცოდნა თუ რა სიდიდით არის გადაადგილებული ერთი ბლოკი მეორის მიმართ.

ამ მიზნით შეიძლება გამოყენებული იქნეს: 1) შტრიხები (ნაკაწრები) და ღარები სხლეტვის სარკეზე; 2) რღვევის ზედაპირის მცირე ტალღობრივობა; 3) შრეების გაღუნვა ტექტონიკური აშლილობის გასწვრივ; 4) აშლილობის შემავსებელი მასალის რაგვარობა; 5) თრევის ნაოჭთა ორიენტირება ხახუნის ტექტონიკურ თიხებში; 6) მინერალთა ოპტიკური ორიენტაცია რღვევის სიბრტყეში გადანაცვლების შედეგად წარმოქმნილ ტექტონიტებში; 7) რღვევების დამახასიათებელი უბნების გახსნა; 8) ქვედა და ზედა ბაგეების დამახასიათებელი



ნახ. II.84. ტექტონიკური (სხლეტვის) სარკეები (გ. აეგირის მიხედვით). ა — სხლეტვის შტრიხები ტექტონიკურ სარკეზე; ბ — საფეხურისებური მონატეხები სხლეტვის სარკეზე (მოსკოვის სახელმწიფო უნივერსიტეტის სასწავლო-სამეცნიერო მუზეუმის კოლექციიდან).

წერტილების გადანაცვლება; 9) დიზიუნქტივის განმაშტოებელი ნაპრალებისა და მსხვრევის მცირე ზონების მდებარეობა. ეს ნიშნები დამაჯერებლობის მიხედვით განსხვავდებიან. გავარჩიოთ ისინი შედარებით დეტალურად.

1. სხლეტვის სარკეებზე არსებული შტრიხები და ღარები ფართოდ გამოიყენება რღვევის გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად. კვლები და ღარები (ან ნაკაწრები) სხლეტვის სარკეებზე სხვადასხვა სიგანის არიან. ისინი იწყებიან ოდნავ შესამჩნევი ნაკაწრით, რომლის სიგანეც თანდათანობით იზრდება. ნაკაწრი მოძრაობის მიმართულებით თანდათან იქცევა ღარად, რომელიც მცირე სიდიდის ჩაღრმავებით მთავრდება. ასეთი ნაკაწრები, ან, როგორც მათ ხშირად უწოდებენ, სხლეტვის კვლები პარალელურად განლაგდებიან და მიუთითებენ მათი წარმოშობის დროს არსებული მოძრაობის მიმართულებაზე (ნახ. II.84).

ზოგჯერ შეინიშნება ხოლმე კვლებისა და ღარების ორი ან მეტი სისტემა, რომლებიც ერთმანეთს ჩვეულებრივ მახვილი კუთხით კვეთენ. ეს მიუთითებს მრავალჯერად მოძრაობაზე (მიმართულების თანდათანობითი ცვლით) ან მოძრაობის მიმართულების მკვეთრ ცვლაზე.

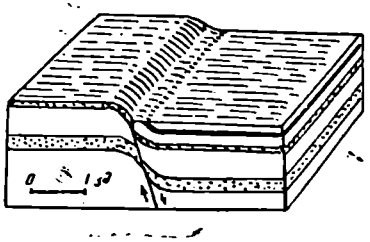
მრავალჯერადი გადანაცვლების მქონე რღვევებში კვლები და ღარები არ შეიძლება ჩაითვალონ ჭეშმარიტი მოძრაობის მიმართულების დადგენის ზუსტ ინდიკატორად, რადგან უკანასკნელნი სხვა

მიმართულების მოძრაობამ შეიძლება საერთოდ მოსპოს ყველა ძველი ნაკაწრი და დაგვიტოვოს მხოლოდ ბოლო გადანაცვლების კვლები. სხლეტვის შტრიხებისა და ღარების წოლის ელემენტები შეიძლება ორგვარი ხერხით გაიზომოს. პირველ შემთხვევაში ტრანსპორტირის გამოყენებით იზომება კუთხე აღნიშნულ ელემენტებსა და რღვევის სიბრტყის მიმართებას შორის და აღინიშნება სხლეტვის ხაზის დაძირვის მიმართულება. მეორე ხერხით განსაზღვრისას კომპასით გაიზომება ღარების დახრის α კუთხე (იხ. ნახ. 94) და დაძირვის γ-აზიმუტი, ამ უკანასკნელის გასაზომად შეიძლება უბის წიგნაკის წიბო შეუთავსდეს ღარს და წიგნაკის სიბრტყე მოყვანილ იქნეს შვეულ მდგომარეობაში. ამის შემდეგ კომპასის საშუალებით გაიზომება წიგნაკის მიმართება ღარის დაძირვის მიმართულებით. დიზიუნქტივის წოლის ელემენტები აუცილებლად ამავე ადგილას უნდა გაიზომოს.

2. ბლოკების გადანაცვლების შესახებ უფრო გარკვეულ ცნობებს იძლევა თვით რღვევის სიბრტყის შესწავლა. უშუალოდ რღვევის მიმდებარე ქანებში ხშირად წარმოიქმნება აშლილობის პარალელური ფიქლებრივობა და დიზიუნქტივი ფაქტიურად ფიქლებრივობის ასეთი სიბრტყეების ერთობლივობას წარმოადგენს. ერთი ასეთი სიბრტყიდან მეორეზე გადასვლა ჩვეულებრივ მკვეთრი საფეხურების სახით წარმოგვიდგება, რაც რღვევის სიბრტყეს უსწორმასწორო სახეს აძლევს (ნახ. II.84, ბ). ასეთ ზედაპირზე ხელის გატარებისას თითები ერთი მიმართულებით თავისუფლად სრიალებენ, საწინააღმდეგო მიმართულებით კი მოძრაობა გაძნელებულია. რღვევის ასეთ ზედაპირზე (მაგ. ქვედა ბაგის) ნაკაწრთა გასწვრივ ხელის თავისუფალი სრიალის მიმართულება მოპირისპირე ბაგის შეფარდებითი მოძრაობის მიმართულებას თანხვდება. აღსანიშნავია, რომ რღვევის ზედაპირები ზოგჯერ ტალღობრივი აგებულებით ხასიათდებიან. ბაგეთა მოძრაობის ხაზი ჩვეულებრივ ამ ტალღობრივობის ღერძის პერპენდიკულარულია.

3. ტექტონიკურ აშლილობათა გასწვრივ შრეების გაღუნვა ზოგჯერ შეიძლება მოგვეხმაროს ბაგეების მოძრაობის მიმართულების დადგენაში (ნახ. II.85). ხახუნის გამო ზედა ბაგეში განლაგებული შრეები ამ შემთხვევაში ზევით იღუნებიან, ხოლო ქვედა ბაგეში მყოფი გეოლოგიური ელემენტები კი ქვევით. უნდა აღინიშნოს, რომ მრავალჯერადი მოძრაობის მქონე რღვევებისათვის შრეთა დადგენილი გაღუნვა რღვევის გასწვრივ განვითარებული ბოლო მოძრაობის შედეგია და ის შესაძლებელია არ გამოხატავდეს აშლილობის გასწვრივ უფრო ადრინდელი ძირითადი მოძრაობის მიმართულებას.

4. **რღვევის შემავსებელი მასალის რაგვარობა** ზოგჯერ გადანაცვლების მიმართულებაზე მიგვითითებს. II.86 ნახაზზე ჩანს, რომ ჩვეულებრივი შემცველი ქანებით აგებულ ტექტონიკურ ბრექჩიაში შერეულია დამახასიათებელი სხვა ქანის ან შადნის ნატეხები. უკანასკნელთა განაწილება მიუთითებს მომხდარ გადანაცვლების



ნახ. II.85. შრეების გაღუნვა ნასხლეტის გასწვრივ (მ. ბილინგსის მიხედვით).

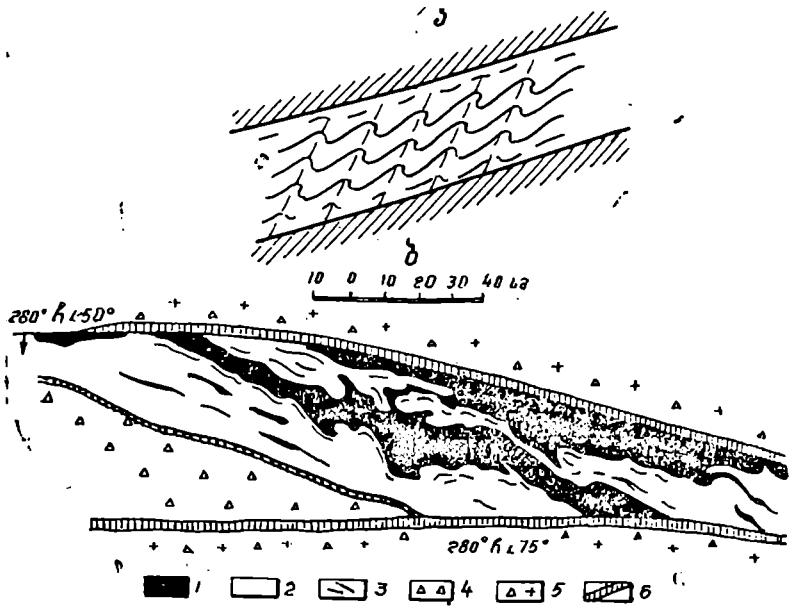
ნახ. II. 86. ბაგეთა მოძრაობის შედეგად წარმოქმნილი გეოლოგიური ელემენტის (ნაჩვენებია შავით) ნარჩენთა დამახასიათებელი განაწილება რღვევის ზონაში.

მიმართულებაზე. რღვევაში მილონიტების ან ტექტონიკური თიხების არსებობის დროს ასეთივე დასკვნის გასაკეთებლად გამოყენებული უნდა იქნეს კვლევის უფრო ზუსტი მეთოდები — შლიხის გარეცხვა და შესწავლა ქიმიური ანალიზებით.

5. **სხლეტვის ხაზის მდებარეობისა** და მიმართულების განსაზღვრა შესაძლებელია **ხახუნის ტექტონიკურ თიხებში** **თრევის ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეების ორიენტაციის** მიხედვით. სხლეტვის ხაზი მდებარეობს რღვევის სიბრტყეში და ნაოჭთა ღერძების პერპენდიკულარულია. რღვევის მიმდებარე ბლოკების გადანაცვლება მიმართული იქნება მახვილი კუთხისაკენ, რომელსაც თრევის ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეები და რღვევის ზედაპირი წარმოქმნიან (ნახ. II.87).

6. ზოგჯერ სხლეტვის ხაზის მდებარეობის განსასაზღვრავად გამოიყენება **მინერალთა ოპტიკური ორიენტაცია** გადანაცვლების შედეგად წარმოქმნილ ტექტონიტებში. ტექტონიტები წარმოადგენენ ქანებს, რომლებშიც მინერალთა კანონზომიერი ორიენტაცია გამოწვეულია ტექტონიკური ძალებით. მათი შესწავლის მეთოდები დეტალურად არის განხილული წინამდებარე სახელმძღვანელოს V თავში.

7. რღვევის სიბრტყეებს ბუნებაში უმთავრესად მრუდე ზედაპირები წარმოადგენენ. ამის გამო აშლილობის მიმდებარე ბლოკების



ნახ. II.87. დამოკიდებულება ტექტონიკურ თიხაში განვითარებული თრევის ნაოჭების და რღვევის გასწვრივ ბაგეების გადანაცვლების მიმართულებას შორის (ი. კუშნარევის მიხედვით).

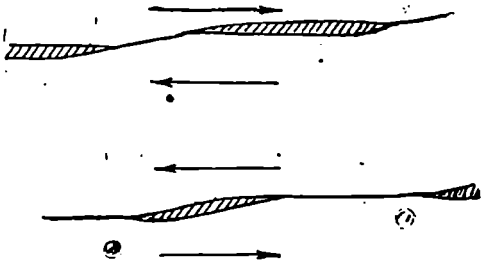
ა — თრევის ნაოჭებისა და მათი ღერძული სიბრტყეების მდებარეობა ხახუნის ტექტონიკურ თიხებში (სქემა). ნაჩვენებია მსხვრევის ზონა ტექტონიკური თიხით: ბ — ორი რღვევის გადაკვეთის ადგილას განვითარებული თრევის ნაოჭების ჩანახატი (ი. კუშნარევის მიხედვით). 1 — მუქი ნაცრისფერი ტექტონიკური თიხა: 2 — ღია ნაცრისფერი ტექტონიკური თიხა; 3—მილონიტიზებული გრანიტ-პორფირი; 4—ბრექჩირებული გრანიტ-პორფირი; 5—ნაპრალოვანი გრანიტ-პორფირი; 6—თიხის შემცველ ტექტონიკურ ნაპრალთა სიბრტყეები.

გადანაცვლების შედეგად რღვევის გარკვეული უბნები უფრო მეტად იხსნებიან, ვიდრე სხვა ნაწილები. ამის მაგალითი ნაჩვენებია II.88 ნახაზზე. რღვევის მიმდებარე ჩრდილოური ბლოკის აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობისას შედარებით გახსნილი აღმოჩნდება განედური მიმართების მქონე ნაწილები, ხოლო იგივე ფრთის დასავლეთისაკენ გადაადგილებისას გახსნა ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართების უბნებისათვის არის დამახასიათებელი.

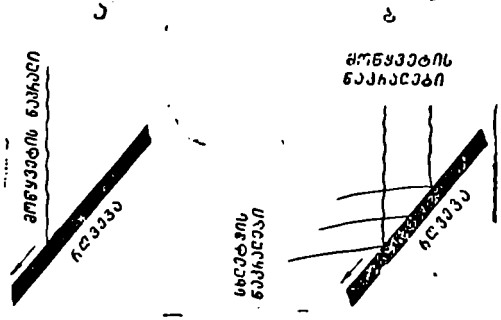
მსგავსი სურათი, გარდა ნაწევებისა, შეიძლება გამოეწვია რთულ მოძრაობებსაც, კერძოდ, ნასხლეტ-ნაწევებსა და შესხლეტვა-ნაწევებს. ამიტომ, მოძრაობის საერთო მიმართულების დასადგენად, აუცილებე-

ლია რღვევათა გახსნის უბნების ორიენტაციის განსაზღვრა, როგორც მიმართებაზე, ისე დაქანებაზე.

8. რღვევათა გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დადგენის ყველაზე ზუსტ მეთოდს წარმოადგენს მისი განსაზღვრა ქვედა და ზედა ბაგეების დამახასიათებელი წერტილების გადაადგილების მიხედვით. ეს საკითხი დეტალურად იქნება განხილული თავში „გადანაცვლებათა ანალიზი".



ნახ. II.88. რღვევების გახსნა (ბეგემა) მათი ზედაპირების გაპრუდების ადგილებში (დაშტრიხულია) (ი. კუშნარევის მიხედვით).



ნახ. II.89. რღვევისა და მისი განმაშტოებელი სხლეტვის და მოწყვეტის ნაპრალების სივრცული ურთიერთდამოკიდებულების და ამ რღვევის გასწვრივ ბაგეების გადანაცვლების მიმართულების მაჩვენებელი ჭრილები (ი. კუშნარევის მიხედვით).

9. რღვევათა გასწვრივ ბაგეების გადანაცვლების მიმართულების შესახებ ზოგჯერ შეიძლება ვიმსჯელოთ მათი განმაშტოებელი ნაპრალებისა და მსხვრევის ზონების მდებარეობის მიხედვით. ამისათვის, უკანასკნელთა ორიენტაციის განსაზღვრის გარდა, უნდა დავრწმუნდეთ, რომ განმაშტოებელი ნაპრალები გენეტურად სწორედ ამ რღვევასთან არიან დაკავშირებული. უნდა გაირკვეს აგრეთვე ამ ნაპრალთა გენეტური ტიპი და წარმოშობის დრო. როგორც ცნობილია, ისინი გენეტურად სხლეტვის და მოწყვეტის ნაპრალებად იყოფიან. მარტივ შემთხვევაში აღინიშნება ნაპრალთა ერთ-ერთი (მოწყვეტის ან სხლეტვის) სისტემა (ნახ. II.89, ა), სხვა შემთხვევებში კი ორივე (ნახ. II.89, ბ).

განმაშტოებელი ნაპრალების რღვევის მიმართ ორიენტაცია და ბაგეების გადანაცვლება კანონზომიერ კავშირში არიან, რაც იმაში გამოიხატება, რომ სხლეტვის ხაზი რღვევისა და მის განმაშტოებელი ნაპრა-

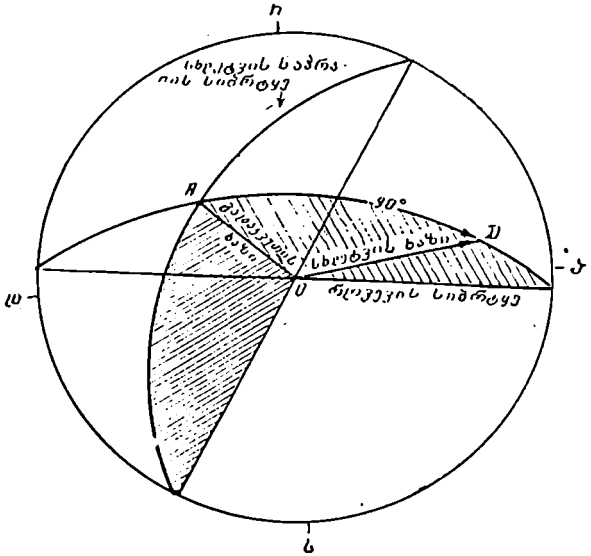
ლების გადაკვეთის კვალის პერპენდიკულარულად არის განლაგებული. მოწყვეტის ნაპრალების მიერ რღვევის სიბრტყესთან შექმნილი მახვილი კუთხე მიგვითითებს იმ ბლოკის მოძრაობის მიმართულებაზე, რომელშიც თვით ეს ნაპრალებია განვითარებული (ნახ. II.89). უფრო რთულია მოძრაობის მიმართულების განსაზღვრა სხლეტვის ნაპრალთა მიხედვით.

სხლეტვის ნაპრალსა და რღვევას შორის მოთავსებული მახვილი ორწახნაგა კუთხის გაშლის მიმართულება იმ ბაგის მოძრობის მიმართულებას გვიჩვენებს, რომელშიც ეს ნაპრალებია განვითარებული. რღვევის სიბრტყეში სხლეტვის ხაზის მდებარეობის განსაზღვრა შეიძლება გრაფიკულად. ეს ხერხი დეტალურად არის განხილული V თავში. თუ სხლეტვის ან მოწყვეტის განმაშტოებელ ნაპრალებს დავიტანთ ე. წ. ვულფის სტერეოგრაფიულ ბადეზე (ნახ. II.90), დავინახავთ, რომ რღვევისა და სხლეტვის ნაპრალის სიბრტყეების გადაკვეთა იძლევა *OA* სწორ ხაზს, რომელიც აერთებს რკალებისა (*A* წერტილი) და დიამეტრების (*O* წერტილი) გადაკვეთის ადგილებს. იმისათვის, რომ სტერეოგრაფიულ ბადეზე ვიპოვოთ სხლეტვის ხაზი საჭიროა **A** წერტილიდან გადავზომოთ 90° ტოლი კუთხე. მიღებულ *D* წერტილს ვაერთებთ *O*-სთან და ვღებულობთ *OD* სხლეტვის ხაზს, რომელიც **A***O*-ს პერპენდიკულარულია, მდებარეობს მახვილ ორწახნაგა კუთხეში და დევს რღვევის სიბრტყეზე. ამ ხაზის ბოლოში დასმული ისარი იმ მხარეს არის მიმართული, საითაც იშლება რღვევისა და მისი განმაშტოებელი სხლეტვის ნაპრალის მიერ შედგენილი ორწახნაგა მახვილი კუთხე.

რღვევის ასაკის განსაზღვრა. რღვევის ასაკის განსაზღვრა რთული ამოცანაა და უმეტესად მხოლოდ მიახლოებითი შეიძლება იყოს. რღვევის წარმოშობის ასაკის და განვითარების განსაზღვრის ძირითად ნიშანს ამ აშლილობის მიერ გადაკვეთილი ქანების ასაკი წარმოადგენს. დიდი მნიშვნელობა აქვს სხვა არაპირდაპირ ნიშნებსაც, როგორიცაა მოცემულ რაიონში ძირითადი ტექტონიკური მოძრაობების გამოვლინების დრო, ინტრუზიათა ასაკი და სხვ.

რღვევები ყოველთვის უფრო ახალგაზრდაა იმ ქანებზე, რომელსაც ისინი ჰკვეთენ. რღვევა, რომელიც სხვა აშლილობით არის გადანაცვლებული, ყოველთვის უფრო ძველია უკანასკნელზე. თუმცა ისინი ზოგჯერ შეიძლება დეფორმაციის ერთ აქტს უკავშირდებოდნენ.

რღვევათა ჩასახვის ასაკისა და განვითარების განსაზღვრის კარგი მაგალითია კვაისის პოლიმეტალურ საბადოზე (სამხრეთ ოსეთი) დადგენილი რღვევის ანალიზი. ამ დიზიუნქტივის ბუნება ნაჩვენებია ნახ. II. 91-ზე.



ნახ. II.90. რღვევისა და მისი განმაშტოებელი სხლეტვის ნაპრალის შეუღლების ხაზისა და გადანაცვლების მიმართულების (ვექტორის) განსაზღვრა ეულფის ბადის გამოყენებით (ი. კუშნარევის მიხედვით).

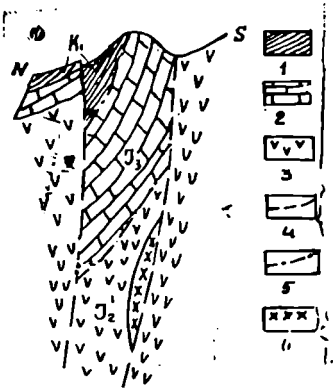
ეს აშლილობა ჩასახულა არაუგვიანეს შუა იურისა, შესაძლოა, ბათური ოროფაზისის დროს. რღვევა სხვადასხვა სიდიდის ვერტიკალური ამპლიტუდით აადგილებს ზედაიურულ (400 მ-ზე მეტი) და ცარცულ (80 მ) ნალექებს. იმავე რღვევის მიერ სხვა ჭრილებში გადაადგილებულია აგრეთვე ეოცენური ქანებიც (30 მ-ით). აღნიშნული ფაქტიური მასალის ანალიზი საშუალებას იძლევა დავასკვნათ, რომ რღვევა ხანგრძლივად ვითარდებოდა, რამდენჯერმე განახლებულა და მის გასწვრივ მაქსიმალური გადაადგილება ცარცულისწინა ტექტონიკური მოძრაობების (ანდური ოროფაზისის) დროს მომხდარა.

აღსანიშნავია, რომ განხილულ რაიონში ხანგრძლივი განვითარების მქონე მრავალი სხვა რღვევაცაა დადგენილი, რომელთაგან ზოგიერთი, კვაისის რღვევისაგან განსხვავებით, განვითარების სხვადასხვა პერიოდში ბაგეთა გადაადგილების სხვადასხვა ნიშნით ხასიათდება.

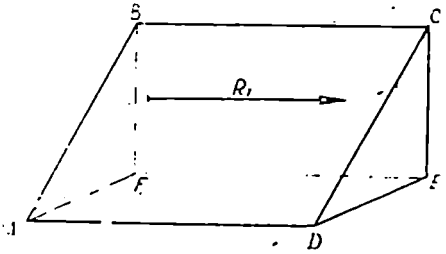
რღვევების რიცხობრივი მახასიათებლები და კავშირი მათ შორის. რღვევათა ძირითად მახასიათებელს წარმოადგენენ მათ მიმართ ბაგეების გადაადგილების სიდიდე და მიმართულება, რომლებიც ვექტორული სიდიდეებით გამოიხატება. ამ სიდიდეებს რ ღ ვ ე ვ ა თ ა. რ ი-

ცხობრივი მახასიათებლები ეწოდება. მათი განსაზღვრა ხდება რღვევათა მიმართ გადაადგილების ანალიზის საშუალებით.

რღვევათა რიცხობრივი მახასიათებლებიდან ერთი მათგანი მთავარია და სრულად ახასიათებს აღნიშნულ გადაადგილებას, ხოლო დანარჩენები მიიღებიან მისი დაშლით შვეულ და თარაზულ სიბრტყეებზე (ნახ. II.94). ამის გამო, მარტივი რღვევების დახასიათებისას



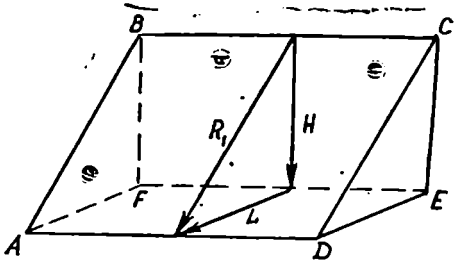
ნახ. II.91. მთა კვაისა-ხოხის ტექტონიკური გეოლოგიური ჭრილი. 1 — ქვედა ცარცის თხელშრეებრივი კირქვები; 2 — ზედა იურის მასიური კირქვები; 3 — ბაიოსის ვულკანოგენური წყება; 4 — კვაისის რღვევები; 5 — შეცოცების ტიპის რღვევები; 6 — შუაიურული ალბიტოფირი.



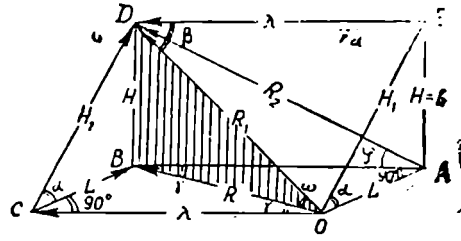
ნახ. II.92. ნაწევი რღვევის სიბრტყეზე ქეშმარიტი ამპლიტუდის გამომსახველი R_1 ვექტორით.

იხილავენ 1 ან 3 ვექტორს, ხოლო რთული რღვევების შემთხვევაში კი — 7. მაგ. ნაწევი, რომლის $ABCD$ სიბრტყე გამოსახულია II.92 ნახაზზე საკმაოდ ხასიათდება R_1 ვექტორით, რომელსაც რღვევის ქეშმარიტი ამპლიტუდა ეწოდება. ნასხლეტის (შესხლეტვის) ამპლიტუდა (R_1) კი რღვევის მართობულ შვეულ სიბრტყეზე შეიძლება დაიშალოს შვეულ (H) და თარაზულ (L) მდგენელებად (ნახ. II.93), რომელთაც შესაბამისად რღვევის ვერტიკალური (შვეული) ამპლიტუდა და გადაადგილების სიგანე ეწოდება.

რღვევათა გასწვრივ რთული გადაადგილების (ნასხლეტ-ნაწევების და შესხლეტვა-ნაწევების) დახასიათებისას (ნახ. II.94) ზემოთ მოყვანილ ვექტორებს დაემატება ქეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) გეგმილები თარაზულ და რღვევის მიმართებაზე გამავალ შვეულ



ნახ. II.93.ნასხლეტის ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) დაშლა ვერტიკალურ ამპლიტუდად (H) და გადაადგილების სიგანად (L).



ნახ. II.94. რთული რღვევის (შესხლეტვა — მარცხენა ნაწევის) ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) დაშლა (ი. კუშნარევის მიხედვით).

სიბრტყეებზე (R და R_2) და შესხლეტვის (ან ნასხლეტის) მდგენელი (H_1).

როგორც ვხედავთ, R_1 ვექტორით განისაზღვრება თვით რღვევის ტიპიც. როგორც II.94 ნახაზიდან ჩანს, თვით ეს ვექტორები და რღვევის სიბრტყე ხასიათდებიან β, γ, φ, ω და α კუთხური სიდიდეებით, რომელთა საშუალებითაც ხდება ამ ვექტორების ურთიერთდაკავშირება.

საველე დაკვირვებების დროს რღვევის ჰეშმარიტი ამპლიტუდის განსაზღვრა გაძნელებულია, ვინაიდან იგი მხოლოდ R_1 ვექტორზე გამავალ ჭრილში დგინდება, ბუნებაში კი ასეთი ორიენტაციის ჭრილები ძალიან იშვიათია. ამიტომ, ჩვეულებრივად განისაზღვრება სხლეტვის ხაზისა და რღვევის სიბრტყის ორიენტაცია, რომელთა საფუძველზე მიიღება დანარჩენი სიდიდეები. უმრავლეს შემთხვევაში, ზემოთ აღნიშნულ ვექტორულ სიდიდეთა საველე პირობებში განსაზღვრა შეუძლებელია და რიცხობრივი მახასიათებლის მიღება ხდება სხვა მონაცემების საფუძველზე.

ზემოთ აღნიშნული კუთხური სიდიდეების ურთიერთკავშირი მარტივი მათემატიკური დამოკიდებულებით გამოისახება

$$\operatorname{tg}\gamma=\frac{\operatorname{tg}\beta\operatorname{tg}\omega\cos\alpha}{\sin\gamma}. \qquad (II.9)$$

საინტერესოა კავშირი α, ω და γ კუთხეებს შორის, რომლის საშუალებითაც არის შედგენილი ცხრილი № 5 (იხ. დანართი).

$$\operatorname{tg}\omega=\operatorname{tg}\alpha\cdot\sin\gamma. \qquad (II.10)$$

საველე დაკვირვებების დროს ხშირად შესაძლებელია β, ω და γ კუთხეების (ან ერთ-ერთი მათგანის) გაზომვა, ამიტომ ჩვენთვის საინტერესოა ასეთი კავშირებიც:

$$\operatorname{tg}\varphi = \operatorname{tg}\beta \sin\alpha, \qquad (II.11)$$

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{\sin\omega}{\cos\beta}, \qquad (II.12)$$

$$\operatorname{tg}\alpha = \operatorname{tg}\beta \cos\alpha = \operatorname{tg}\beta \sin(90^\circ - \alpha), \qquad (II.13)$$

თუ დავაკვირდებით II.10, II.11 და II.13 ფორმულებს, ადვილად შევამჩნევთ, რომ მათ ერთნაირი სტრუქტურა აქვთ, განსხვავება მხოლოდ კუთხური სიდიდეების აღმნიშვნელ ასოებშია. ეს გარემოება შესაძლებელს ხდის გამოვიყენოთ ცხრილი № 5 II.11 და II.13 ფორმულების მიმართაც, თუ ω, α და γ ნაცვლად ვიგულისხმებთ შესაბამისად φ, β და α ან γ, β და (90°—α)-ს. რღვევის ამპლიტუდის კავშირი დანარჩენ მახასიათებლებთან გამოიხატება შემდეგი ფორმულებით:

$$R = R_1 \cos\omega, \qquad (II.14)$$

$$L = R_1 \cos\omega \sin\gamma, \qquad (II.15)$$

$$H = h_1 \sin\omega, \qquad (II.16)$$

$$H_1 = \frac{R_1 \sin\omega}{\sin\alpha}, \qquad (II.17)$$

$$\lambda = R_1 \cos\beta, \qquad (II.18)$$

$$R_2 = \frac{R_1 \sin\omega}{\sin\varphi}. \qquad (II.19)$$

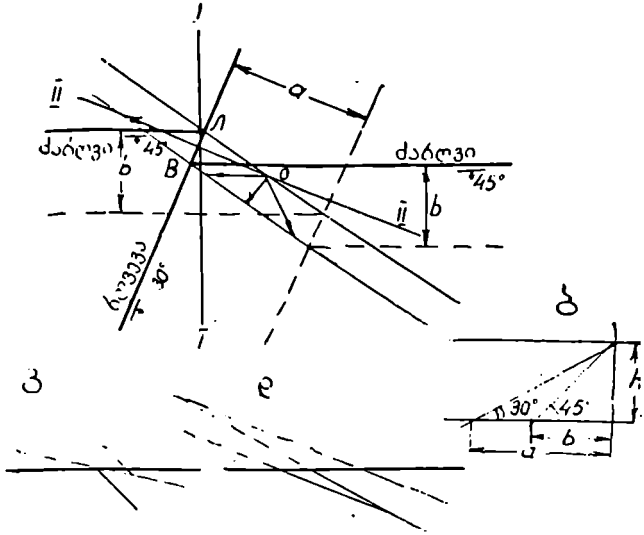
მოცემული ფორმულები სრულიად საკმარისია რღვევების ნებისმიერი რიცხობრივი მახასიათებლის მისაღებად.

გეოლოგიური ჭრილების ჭეშმარიტობა და გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების გაანგარიშება[1]. საკითხი იმის შესახებ, ჭეშმარიტად ასახავს თუ არა გეოლოგიური ჭრილი რღვევების მიმართ გადაადგილებას, საკმაოდ ძველია. ჭრილების ჭეშმარიტობაში დაეჭვება გამოიწვია უსოვის ე. წ. „პირდაპირი შეცოცების“ განხილვამ.

უსოვი (1933) „პირდაპირ შეცოცებას“ უწოდებდა ისეთ რღვევას, რომლის ზედაპირი (სიბრტყე) ეცემა გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიმართულებით და მისი დახრის კუთხე ნაკლებია ამ ელემენტის დახრის კუთხეზე (ნახ. II.95).

---

[1] М. Н. Джапаридзе, О. Д. Мардалеишвили—«О расчете вертикальных отходов геологических элементов и представительности геологических разрезов». Тр. XV научно-техн. конф. ГПИ, выпуск 6, 1970 г.



ნახ. II.95. უსოვის „პირდაპირი შეცოცების“ ანალიზი (მ. უსოვის მიხედვით):

ა — გეგმა; ბ — დამხმარე ჭრილი; გ — ჭრილი I—I ხაზის გასწვრივ; დ — ჭრილი II—II ხაზის გასწვრივ.

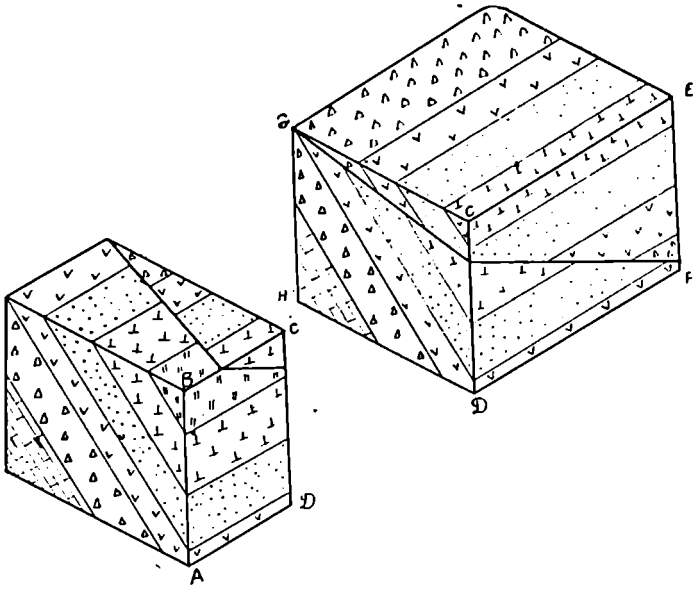
უსოვი ატარებდა ჭრილს (I—I) გეოლოგიური ელემენტის მიმართების მართობულად (ნახ. II.95, გ და 96), რომელშიც ჩანს ნასხლეტის ტიპის გადაადგილება.

მოლჩანოვი (1939) იხილავდა რა „პირდაპირ შეცოცებას“, აღნიშნავდა, რომ ზედა ბაგის მოძრაობის მიხედვით ეს არის ნასხლეტი.

ბელიცკი (1953) ატარებდა ჭრილს (II—II) რღვევის მიმართების მართობულად (ნახ. II.95 და 96) და ასკვნიდა, რომ ეს არის შეცოცება და, რომ მხოლოდ აღნიშნული მიმართულებით აგებული ჭრილი გამოსახავს რღვევის მიმართ გადაადგილების ჭეშმარიტ სურათს, სხვა მიმართულების ჭრილები კი — მოჩვენებითია.

როგორც მოყვანილი მაგალითიდან ჩანს, სხვადასხვა ორიენტაციის ჭრილებში ერთი და იგივე რღვევა წარმოგვიდგება ხან ნასხლეტად, ხან შესხლეტვად.

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარე, ბუნებრივია, ისმის კითხვა — შეიძლება თუ არა, საერთოდ, გეოლოგიურ ჭრილში ავსახოთ. რღვევის მიმართ გადაადგილების ჭეშმარიტი სურათი და თუ შეიძლება, როგორი ორიენტაციის ჭრილშია ეს შესაძლებელი?



ნახ. II.96. უსოვის „პირდაპირი“ შეცოცება:

DCGH — ჭრილი გადაადგილებული ელემენტის მიმართების მართობულად;
ABEF — ჭრილი რღვევის მიმართების მართობულად.

ვინაიდან, ჭრილი წარმოადგენს სიბრტყეს და ხასიათდება ორი განზომილებით მისი შემწეობით სწორად შეიძლება ავსახოთ გადაადგილებები მხოლოდ ისეთი რღვევების მიმართ, რომელთა ძირითადი ვექტორი (R_1) არ იშლება მდგენელებად, ანდა იშლება მხოლოდ ორ მდგენელად. ასეთებს კი, როგორც ზემოთ დავინახეთ, მარტივი რღვევები — ნასხლეტები, შესხლეტვები და ნაწევები წარმოადგენენ. ამასთან, ეს ჭრილები ორიენტირებული უნდა იქნენ ჭეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) გასწვრივ. ასეთ ჭრილებში ნასხლეტიც, შესხლეტვაც და ნაწევიც გამოისახება მათი განმარტებების შესაბამისად. აქვე უნდა ავღნიშნოთ, რომ ამ ჭრილებში რღვევათა რიცხობრივი მახასიათებლები გამოისახებიან თავისი ჭეშმარიტი სიდიდით.

რაც შეეხება რთულ რღვევებს, მათი სრული გამოსახვა შესაძლებელია მხოლოდ სამგანზომილებიან სივრცეში, რადგან ჭრილებში იკარგება გადაადგილების ხან ნაწევური; ხან კი ნასხლეტური (შესხლეტური) მდგენელები. ზემოთ თქმული ეხება ყოველგვარი მოგეზ-

ლობის ვერტიკალურ ჭრილებს, მათ შორის ისეთებსაც, რომლებიც გადიან ჭეშმარიტი გადაადგილების R_1 ვექტორზე (ნახ. II.94). ამ ჭრილში რღვევის ჭეშმარიტი გადაადგილების ვექტორი R_1, ვერტიკალური ამპლიტუდა H და ჭეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის გეგმილი თარაზულ R სიბრტყეზე გამოისახებიან თავისი ჭეშმარიტი სიდიდით, მაგრამ, მასში არ გამოჩნდება ნაწევური მდგენელი λ, გადაადგილების სიგანე L და შესხლეტური (ნასხლეტური) მდგენელი H_1. მიუხედავად ამისა, R_1 ვექტორის გასწვრივ გამავალ ჭრილებში, შესხლეტვა-ნაწევები ყოველთვის გამოისახება შესხლეტვებით, ხოლო ნასხლეტ-ნაწევები—ნასხლეტებით, ე. ი. გადაადგილების ვერტიკალური კომპონენტები ამ შემთხვევაში სწორად გამოიხატებიან. ყველა სხვა მოგეზილობის ჭრილებში რღვევათა რიცხობრივი მახასიათებლები გამოისახებიან დამახინჯებული სახით, ხოლო ზოგ შემთხვევაში მოგვცემენ ჭეშმარიტი გადაადგილების შებრუნებულ სურათს, ე. ი. შესხლეტვა-ნაწევი ჭრილში გამოისახება ნასხლეტის, ხოლო ნასხლეტ-ნაწევი — შესხლეტვის სახით, რაც კარგად ჩანდა უსოვის „პირდაპირი შეცოცების" მაგალითის განხილვის დროს.

როგორ შევამოწმოთ (ან დავიცვათ) გეოლოგიურ ჭრილებში რღვევის გასწვრივ გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტების გამოსახვის სისწორე?

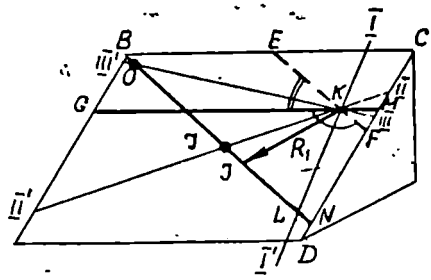
ამ საკითხის განხილვისას უნდა შევეხოთ რღვევის რიცხობრივი მახასიათებლების განსაზღვრის თვისობრივ და რაოდენობრივ მხარეს, კერძოდ, 1) რა შემთხვევებში უნდა გამოისახოს ჭრილებში ჭეშმარიტი გადაადგილების შესაბამისი სურათი და 2) რა სიდიდის უნდა იყვნენ გეოლოგიური ელემენტების გადაადგილების ხილული, ვერტიკალური[1] მდგენელები.

განვიხილოთ პირველი მხარე. II.97 ნახაზზე მოცემულია ნასხლეტ-მარცხენა ნაწევის $ABCD$ სიბრტყე გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტისა და რღვევის გადაკვეთის BN და EF კვლები მის ზედა და ქვედა ბაგეებში და ჭეშმარიტი გადაადგილების R_1 ვექტორი. გავატაროთ რღვევის მიმართულების GM ხაზი. როგორც ნახაზიდან ჩანს, გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტისა და რღვევის გადაკვეთის ხაზი (EF) და მიმართების GM ხაზი რღვევის სიბრტყეს ჰყოფს ორ, GKF და GKE სექტორად, რომელთაგანაც ერთში (GKF) განლაგებულია ჭეშმარიტი გადაადგილების R_1 ვექტორი. ნახაზიდან ჩანს, რომ GKF სექტორზე გამავალ ყველა ჭრილში (მაგ. I—I′ და

---

[1] ჭრილების ვერტიკალურობის გამო, ბუნებრივია, უფრო ხელსაყრელია გადაადგილების ვერტიკალური მდგენელის გამოყენება, რომელიც ჰორიზონტული მდგენელისაგან განსხვავებით, ყოველთვის ჭრილის სიბრტყეში მდებარეობს.

II—II′) გეოლოგიური ელემენტისა და რღვევის გადაკვეთის წერტილი მის ზედა ბაგეში (*K*) ჰიფსომეტრულად უფრო მაღლა იქნება, ვიდრე ანალოგიური წერტილი (*I* ან *L*) რღვევის ქვედა ბაგეში, ე. ი. აღნიშნულ სექტორზე გამავალ ყველა ჭრილში გვექნება ნასხლეტის სურათი, რაც შეესაბამება ჭეშმარიტ გადაადგილებას (ნასხლეტმარცხენა ნაწევს), ასევე ადვილად შეიძლება დავრწმუნდეთ, რომ *GKE*-სექტორში გამავალ ყველა ჭრილში (მაგ. III—III′) მივიღებთ შესხლეტვის სურათს, რაც ჭეშმარიტი გადაადგილების საწინააღმდეგოა.



ნახ. II.97. რღვევის სიბრტყის დაყოფა ორ სექტორად — *GKF*, რომელშიც მდებარეობს გადაადგილების ვექტორი (R_1), და *GKE*, რომელშიც ეს ვექტორი არ მდებარეობს.

ამრიგად, სექტორები, რომლებიც ხასიათდებიან თვისობრივად ურთიერთსაწინააღმდეგო ჭრილებით, ერთმანეთისაგან გამოიყოფა, ერთის მხრივ, რღვევის მიმართებით და, მეორეს მხრივ, რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის ხაზით.

განვიხილოთ აღნიშნული სექტორების სასაზღვრო ხაზები. რღვევის მიმართებაზე გატარებულ ჭრილში დიზიუნქტივი ჰორიზონტული იქნება, ხოლო გადაადგილებული ელემენტი გადანაცვლებული აღმოჩნდება ჰორიზონტული მიმართულებით, ე. ი. გვექნება ნაწევის სურათი. რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის ხაზის გასწვრივ გამავალ ჭრილში გადაადგილება საერთოდ არ გამოჩნდება, ვინაიდან, ეს ხაზი ეკუთვნის როგორც რღვევის, ისე გეოლოგიური ელემენტის სიბრტყეებს.

ახლა განვიხილოთ ჩვენთვის საინტერესო საკითხის მეორე (რაოდენობრივი) მხარე.

გადაადგილების ხილული ვერტიკალური ამპლიტუდა, როგორც ზემოთ დავინახეთ, მინიმალურია (ნულის ტოლია) რღვევის მიმართების გასწვრივ გამავალ ჭრილში, რომელშიც გვაქვს ნაწევის სურათი. რაც უფრო დაშორდება ჭრილის სიბრტყე რღვევის მიმართებას, მით უფრო გაიზრდება ხილული ვერტიკალური ამპლიტუდა და ბოლოს, როდესაც ჭრილის სიბრტყე დაემთხვევა რღვევისა და გეოლოგიური

ელემენტის გადაკვეთის კვალს, ხილული ვერტიკალური ამპლიტუდა უსასრულობამდე გაიზრდება[1].

ამრიგად, სხვადასხვა მოგეზილობის ჭრილებში ვერტიკალური ამპლიტუდა იცვლება $+\infty$-დან $-\infty$-მდე, უწყვეტად, ნულოვან მნიშვნელობაზე გავლით, ხოლო რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის ხაზი წარმოადგენს საზღვარს, რომელზედაც ხდება ჭრილებში რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდის წყვეტითი, ნახტომისებური ცვლა $+\infty$-დან $-\infty$-მდე, რასაც შეესაბამება ჭრილებში გამოსახული რღვევის ნახტომისებური თვისობრივი ცვლა ნასხლეტიდან შესხლეტვისაკენ. რაც შეეხება რღვევის მიმართებას, იგი არის საზღვარი, რომლის გადაკვეთისას ჭრილებში რღვევათა თვისობრივი ცვლა (ნასხლეტიდან შესხლეტვისკენ) თანდათანობით, წყვეტის გარეშე ხდება.

ამრიგად, ჭრილის სისწორის შემოწმებისათვის, მისი აგების დროს საჭიროა ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში დადგინდეს რღვევის რიცხობრივი მახასიათებლები და იმ სექტორების საზღვრები, რომლებზედაც ზემოთ იყო ლაპარაკი.

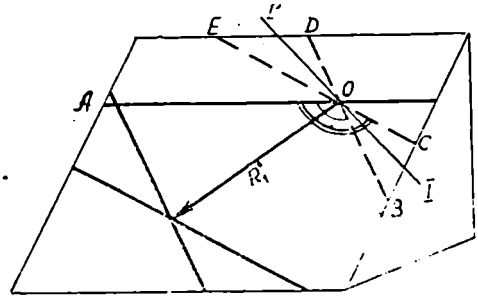
ერთსა და იმავე ჭრილში შეიძლება მონაწილეობდეს რღვევით გადაადგილებული სხვადასხვაგვარად ორიენტირებული ორი ან მეტი გეოლოგიური ელემენტი. ბუნებრივია, რომ ისინი რღვევასთან გადაიკვეთებიან სხვადასხვა ხაზზე და ამიტომ შექმნიან სხვადასხვა ზომის სექტორებს (*AOB* და *AOC*), რომლებშიც მოთავსებული იქნება გადაადგილების R_1 ვექტორი (ნახ. II.98).

როგორც ნახაზიდან ჩანს, ჭრილების გარკვეული ჯგუფი შეიძლება ისე იყოს მოგეზილი, რომ ერთი გეოლოგიური ელემენტისათვის მოხვდეს იმ სექტორში, რომელშიც გადაადგილების R_1 ვექტორია განლაგებული, ხოლო მეორე გეოლოგიური ელემენტისათვის — იმ სექტორში, რომელშიც აღნიშნული ვექტორი არ ძევს, ან, რაც იგივეა, მოხვდეს *BOC* სექტორში (მაგ. ჭრილი I—I′). ასეთ ჭრილებში ერთი გეოლოგიური ელემენტი დაწეული იქნება, მეორე კი — აწეული (ნახ. II.99).

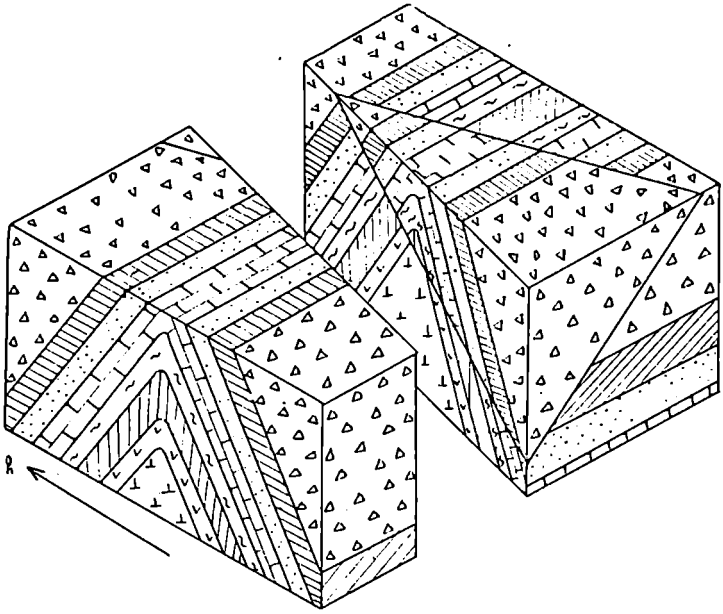
როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გარდა იმ გამონაკლისისა, როდესაც გეოლოგიური ელემენტი ჰორიზონტულია ან მისი მიმართება რღვევის პარალელურია, ჭრილებში რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდა (და სხვა მახასიათებლებიც) მოჩვენებითია. ამიტომ საჭიროა ისეთი სიდიდის მოძებნა, რომელიც მუდმივი იქნება ნებისმიერი მოგეზილობის ჭრილში. ასეთი სიდიდე არის ვერტიკალური დაშორება, რომელიც

---

[1] იგულისხმება შემთხვევა, როდესაც რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის კვალი არ ემთხვევა რღვევის მიმართებას.



ნახ. II.98. რღვევის სიბრტყის დაყოფა არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტების მიერ სხვადასხვა ზომის (*AOB* და *AOC*) სექტორებად, რომლებშიც განლაგებულია გადაადგილების R_1 ვექტორი.



ნახ. II.99. ჭრილი, რომელშიც ნაოკის ჩრდილო ფრთა დასხლეტილია, ხოლო სამხრეთი ფრთა — შესხლეტილი.

წარმოადგენს გეოლოგიური ელემენტის გაწყვეტილ ნაწილებს შორის შვეულ მანძილს. მაგრამ უნდა გვახსოვდეს, რომ სხვადასხვაგვარად ორიენტირებულ ჭრილებში ვერტიკალური დაშორებები მუდმივია მხოლოდ ერთნაირი სივრცობრივი ორიენტაციის მქონე გეოლოგიური ელემენტებისათვის. ამიტომ, სხვადასხვა წოლის ელემენტების მქონე გაწყვეტილი გეოლოგიური სხეულების შემთხვევაში ეს სიდიდე თითოეულისათვის ცალ-ცალკე უნდა იქნეს გამოთვლილი.

ვერტიკალურ ამპლიტუდასა და ვერტიკალურ დაშორებას შორის არსებული მათემატიკური დამოკიდებულება, რომელიც სხლეტვის ხაზის გასწვრივ ორიენტირებული ჭრილიდან (ნახ. II.100) არის გამოყვანილი (მ. ჯაფარიძე, ო. მარდალეიშვილი, 1970) ასეთია:

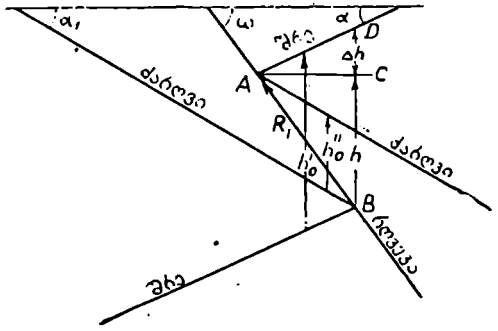
$$h_0 = H(1 \pm \operatorname{ctg}\omega \operatorname{tg}\alpha), \qquad (II.20)$$

სადაც h_0 არის მოცემული გეოლოგიური ელემენტის ვერტიკალური დაშორება;

H — რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდა;

ω — რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხე აღნიშნულ ჭრილში;

α — გეოლოგიური ელემენტის დაქანების კუთხე იგივე ჭრილში.



ნახ. II.100. ჭრილი ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) გასწვრივ.

ფორმულაში დაისმება „+“ ნიშანი თუ ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის გასწვრივ გამავალ ჭრილში რღვევა და გადაადგილების გეოლოგიური ელემენტი ურთიერთსაწინააღმდეგოდ არიან დახრილი (ამ შემთხვევაში $h_0 > H$). თუ აღნიშნულ ჭრილში ეს ელემენტები ერთი მიმართულებით არიან დახრილი, ფორმულაში უნდა ჩავსვათ „—“ ნიშანი ($h_0 < H$).

მაგალითად II.100 ნახაზზე გამოსახული შრის ვერტიკალური დაშორების გამოთვლისას ფორმულას ექნება $h_0 = H(1 + \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha)$ სახე, ხოლო ძარღვისათვის — $h_0 = H(1 - \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha)$.

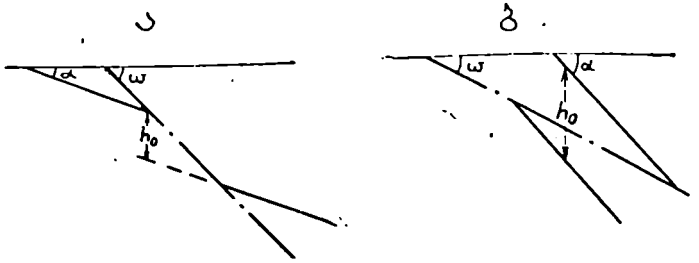
ვერტიკალური დაშორების გამოთვლის გასაადვილებლად შედგენილი იქნა (მ. ჯაფარიძე, ო. მარდალეიშვილი, 1970) $1 \pm \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha$ მნიშვნელობათა ცხრილი (იხ. დანართი № 2), რომელშიც ყოველი უჯრა დაყოფილია ორ ნაწილად. ზედა ნაწილში მოცემულია $1 + \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha$ მნიშვნელობები, ხოლო ქვედაში — $1 - \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha$ სიდიდეები.

ამ ცხრილში ვერტიკალური სვეტები შეესაბამებიან გეოლოგიური ელემენტების დაქანების კუთხეებს სხლეტვის ხაზის გასწვრივ აგებულ ჭრილში, ჰორიზონტალური სტრიქონები კი — რღვევის დაქანების კუთხეს იმავე ჭრილში. შესაბამისი სვეტებისა და სტრიქონების გადაკვეთით ვღებულობთ $1 \pm \mathrm{ctg}\omega \mathrm{tg}\alpha$ კონკრეტულ მნიშვნელობებს.

ადვილი შესამჩნევია, რომ ცხრილში გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორებები (h_0) უარყოფით მნიშვნელობებს იღებს, როდესაც $\omega < \alpha$, ხოლო რღვევა და გეოლოგიური ელემენტი ერთი მიმართულებითაა დაქანებული (ჭრილში სხლეტვის ხაზის გასწვრივ). ეს გარემოება გეოლოგიური თვალსაზრისით იმით აიხსნება, რომ ნასხლეტებისათვის (როდესაც $\omega > \alpha$) გეოლოგიური ელემენტების დაშორების ეფექტი $\omega < \alpha$ დროს იცვლება გაორების ეფექტით (ნახ. II.101), ხოლო შესხლეტვებისათვის ($\omega > \alpha$ დროს) დამახასიათებელი გაორების ეფექტი $\omega < \alpha$ დროს იცვლება დაშორების ეფექტით.

მეორე მხრივ, II. 101, ა ნახაზიდან ჩანს, რომ, როდესაც $\omega > \alpha$ ნასხლეტის დაწეულ ზედა ბაგეს გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის დაწეული ნაწილი შეესაბამება. ვერტიკალური დაშორების გადაზომვის მიმართულება თანხვდება აშლილობის გასწვრივ სხლეტვის საერთო მიმართულებას და ამიტომ h_0 დადებითი სიდიდეა. იმ შემთხვევაში კი, როდესაც $\omega < \alpha$ (ნახ. II.101, ბ) ნასხლეტის ზედა ბაგის დაწევის მიუხედავად, გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის სიბრტყე აშლილობის ზედა ბაგეში ჰიფსომეტრიულად უფრო მაღლა იმყოფება, ვიდრე ქვედაში. ამიტომ h_0 რღვევის გასწვრივ მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით გადაიზომება და უარყოფით სიდიდეს წარმოადგენს.

ანალოგიური მსჯელობით ადვილად ვრწმუნდებით, რომ შესხლეტვებისთვისაც, როდესაც $\omega > \alpha$ გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების გადაზომვის მიმართულება რღვევის გასწვრივ საერთო მოძრაობის მიმართულებას ემთხვევა და დადებითს წარმოადგენს, ხოლო როდესაც $\omega < \alpha$ h_0 უარყოფითია და აშლილობის გას-



ნახ. II.101. გეოლოგიური ელემენტის „დაშორების“ ეფექტი ნასხლეტის შემთხვევაში, როდესაც $\omega > \alpha$ (ა) და „გაორების“ ეფექტი, როდესაც $\omega < \alpha$ (ბ).

წვრივ საერთო გადაადგილების საწინააღმდეგო მიმართულებით უნდა იქნას აღებული.

ზემოთ მოყვანილი ფორმულა ნაწევის ტიპის რღვევის (როდესაც $H=O$ და $\omega=O$) ვერტიკალური დაშორების გამოთვლისას იძლევა განუზღვრელობას $h_0=O(1\pm \operatorname{ctg} O \operatorname{tg}\alpha)$, რომლის გახსნითაც ვღებულობთ $h_0=-\operatorname{tg}\alpha$. ეს ნიშნავს, რომ ნაწევის შემთხვევაში ვერტიკალური დაშორების სიდიდე დამოკიდებულია მხოლოდ გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის დახრის კუთხეზე (α). როგორც ვხედავთ, ამ განუზღვრელობის გახსნა იძლევა ვერტიკალური დაშორების სიდიდის მხოლოდ თვისობრივ შეფასებას და ამდენად ფორმულას კონკრეტული ამოცანების ამოხსნისათვის ვერ გამოვიყენებთ.

ზემოაღნიშნული ფორმულის ნაკლის შევსება შეიძლება მისი მარტივი გარდაქმნით. ადვილი შესამჩნევია, რომ ვერტიკალური ამპლიტუდისა და გადაადგილების ჰეშმარიტ ვექტორს შორის შემდეგი დამოკიდებულებაა: $H=R_1\sin\omega$ (ნახ. II.102).

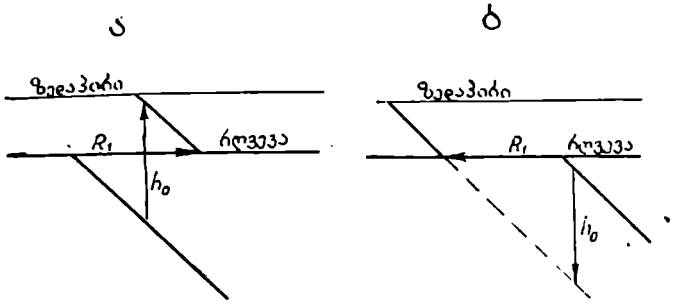
ვერტიკალური დაშორების ფორმულაში H-ის მნიშვნელობის ჩასმით და ფორმულის გამარტივებით ვღებულობთ:

$$h_0=R_1(\sin\omega\pm\cos\omega\operatorname{tg}\alpha). \qquad (II.21)$$

„+“ და „—“ ნიშნები, ისევე, როგორც წინათ მიღებულ ფორმულაში შეესაბამება h_0-ის გადაზომვის მიმართულებას ან R_1-ის მიმართულებით, ან მის საწინააღმდეგოდ.

მიღებული ფორმულა შეიძლება გამოვიყენოთ ნებისმიერი რღვევის (და მათ შორის ნაწევის) მიმართ გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის ვერტიკალური დაშორების გამოთვლისათვის. მაგალითად, ნაწევის შემთხვევაში აღნიშნული ფორმულა მიიღებს სახეს.

$$h_0=\pm R_1\operatorname{tg}\alpha. \qquad (II.22)$$



ნახ. II.102. ნაწევები ჭრილში: ა) h_0 დადებითი სიდიდეა; ბ) h_0 — უარყოფითი სიდიდე.

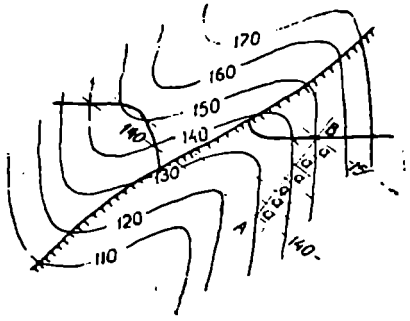
როგორც ვხედავთ, ისევე, როგორც წინა ორ ფორმულაში, აქაც გვაქვს ნიშანი „±“, თუ გადანაცვლება ნაწევის შემთხვევაში მოხდ: გეოლოგიური ელემენტის დაქანების მიმართულებით, მაშინ ზედა ბაგეში მდებარე გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის საპოვნელად ვერტიკალური დაშორება გადაიზომება რღვევის ქვედა ბაგეში განლაგებული შესაბამისი ელემენტიდან ზევით (ნახ. II.102, ა) და h_0-ის გადაზომვის ეს მიმართულება ჩაითვლება დადებითად. აღნიშნულის საწინააღმდეგოდ მიმართული გადაადგილების შემთხვევაში h_0-ის გადაზომვის მიმართულებაც დიამეტრულად იცვლება, რაც აღინიშნება ნიშნით „—“ (ნახ. II.102, ბ).

ამ ფორმულისათვის ასევე შედგენილია ($\sin\omega \pm \cos\omega \operatorname{tg}\alpha$) მნიშვნელობათა ცხრილი (ო. მარდალეიშვილი, 1970), რომელიც დანართშია მოცემული.

როგორც მოყვანილი მსჯელობიდან ჩანს, მეორე ფორმულა უფრო უნივერსალურია (იგი შეიძლება გამოვიყენოთ ნებისმიერი ტიპის რღვევის შემთხვევაში), მაგრამ ნაკლებად მოხერხებული, ვინაიდან H და h_0 სიდიდეები შვეულის გასწვრივ იზომებიან და ამიტომ მათი მიმართულების ერთმანეთთან შედარება უფრო ადვილია, ვიდრე ერთმანეთის არაპარალელური h_0-სა და R_1 ვექტორების მიმართულებებისა. გარდა ამისა, როგორც ზემოთ ავღნიშნეთ, გარკვეულ შემთხვევებში ჭრილის აგებისას h_0-ის განსაზღვრა არც არის საჭირო თუ ცნობილია H. მაშასადამე, პირველი ფორმულა უფრო მოხერხებულია.

ამრიგად, რღვევათა მიმართ გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტების გადანაცვლების დასახასიათებლად სრულიად საკმარისია მათი ვერტიკალური განაშალების დადგენა. გარდა ამისა, ვერტიკა-

ლური განაშალის გამოყენება ძალზე მოხერხებულია არა მარტო ჭრილების, არამედ რუკების შედგენის დროსაც.



ნახ. II.103. ვერტიკალური დაშორების გამოყენება გეოლოგიური რუკის აგების დროს (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

რუკაზე ვერტიკალური დაშორებების დასადგენად უნდა ვიპოვოთ გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის საგები ან სახურავი რღვევის სხვადასხვა ბაგეში და გავზომოთ მათ შორის ვერტიკალური მანძილი სტრატოიზოჰიფსების საშუალებით (ნახ. II.103).

საყურადღებოა, რომ რღვევით გაწყვეტილი ცალკეული გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორება არ იძლევა წარმოდგენას რღვევის ბაგეების ჰეშმარიტ ურთიერთგადაადგილებაზე, მაგრამ რამდენიმე სხვადასხვა გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების მეშვეობით შეიძლება დადგინდეს აღნიშნული ურთიერთგადაადგილებაც. აღსანიშნავია ისიც, რომ ქვემოთ მოყვანილ რღვევათა მიმართ გადაადგილების ანალიზის მეთოდები ძირითადად გამოიყენება მსხვილმასშტაბიანი აგეგმვის და სხვა სპეციალური დანიშნულების სტრუქტურული ამოცანების გადაწყვეტისას.

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარე, რღვევების საველე პირობებში შესწავლისას გადაადგილების ანალიზისათვის აუცილებელი მასალის მისაღებად საჭიროა დავადგინოთ რღვევისა და გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტების სივრცობრივი ორიენტაცია და ამ ელემენტთა ვერტიკალური დაშორება (თუ ეს შესაძლებელია) ან გამოვხაზოთ გეოლოგიური სიტუაცია.

5. რღვევების გასწვრივ გადაადგილების ანალიზი

მარტივ გადაადგილებათა ანალიზი. რღვევა ითვლება მარტივად, თუ მის გასწვრივ გადაადგილება ერთჯერადია. ბუნებაში მრავლად გვხვდება რღვევათა ე. წ. „გაახალგაზრდავების“, ე. ი. გადაადგილებათა მრავალჯერ გამეორების მაგალითები. ასეთ რღვევებს რთულს უწოდებენ. არ უნდა აგვერიოს ერთმანეთში „მ ა რ ტ ი ვ ი რ ღ ვ ე ვ ა“ (რომლის განმარტებაც ზემოთ არის მოცემული) და „მ ა რ ტ ი ვ ი გ ა დ ა ა დ გ ი ლ ე ბ ა“, ან „რ თ უ ლ ი რ ღ ვ ე ვ ა“ და

„რ თ უ ლ ი გ ა დ ა ა დ გ ი ლ ე ბ ა“, რომლებიც, როგორც უკვე დავინახეთ, სრულიად განსხვავებული ცნებებია. როგორც რთული, ისე მარტივი რღვევები შეიძლება ხასიათდებოდნენ როგორც მარტივი, ასევე რთული გადაადგილებით.

რღვევათა მიმართ გადაადგილებათა ანალიზის აქ განხილული გრაფიკული მეთოდები ძირითადად დამუშავებულია ი. კუშნარიოვის (1960) მიერ, ერთ-ერთი მათგანი კი, რომელიც ეხება ციცაბო რღვევების ანალიზს — მ. ჯაფარიძისა და ო. მარდალეიშვილის მიერ (1970). აღნიშნული მეთოდები მარტივი, საკმარისად ზუსტი და არაშრომატევადია (მეთოდის დაუფლების შემდეგ თითო ამოცანის გადაწყვეტას საშუალოდ 15—20 წუთი სჭირდება).

ამ საკითხთან დაკავშირებულ ამოცანათა მთელი სიმრავლე დაიყვანება ორ ძირითად ტიპზე:

1. ამპლიტუდების დადგენა მახასიათებელი წერტილების გადაადგილების მიხედვით, ე. ი. ორი არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტის რღვევასთან გადაკვეთის წერტილების გადაადგილების მიხედვით.

2. ამოცანები, დაკავშირებული ერთი ან რამდენიმე პარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილებასთან, როდესაც ცნობილია გადაადგილების მიმართულება.

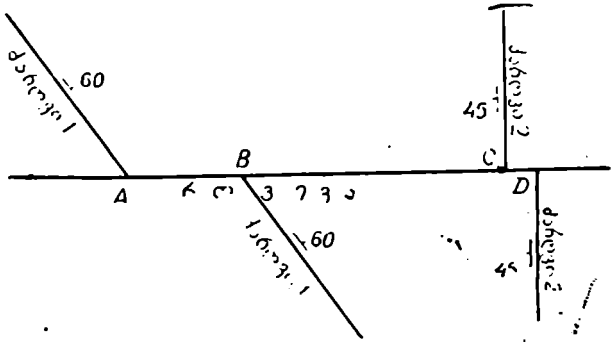
პირველი ტიპის ამოცანებში სხლეტვის ხაზის სივრცობრივი ორიენტაცია და მიმართულება დგინდება თვით ამოცანის ამოხსნისას. მეორე ტიპის ამოცანების ამოსახსნელად სხლეტვის ხაზი წინასწარ უნდა განისაზღვროს სხვა რომელიმე ადრე განხილული ხერხით.

ამოცანების თითოეულ ტიპში გამოიყოფა სამ-სამი ქვეტიპი. რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხის მიხედვით ცალ-ცალკე განიხილება გადაადგილებათა ანალიზი დამრეცად (50°-მდე), ციცაბოდ (50—80°) და შვეულად (80—90°) დაქანებული რღვევებისათვის [1]. ეს ამოცანები ამოიხსნება განსხვავებული ხერხებით: პირველ შემთხვევაში სხვადასხვა ჰიფსომეტრიული სიმაღლის ორი გეგმის (ჰორიზონტული ჭრილის) შეთავსებით, მეორეში — რღვევის მიმართების პარალელური ორი ვერტიკალური ჭრილის შეთავსებით, ხოლო მესამე შემთხვევაში საკმარისია რღვევის თანხვედრილი ერთი ჭრილის აგება.

რღვევის გასწვრივ გადაადგილების განსაზღვრა მახასიათებელი წერტილების მიხედვით. რღვევის მახასიათებელ წერტილებად იწოდებიან წერტილთა წყვილები, რომლებიც რღვევის გაჩენამდე წარმოადგენენ ერთ წერტილს.

---

[1] რღვევების დაქანების კუთხის მიხედვით აქ მოყვანილი დაჯგუფება არ შეესაბამება ამავე ნიშნის მიხედვით საერთოდ მიღებულ კლასიფიკაციას.

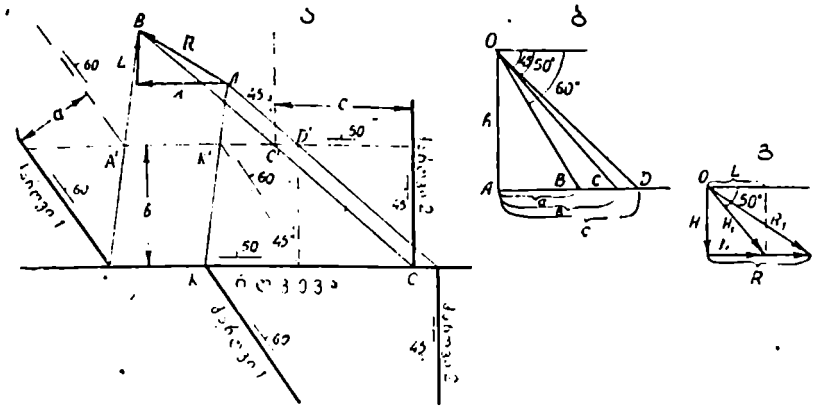


ნახ. II.104. გეგმა, რომელიც გამოსახავს გეოლოგიურ სიტუაციას რღვევის მიერ ორი, არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილებისას.

განსახილველი მეთოდის გამოყენების აუცილებელ პირობას წარმოადგენს რღვევის სიბრტყისა და მის მიერ გადაადგილებული რომელიმე ორი, ერთმანეთის არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტის სივრცობრივი მდებარეობის ცოდნა დიზუნქტივის ორივე ბაგეში. განვიხილოთ რღვევის ამპლიტუდების განსაზღვრის ტიპური მაგალითები:

ქვეტიპი I — დამრეცი რღვევების ანალიზი. II.104 ნახაზზე მოცემულია რღვევა და მის მიერ გადაადგილებული ორი ძარღვი (№ 1 და № 2) გეგმაზე. რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში ამ სიბრტყეების ერთმანეთთან გადაკვეთის წერტილების საპოვნელად აღნიშნულ გეგმას უნდა შევუთავსოთ მეორე გეგმა, რომლის ჰიფსომეტრიული დონე განსხვავებული იქნება პირველისაგან ნებისმიერი h სიდიდით. ამისათვის ვაგებთ აბსტრაქტულ ვერტიკალურ ჭრილს რღვევებისა და ძარღვების დაქანების მიმართულებით (ნახ. II.105, ბ). ეს ჭრილი აბსტრაქტულია (წარმოსახვითი), იმიტომ, რომ მასში ვათავსებთ სამ ჭრილს, მოგეზილებს რღვევისა და ორივე ძარღვის მიმართების მართობულად. ამ ჭრილის ასაგებად ერთი წერტილიდან ვავლებთ სწორ ხაზებს (OB, OC და OD) დიზუნქტივის და ძარღვების დაქანების კუთხეებით. ამის შემდეგ შვეულად ვზომავთ ნებისმიერ $h = OA$ მანძილს და მიღებული წერტილიდან ვატარებთ თარაზულ ხაზს რღვევისა და შარღვების აღმნიშვნელი სწორების გადაკვეთამდე.

მონაკვეთები AB, AC და AD წარმოადგენენ მანძილებს, რომლებითაც მოცემულ შემთხვევაში რღვევა და ძარღვები გადაიწევენ თარაზულ გეგმილთ სიბრტყეზე დაქანების მიმართულებით. თუ ახალი გეგმა განლაგებული იქნება ძველის ზევით h შვეული მანძილით



ნახ. II.105. დამრეცი რღვევების ანალიზი:

ა — ორი სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ დონეზე განლაგებული ჭრილის შეთავსება; ბ — აბსტრაქტული ჭრილი რღვევისა და ძარღვების დაქანების ხაზის გასწვრივ; გ — დამხმარე ჭრილი, აგებული R_1-ვექტორის დაშლის მიზნით.

AB, AC და AD გადაიზომება დაქანების საწინააღმდეგო მიმართულებით.

აღნიშნული მონაკვეთების გამოყენებით ვაგებთ მეორე გეგმას (ნახ. II.105, ა), განლაგებულს, ჩვენს შემთხვევაში, პირველთან შედარებით h-მანძილით ქვევით. ამისათვის, რღვევის ძარღვი № 1 და ძარღვი № 2-ის დაქანების მიმართულებით ვზომავთ შესაბამისად AC, AB და AD მანძილებს და მიღებული წერტილებიდან ვაგებთ პირველ გეგმაზე დიზუნქტივის და ძარღვების გამომსახველი ხაზების პარალელურ სწორებს (II.105, ა ნახაზზე მეორე გეგმა დატანილია წყვეტილი ხაზებით).

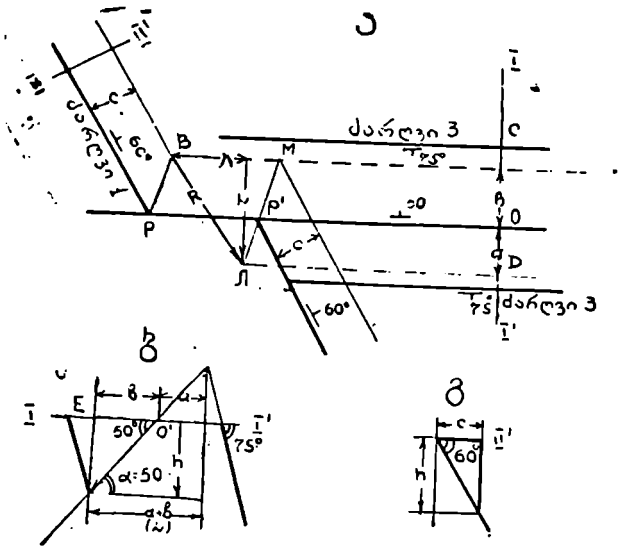
ამრიგად, მივიღეთ სხვადასხვა ჰიფსომეტრულ სიმაღლეზე განლაგებული ორი გეგმის შეთავსება. ამ გეგმებს აქვთ რიგი იდენტური წერტილებისა. ძველ გეგმაზე მდებარე A წერტილი ახალ გეგმაზე შეესაბამება წერტილ A'-ს, ვინაიდან ისინი წარმოადგენენ რღვევის და № 1 ძარღვის გადაკვეთის წერტილებს დიზუნქტივის ზედა ბაგეში. ცხადია, რომ № 1 ძარღვისა და რღვევის გადაკვეთის ხაზი მის ზედა ბაგეში გაივლის ამ ორ (A და A') წერტილებზე. ანალოგიურად ვპოულობთ ერთმანეთის შესაბამის წერტილებს (K და K', C და C', D და D') ძველსა და ახალ გეგმებზე, რომელთა შეერთებითაც ვღებულობთ რღვევისა და ძარღვების გადაკვეთის ხაზებს დიზუნქტივის ზედა და ქვედა ბაგეებში. ამ ხაზების გადაკვეთის წერტილები წარ-

მოადგენენ ჩვენი მოცემული სამი სიბრტყის (რღვევისა და ძარღვების) გადაკვეთის, ანუ რღვევის მახასიათებელ წერტილებს.

ამრიგად, მივიღეთ ძარღვებისა და რღვევის გადაკვეთის წერტილები მის ზედა (*B*) და ქვედა (*Л*) ბაგეებში, ე. ი. ვიპოვეთ მახასიათებელი წერტილების ერთ-ერთი წყვილის გეგმილები თარაზულ სიბრტყეზე. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გეოლოგიაში პირობითად რღვევის ზედა ბაგე ითვლება მოძრავად, ხოლო ქვედა უძრავად. ამიტომ მოძრაობის ვექტორის გეგმილი (*R*) თარაზულ სიბრტყეზე გაივლის აღნიშნულ ორ წერტილზე (*Л B*), სიდიდით ტოლი იქნება ამ წერტილებს შორის მანძილისა და მიმართული იქნება *Л* წერტილიდან B-კენ. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ჩვენი რღვევა წარმოადგენს ნასხლეტ-მარჯვენა ნაწევს; *R* ვექტორის დაშლით რღვევის მიმართებისა და დაქანების ხაზების პარალელურად, როგორც ეს ნაჩვენებია II.105, ა ნახაზზე, მივიღებთ რღვევის ნაწევურ მდგენელს (λ) და გადაადგილების სიგანეს (*L*), რომლებიც წარმოადგენენ დიზუნქტივის ჰორიზონტულ მახასიათებლებს. მისი ვერტიკალური მახასიათებლების (ნასხლეტური მდგენელისა — H_1 და ვერტიკალური ამპლიტუდის — *H*) მისაღებად ვაგებთ ახალ ჭრილს რღვევის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.105, გ), რისთვისაც ვატარებთ სწორ ხაზს ჰორიზონტისადმი 50° დახრით. ჰორიზონტის გასწვრივ ვზომავთ *L* მანძილს (გადაადგილების სიგანეს) და მიღებული წერტილიდან ვატარებთ შვეულ ხაზს რღვევის გამომსახველი სწორის გადაკვეთამდე. მიღებული ვექტორი წარმოადგენს რღვევის ვერტიკალურ ამპლიტუდას (*H*), ხოლო ვექტორი H_1 — ნასხლეტურ მდგენელს. *R*, *L*, λ, H_1 და *H* სიდიდეები სრულიად საკმარისად ახასიათებენ რღვევას, მაგრამ მისი მთავარი მახასიათებლის R_1-ის მისაღებად II.105, გ ნახაზზე *L* ვექტორის გასწვრივ მისი საწყისიდან ვზომავთ *R* ვექტორს, რომლის ბოლოსაც ვუერთებთ *O* წერტილს. R_1 ვექტორი იქნება რღვევის ჭეშმარიტი ამპლიტუდა.

ცხადია, ყველა ზემოთ მოყვანილ აგებებს ვაწარმოებთ გარკვეულ მასშტაბში. ამიტომ ყველა მიღებული ვექტორის სიგრძე შეესაბამება გადაადგილების სიდიდეს ამ მასშტაბში. აქვე უნდა დავსძინოთ, რომ ამ აგებებისათვის საჭიროა შეირჩეს შეძლებისდაგვარად მსხვილი მასშტაბი (ჩვეულებრივ აიღება 1:50—1:2000), ვინაიდან ანალიზის სიზუსტე ძლიერ არის დამოკიდებული მასშტაბზე.

განვიხილოთ ამავე ტიპის კიდევ ერთი, რამდენადმე განსხვავებული ამოცანა (ნახ. II.106). როგორც ამ ნახაზიდან ჩანს, ამ შემთხვევაში ერთ-ერთი ძარღვის (№ 3) მიმართება რღვევის მიმართების პარალელურია. ბუნებრივია, რომ მათი გადაკვეთის ხაზი მათ მიმართებას დაემთხვევა. ამ ხაზის პოვნა ზემოთ მოყვანილი წესით



ნახ. II.106. დამრეცი რღვევის ანალიზი, როდესაც რღვევისა და მის მიერ გადაადგილებული ერთი გეოლოგიური ელემენტის მიმართებები პარალელურია (ი. კუშნარევის მიხედვით). ა — გეგმა; ბ და გ — დამხმარე ჭრილები.

არ შეიძლება. ამისათვის ვაგებთ ჭრილს (I—I′) რღვევისა და № 3 ძარღვის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.106, ბ). ამ ჭრილიდან ჩანს, რომ რღვევა და ძარღვი № 3 იკვეთება ზედა ბაგეში მოცე?ულ გეგმის ქვევით, გარკვეულ h სიღრმეზე, მისგან b ჰორიზონტულ მანძილზე, ხოლო ქვედა ბაგეში კი რელიეფის ზევით რღვევიდან a ჰორიზონტულ მანძილზე. აღრიგად, ვპოულობთ ძარღვისა და რღვევის გადაკვეთის ხაზებს ზედა (BE) და ქვედა (ЛD) ბაგეებში.

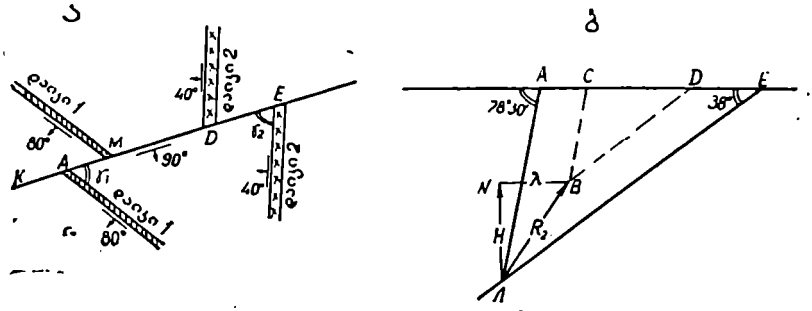
რაც შეეხება რღვევისა და № 1 ძარღვის გადაკვეთის ხაზებს, მათ ვპოულობთ წინა მაგალითში განხილული მეთოდით, მხოლოდ აქ, ზედ?ეტი ნახაზების თავიდან აცილების მიზნით, ვიცავთ უკვე გამოყენებული კვეთის h სიმაღლეს (ნახ. II.106, გ). ნაპოვნი გადაკვეთის ხაზების გადაკვეთის წერტილები რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში წარ?ოადგენენ მახასიათებელ წერტილებს (Л და B), რომელთა შეერთებით მიიღება ისევ ვექტორი R. ამ ვექტორის დაშლით ზე?ოთ ?ოყვანილი მეთოდით მივიღებთ რღვევის მახასიათებელ ყველა სიდიდეს (R_1, L, λ, H_1, H). აქვე უნდა აღინიშნოს ისიც, რომ H_1, H და L სიდიდეები მიიღება II.106, ბ ნახაზის შედგენის

დროს და ამდენად დამატებითი ნახაზების შედგენა ამ შემთხვევაში უკვე აღარ არის საჭირო.

განვიხილოთ ამოცანების **მეორე ქვეტიპი — ვერტიკალურ რღვევათა ანალიზი მახასიათებელი წერტილების მიხედვით.** როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, აქ განიხილება რღვევები დახრის კუთხით 80-დან 90°-მდე. ბუნებრივია, რომ ასეთი რღვევებისათვის შეთავსებული ჰორიზონტული ჭრილების გამოყენება არ იქნება მიზანშეწონილი, ვინაიდან ვერტიკალური რღვევებისას მათი გამომსახველი სწორები სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ გეგმებზე ან დაემთხვევიან ერთმანეთს, ან იმდენად მცირედ იქნებიან დაშორებული, რომ გამოიწვევენ დიდ ცდომილებებს რიცხვითი მახასიათებლების გაზომვისას. ამ შემთხვევებში უნდა გამოვიყენოთ რღვევის მიმართების პარალელური ვერტიკალური ჭრილები. 90° დაქანების მქონე რღვევებისას ეს ჭრილები დაემთხვევიან თვით რღვევის სიბრტყეს, 80—85° დაქანებისას კი გადახრა რღვევის სიბრტყიდან იმდენად მცირეა, რომ მისი უგულებელყოფა შეგვიძლია.

განვიხილოთ კონკრეტული მაგალითი. II.107, ა ნახაზზე მოცემული ვერტიკალური რღვევა და მის მიერ გადაადგილებული ორი დაიკი გეგმაზე. დიზიუნქტივის ზედა (მოძრავ) ბაგედ პირობითად მივიჩნიოთ მისი სამხრეთ-აღმოსავლეთი ბლოკი. ამ რღვევის მიმართ გადაადგილების სრულ სურათს მოგვცემს ჭრილი თვით რღვევის სიბრტყის გასწვრივ (ნახ. II.107, ბ). ამ ჭრილში რღვევის მიერ გადაადგილებული დაიკების დახრის კუთხე დამახინჯებული იქნება, ვინაიდან რღვევა (და ჭრილიც) მათ ირიბად ჰკვეთს (შესწორებული კუთხეების მონახვა შეგვიძლია № 5 ცხრილის მეშვეობით). ამიტომ ჭრილში დაიკი № 1 დაიტანება 78°30′ დახრით, ხოლო დაიკი № 2 38° კუთხით. სამხრეთ ბაგეში რღვევისა და დაიკების გადაკვეთის კვლები დატანილია უწყვეტი ხაზებით, ხოლო მათი შესაბამისი ხაზები ჩრდილო ბაგეში — წყვეტილით. ვინაიდან ზედა ბაგედ პირობითად მივიღეთ რღვევის სამხრეთი ბლოკი, გადაადგილების ვექტორის გეგმილი შვეულ სიბრტყეზე R_2 მიმართული იქნება $Л$ წერტილიდან B წერტილისაკენ. რღვევის ვერტიკალური განლაგების გამო ეს უკანასკნელი დაემთხვევა გადაადგილების ჰეშმარიტ ვექტორს (R_1), ამ ვექტორის დაშლით ჰორიზონტულ და ვერტიკალურ მდგენელებად მივიღებთ რღვევის ნაწევურ (λ) და შესხლეტვურ (H_1) მდგენელებს. H_1 ამ შემთხვევაში ვერტიკალური ამპლიტუდის (H) ტოლია.

განვიხილოთ ამოცანების **მესამე ქვეტიპი — ციცაბო რღვევების ანალიზი მახასიათებელი წერტილე-**



ნახ. II.107. შვეული რღვევის ანალიზი (ი. კუშნარევის მიხედვით).
ა — გეგმა; ბ — რღვევის სიბრტყის თანხვედრილი ჭრილი, 1 და 2 — სხვადასხვა შედგენილობის დაიკები.

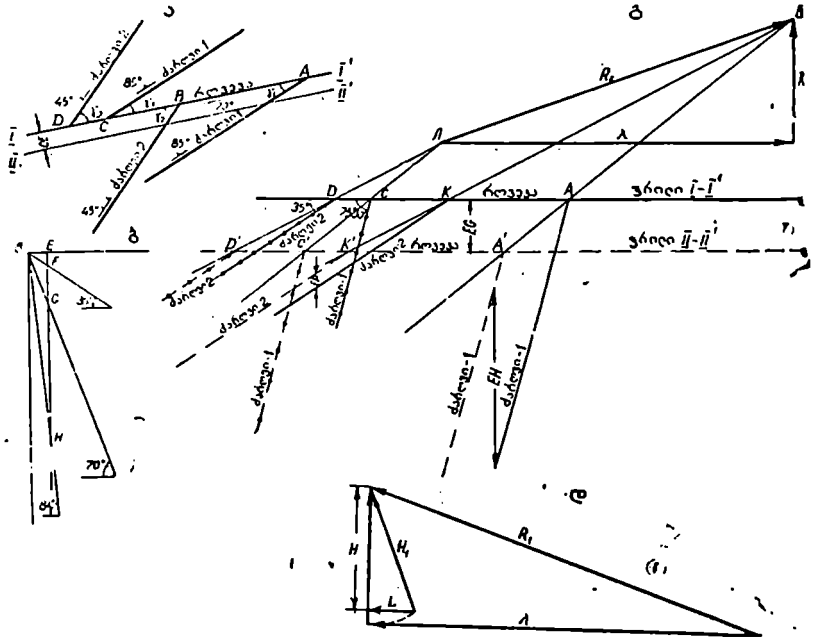
ბ ი ს მ ი ხ ე დ ვ ი თ[1]. როგორც აღვნიშნეთ, ასეთ შემთხვევებშიც ანალიზისათვის საჭირო ოპერაციები უნდა შესრულდეს ვერტიკალურ ჭრილებზე (მ. ჯაფარიძე, ო. მარდალეიშვილი, 1971).

II.108, ა ნახაზზე (გეგმა) მოცემულია ციცაბო (70° დახრის) რღვევა და მის მიერ გადაადგილებული ძარღვები № 1 და № 2. როგორც წინა შემთხვევაში, აქაც ვაგებთ ჭრილს რღვევის მიმართების გასწვრივ (ჭრილი I—I′), ამ ჭრილში რღვევა დაიტანება ჰორიზონტული ხაზის სახით. მიღებულ ჭრილს ვუთავსებთ მეორეს (II—II), რომელიც პირველისაგან დაშორებულია *OE* ჰორიზონტული მანძილით (ნახ. II.108, ა).

II.108, გ ნახაზზე მთლიანი, მსხვილი ხაზებით აგებულია I—I ჭრილი. ამასთან, რღვევის ზედა ბაგეში მდებარე ძარღვები გამოსახულია ჩვეულებრივი ხაზებით, ხოლო ქვედა ბაგეში მდებარე კი წერტილებიანი ხაზებით. II—II ჭრილი გამოსახულია იგივე პირობითი ნიშნებით, ოღონდ ხაზები შედარებით წვრილია და წყვეტილი.

ამ ჭრილში ყველა გეოლოგიური ელემენტი (რღვევა და ძარღვები) I—I ჭრილში გამოსახული ელემენტების პარალელური იქნება, ვინაიდან ჭრილები ერთმანეთის პარალელურია. იმისათვის, რომ გავარკვიოთ თუ რა ვერტიკალური მანძილით აიწევენ ან დაიწევენ II—II ჭრილში ეს გეოლოგიური ელემენტები I—I ჭრილთან შედარებით ვაგებთ შეთავსებულ ჭრილს რღვევის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.108, ბ). ამ ჭრილში გეოლოგიური ელემენტები დაიტანება დამახინჯებული დახრით, ხოლო რღვევა კი — თავისი ჭეშმარიტი

[1] М. Н. Джапаридзе, О. Д. Мардалеишвили — «Расчет числовых характеристик перемещений по крутопадающим разрывным нарушениям». Тр. ГПИ им. В. И. Ленина, № 8 (148), 1971 г.



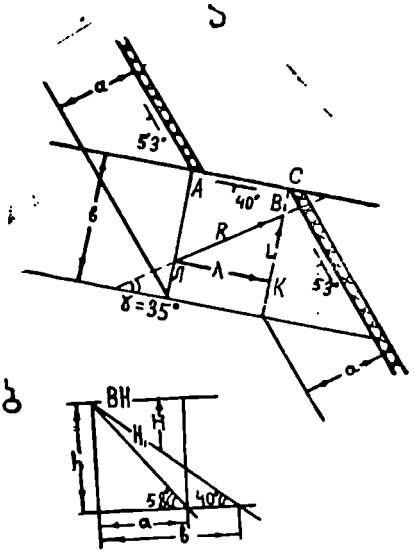
ნახ. II.108. ციცაბო რღვევის ანალიზი:

ა — გეგმა; ბ — დამხმარე ჭრილი რღვევის დაქანების ხაზის გასწვრივ; გ — გეგმილი შვეულ, რღვევის მიმართების პარალელურ სიბრტყეზე, აგებული I—I და II—II ჭრილების შეთავსებით; დ — დამამარე ჭრილი.

დახრით. აღნიშნულ ჭრილზე ჰორიზონტული მიმართულებით ვზომავთ *OE* მანძილს, *E* წერტილიდან ვატარებთ შვეულ ხაზს რღვევისა და ძარღვების გადაკვეთამდე. მონაკვეთები *EF*, *EG* და *EH* წარმოადგენენ იმ მანძილებს, რომლითაც II—II ჭრილში დაიწევენ (ან აიწევენ) შესაბამისად № 2 ძარღვი, რღვევა და № 1 ძარღვი. ამ მანძილებს ჩვენს შემთხვევაში ვზომავთ რღვევიდან ქვევით, ხოლო ძარღვებიდან ზევით შვეული მიმართულებით (ნახ. II.108, გ). ეს გამოწვეულია იმით, რომ II—II ჭრილი განლაგებულია I—I-თან შედარებით რღვევის დაქანების მიმართულებით, ხოლო ძარღვების მიმართ კი საწინააღმდეგოდ, ანუ აღმავლობით. მიღებული წერტილებიდან ვავლებთ I—I ჭრილში რღვევისა და ძარღვების გამომსახველი სწორების პარალელურ ხაზებს.

თუ დავაკვირდებით მიღებულ ორ ჭრილს (I—I და II—II), აქაც აღმოვაჩენთ რიგ იდენტურ წერტილებს. მაგალითად, *A* წერ-

ტილი არის რღვევისა და № 1 ძარღვის გადაკვეთის წერტილი I—I ჭრილში დიზიუნქტივის ზედა ბაგეში; ხოლო II—II ჭრილში ამავე ელემენტების გადაკვეთის წერტილია A'. ასევე ვპოულობთ მიღებულ ჭრილებში ყველა დანარჩენ, ერთმანეთის იდენტურ წერტილებს (K და K', C და C', D და D'), ამ წერტილების წყვილებზე გამაიალი სწორი ხაზები იქნება რღვევისა და ძარღვების გადაკვეთის კვლების გეგმილები რღვევის პარალელურ შვეულ სიბრტყეზე. მიღებული სწორების წყვილების ($A'B$ და $K'B$, $C'Л$ და $D'Л$) გადაკვეთა გვაძლევს მახასიათებელ წერტილებს (B და $Л$) შესაბამისად რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში (ნახ. II.108, გ). $Л$ და B წერტილების შეერთებით ვღებულობთ ჰეშმარიტი გადაადგილების გეგმილს შვეულ სიბრტყეზე (R_2), რომელიც, როგორც წინა შემთხვევებში, მიმართული იქნება ქვედა ბაგის მახასიათებელ წერტილიდან ($Л$) ზედა ბაგის მახასიათებელ წერტილისაკენ (B). ამრიგად, საანალიზო რღვევა წარმოადგენს შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევს. R_2 ვექტორს ვშლით შვეულ სიბრტყეში თარაზულ (λ) და ვერტიკალურ (H) მდგენელებად. დანარჩენი რიცხობრივი მახასიათებლების მისაღებად ვაგებთ ჭრილს რღვევის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.108, დ), მასზე შვეულად ვზომავთ H ვექტორს და მიღებული წერტილიდან ვატარებთ თარაზულ ხაზს რღვევის გადაკვეთამდე. ჰორიზონტული L ვექტორი წარმოადგენს გადაადგილების სიგანეს, ხოლო მისი შესაბამისი H_1 ვექტორი შესხლეტვის მდგენელს. ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის მისაღებად ამავე ნახაზზე ვაგებთ მართკუთხა სამკუთხედს, რომლის ვერტიკალური კათეტი H_1 ვექტორია, ხოლო თარაზული კი — λ ვექტორი (სამკუთხედი ODC 108-ე ნახაზზე). აგებული სამკუთხედის ჰიპოტენუზა წარმოადგენს რღვევის ჰეშმარიტი გადაადგილების ვექტორს (R_1).



ნახ. II.109. დამრეცი რღვევის ანალიზი ერთი გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით (ი. კუშნარევის მიხედვით).

ა — გეგმა; ბ — დამხმარე ჭრილი.

ადვილი შესამჩნევია, რომ ამოცანების ეს ქვეტიპი პრინციპულად არ განსხვავდება პირველისაგან — აქ სრულდება იგივე ოპერაციები, რაც პირველი ქვეტიპის ამოცანებში, მხოლოდ თარაზულის ნაცვლად ვერტიკალურ ჭრილებში.

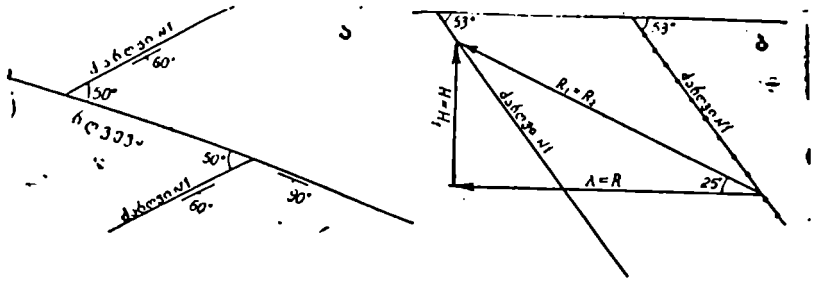
რღვევათა ანალიზი ერთი ან რამდენიმე პარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადანაცვლებისას. როდესაც რღვევა ერთ ან რამდენიმე ერთმანეთის პარალელურ გეოლოგიურ ელემენტს ანაცვლებს, სხლეტვის ხაზის ორიენტაციის ცოდნის გარეშე შეუძლებელია დიზიუნქტივის ხასიათისა და რიცხვითი მახასიათებლების განსაზღვრა. ამ შემთხვევებში შეიძლება განისაზღვროს რღვევის მიმართ გადაადგილებების მხოლოდ საერთოდ შესაძლებელი ვარიანტები. სხლეტვის ხაზის დადგენის ხერხები დაწვრილებით არის განხილული წინა თავებში.

ისევე, როგორც პირველი ტიპის ამოცანებისას, ეს ტიპიც იყოფა 3 ქვეტიპად: დამრეცი, ვერტიკალური და ციცაბო რღვევებისათვის.

განვიხილოთ ამოცანათა I ქვეტიპი. II.109, ა ნახაზის გეგმაზე მოცემულია რღვევა და მის მიერ გადანაცვლებული დაიკი. ამოცანის ამოხსნისათვის ვპოულობთ რღვევის და დაიკის გადაკვეთის ხაზიას. ამისათვის ვაგებთ შეთანხმებულ ჭრილს რღვევისა და დაიკის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.109, ბ). ამ ჭრილს ვკვეთთ ჰორიზონტალური ხაზით გარკვეულ h სიღრმეზე და ვიგებთ ამ ელემენტების განლაგების ადგილს ამ დონეზე. ვაგებთ მეორე, პირველთან შედარებით h მანძილით ქვევით განლაგებულ გეგმას, რომელსაც ვუთავსებთ პირველს. ამ ორ გეგმაზე ვპოულობთ იდენტურ წერტილებს, რომელთა შეერთებითაც მივიღებთ რღვევისა და დაიკის გადაკვეთის ხაზებს.

თუ ჩვენთვის ცნობილია სხლეტვის ხაზის ორიენტაცია (γ ან β კუთხე), ნაშინ რღვევისა და მის ქვედა ბაგეში არსებული დაიკის გადაკვეთის ხაზის ნებისმიერი წერტილიდან ვატარებთ R ვექტორს (ჭეშმარიტი გადაადგილების თარაზული გეგმილი) მიმართულს ზედა ბაგისაკენ (ნახ. II.109, ა). მისი დაშლით რღვევის მიმართებისა და დაქანების გასწვრივ ვღებულობთ ნაწევურ მდგენელს (λ) და გადაადგილების სიგანეს (L). ამ სიდიდეების საშუალებით ვიღებთ H_1 და H ვექტორებს, ხოლო R და H ვექტორთა გამოყენებით კი ჭეშმარიტი გადაადგილების R_1 ვექტორს.

II ქვეტიპი — შვეული რღვევების ანალიზი. II.110, ა ნახაზზე მოცემულია გეგმა, რომელზეც დატანილია ვერტიკალური რღვევა და მის მიერ გადაადგილებული ძარღვი № 1. დიზუნქტივის ზედა ბაგედ პირობითად მივიღოთ მისი სამხრეთი



ნახ. II.110. შვეული რღვევის ანალიზი ერთი გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით:

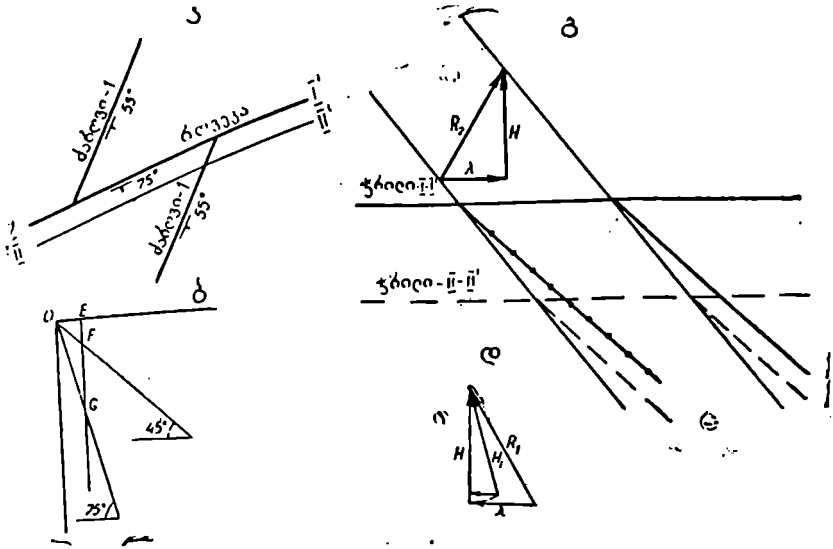
ა — გეგმა; ბ — რღვევის სიბრტყის თანხვედრილი ჭრილი.

ბლოკი (ნახაზზეც რღვევის დახრა პირობითად ამ მიმართულებითაა ნაჩვენები).

პირველი ტიპის ამოცანების მსგავსად ამ შემთხვევაშიც საკმარისია ერთი, რღვევის სიბრტყის თანხვედრილი ჭრილის აგება (ნახ. II.110). ამისათვის № 5 ცხრილიდან ვპოულობთ ძარღვის დამახინჯებულ დახრის კუთხეს (53°), რომლითაც იგი დაიტანება აღნიშნულ ჭრილში.

სხლეტვის ხაზის მოცემულ მიმართულებას (ჩვენს შემთხვევაში $\omega = 25°$) დავიტანთ ნახაზზე (II.110, ბ) და მივცემთ, როგორც ყოველთვის, მიმართულებას რღვევის ქვედა ბაგიდან ზედა ბაგისაკენ. მიღებული ვექტორი იქნება გადაადგილების ჰეშმარიტი ვექტორი R_1. ამ ვექტორის დაშლით ჰორიზონტულ და ვერტიკალურ მდგენელებად ვივიღებთ რღვევის ნაწევურ (λ) და შესხლეტვურ (H_1) მდგენელებს.

III ქვეტიპი — ციცაბო რღვევათა ანალიზი ერთი გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილებისას. თუ რღვევისა და გადაადგილებული ელემენტის მიმართებებს შორის კუთხე აღემატება 10—15°, მაშინ ეს ამოცანა გადაწყდება ისევე, როგორც ეს ხდება I ტიპის ამოცანების III ქვეტიპის ამოხსნისას. ამ შემთხვევაშიც აიგება რღვევის მიმართების პარალელური ერთმანეთთან შეთავსებული ორი ჭრილი, რომლებიც საშუალებას იძლევიან მივიღოთ რღვევისა და გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის ხაზების გეგმილები რღვევის მიმართების პარალელურ შვეულ სიბრტყეზე (ნახ. II.111). ამ პროექციაზე კი φ კუთხის დახმარებით დაიტანება R_2 ვექტორი, რომლის დაშლითაც ვიღებთ რღვევის დანარჩენ რიცხობრივ მახასიათებლებს.

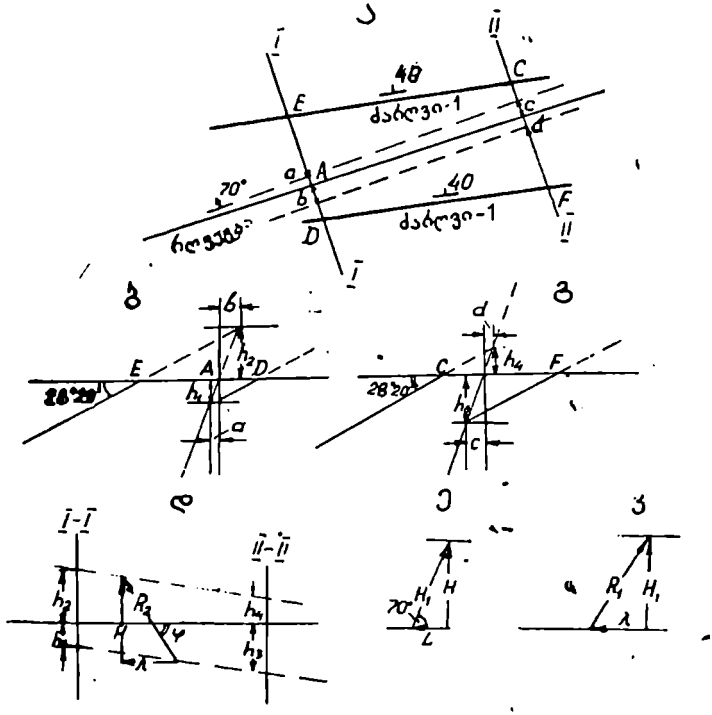


ნახ. II.111. ციცაბო რღვევის ანალიზი ერთი გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით:

ა — გეგმა; ბ — დამხმარე ჭრილი რღვევის დაქანების ხაზის გასწვრივ; გ — გეგმილი ვერტიკალურ, რღვევის მიმართების პარალელურ სიბრტყეზე; დ — დამხმარე ჭრილი.

განვიხილოთ შემთხვევა, როდესაც რღვევისა და გადანაცვლებული გეოლოგიური ელემენტის მიმართებებს შორის კუთხე 15°-ზე ნაკლებია (ან = 0°). ამ შემთხვევაში რღვევის მიმართებების პარალელური ჭრილების აგება არარაციონალურია, რადგან მოითხოვს დიდი ზომის ნახაზების შედგენას. II.112, ა ნახაზზე მოცემულია (გეგმაზე) რღვევა და მის მიერ გადაადგილებული ძარღვი № 1, მათი მიმართებები ერთმანეთთან ქმნიან მახვილ კუთხეს (10°). ასეთ შემთხვევაში უმჯობესია ავაგოთ დიზიუნქტივისა და ძარღვის გადაკვეთის ხაზების გეგმილები რღვევის მიმართებაზე გამავალ შვეულ სიბრტყეზე. ამისათვის ვიყენებთ რღვევის მართობულ ორ ჭრილს (I—I და II—II).

ამ ჭრილებში (ნახ. II.112, ბ და II.112, გ) რღვევა გამოჩნდება თავის შეშმარიტი დახრით, ხოლო ძარღვის დაქანებას ვიპოვით № 5 ცხრილში. (ეს დამახინჯებული კუთხე იქნება 28°30′). როგორც I—I და II—II ჭრილებიდან ჩანს, ძარღვი და რღვევა ზედა ბაგეში იკვეთებიან ჰორიზონტის ზევით შესაბამისად h_2 და h_4 სიმაღლეზე, ხოლო ქვედა ბაგეში კი — ზედაპირიდან ქვევით, h_1 და h_3 სიღრმეზე.



ნახ. II.112. ციცაბო რღვევის ანალიზი მისი პარალელური გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით (ი.კუშარევის მიხედვით):

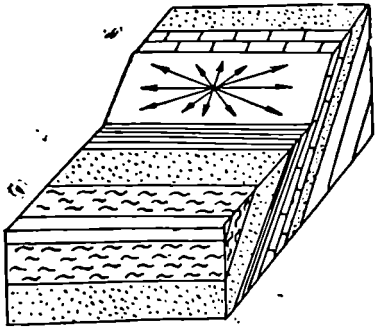
ა—გეგმა; ბ და გ—დამხმარე ჭრილები I—I და II—II ხაზების გასწვრივ; დ — გეგმილი ვერტიკალურ, რღვევის მიმართების პარალელურ სიბრტყეზე; ე და ვ — დამხმარე ჭრილები.

გეგმილის ასაგებად (ნახ. II.112, დ) ვატარებთ ჰორიზონტალურ ხაზს, რომელიც გამოსახავს რღვევას და შვეული ჭრილების გამომსახველ ორ ხაზს, რომელთა შორის მანძილი ტოლია ჭრილებს შორის მანძილისა გეგმაზე (ნახ. II.112, ა). ამ ხაზებზე ჭრილების შესაბამისად ვზომავთ h_1, h_2, h_3 და h_4 მანძილებს რღვევიდან ქვევით და ზევით. ნიღებული იდენტური წერტილების შეერთებით ვღებულობთ რღვევისა და ძარღვის გადაკვეთის ხაზების გეგმილებს დიზუნქტივის მიმართებაზე გატარებულ შვეულ სიბრტყეზე. ფ კუთხის საშუალებით დაგვაქვს გადაადგილების ვექტორის შვეული გეგმილი (R_2), რომელსაც ვშლით ნაწევურ (λ) მდგენელად და ვერტიკალურ ამპლიტუდად

(H). დანარჩენი რიცხობრივი მახასიათებლების მისაღებად ვაგებთ ჭრილს რღვევის დაქანებაზე (ნახ. II.112, ე), რომელზედაც ვერტიკალური ამპლიტუდის გამოყენებით ვპოულობთ შესხლეტვურ მდგენელს (H_1) და გადაადგილების სიგანეს (L), შემდეგ ვზომავთ H_1 ვექტორს შვეული მიმართულებით, ხოლო λ ვექტორს თარაზული მიმართულებით. ამ ვექტორთა ჯამური ვექტორი (R_1) იქნება ჭეშმარიტი გადაადგილება (ნახ. II.112, ვ).

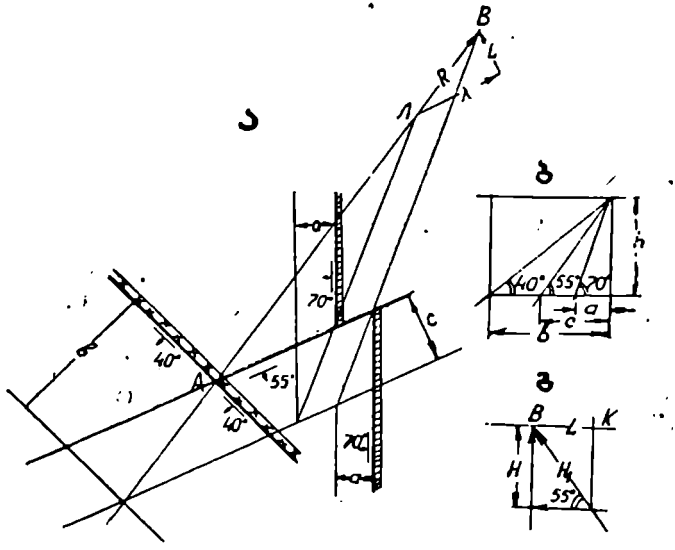
რღვევები ხილული გადანაცვლების გარეშე. აქამდე ჩვენ ვიხილავდით მხოლოდ იმ რღვევებს, რომელთა მიმართ გადაადგილება ხილულია. მათ გარდა არსებობს ისეთი დიზიუნქტივებიც, რომელთა მიმართაც გადაადგილება არც ერთ კვეთში არ შეიმჩნევა. ასეთი რღვევები შეიძლება დავყოთ ორ ჯგუფად: პირველ ჯგუფში ერთიანდებიან რღვევები, რომლებიც შრეებრივობის, დაიკების და ძარღვების ზალბანდების სიბრტყეებს (ე. ი. გადაადგილებული ელემენტის შემომფარგვლელ რომელიმე სიბრტყეს) ემთხვევიან. მეორე ჯგუფი აერთიანებს რღვევებს, რომელნიც გადაადგილებულ გეოლოგიურ ელემენტებს ჰკვეთენ. რღვევათა ამ ჯგუფების ანალიზი რაიმე სხვა დამატებითი ინფორმაციის გარეშე შეუძლებელია.

II.113 ნახაზზე გამოსახულ ბლოკ-დიაგრამაზე რღვევა მიუყვება შრეებრივობას და ხილულ გადაადგილებას არ იძლევა. ასეთ რღვევებს ხშირად უწოდებენ შრეთაშორის დიზიუნქტივებს. ისინი ძალიან მნიშვნელოვანია, ვინაიდან ხშირად შეიცავენ ფენობრივ გამადნებას. ეს დიზიუნქტივები შრეებთან გადაკვეთის ხაზს არ იძლევიან და ამიტომ გადაადგილების მიმართულების ცოდნის შემთხვევაშიც კი ვერ დავადგენთ მის სიდიდეს. როგორც ნახაზიდან ჩანს, შრეთა გადანაცვლება შეიძლება გამოსახული იქნეს რღვევის სიბრტყეზე მდებარე ნებისმიერი მიმართულების ვექტორით. ამრიგად, ასეთი რღვევების მიმართ გადაადგილების ამპლიტუდების დადგენა შეუძლებელია, თუ არ დავიხმარეთ რღვევასთან გადაკვეთის ხაზის მქონე რომელიმე სხვა ელემენტი.



ნახ. II.113. შრეთაშორისი რღვევა (ი. კუშნარევის მიხედვით).

მეორე ჯგუფის რღვევების შემთხვევაში გადაადგილების ვექტორი ემთხვევა რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის გადაკვეთის ხაზს. ამიტომ, აღნიშნული ვექტორის დადგენი-



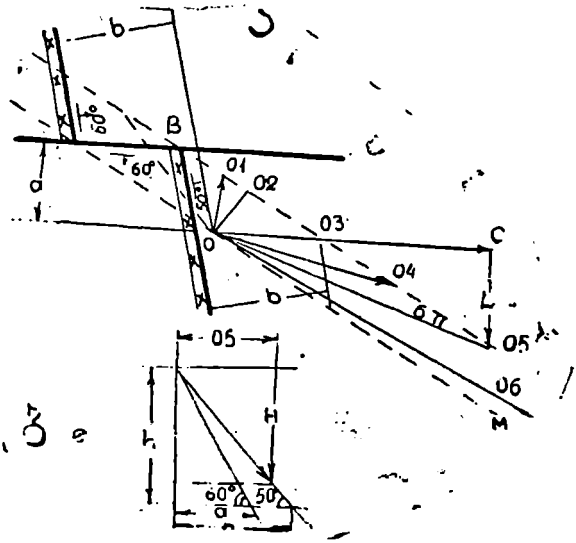
ნახ. II.114. რღვევის ანალიზი, როდესაც ერთ-ერთი გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილება არც ერთ კვეთში არ შეიმჩნევა (ი. კუშნარევის მიხედვით).

ა—გეგმა; ბ — აბსტრაქტული ჭრილი რღვევისა და გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიმართების მართობულად; გ — დამხმარე ჭრილი.

სათვის უნდა გაგვაჩნდეს დამხმარე ინფორმაცია რომელიმე სხვა სხეულის გადაადგილების შესახებ (ნახ. II.114). თუ ასეთი გაგვაჩნია, მაშინ ვაგებთ ორ ურთიერთშეთავსებულ გეგმას ან ჭრილს ზემოთ განხილული მაგალითების ანალოგიურად და ვიღებთ რღვევის მახასიათებელ სიდიდეებს, როგორც ეს II.114 ნახაზზეა ნაჩვენები.

რღვევის მიმართ გადაადგილებათა შესაძლო ტიპების განსაზღვრა მასთან გეოლოგიური სხეულების გადაკვეთის ხაზის მიხედვით. როდესაც გვაქვს რღვევის მიერ გადაადგილებული მხოლოდ ერთი გეოლოგიური ელემენტის გადანაცვლების სურათი, რღვევების ანალიზის ამოცანა მრავალსნადია.

დავუბრუნდეთ ზემოთ განხილულ ერთ-ერთ ამოცანას, როდესაც გვაქვს რღვევის მიერ დაიკის გადაკვეთის სურათი (ნახ. II.115). ნახაზზე მოცემული გადანაცვლების შედეგი შეიძლება მივიღოთ მასზე დატანილი ვექტორთა კონის ნებისმიერი წევრის საშუალებით. ამ ვექტორების სიდიდე შეიძლება იცვლებოდეს OO^2-დან (გადაკვეთის



ნახ. II.115. რღვევის მიმართ შესაძლო გადაადგილებათა ანალიზი (ი. კუშნარევის მიხედვით).

ა — გეგმა; ბ — აბსტრაქტული ჭრილი რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტის დაქანების ხაზების გასწვრივ.

ხაზებს შორის მართობული მანძილიდან) უსასრულობამდე. მიუხედავად ამოცანის მრავალხსნადობისა, საკითხისადმი ასეთი მიდგომით რღვევის მიმართ საერთოდ შესაძლებელ გადაადგილებათა სახეების რაოდენობა ნახევრდება. მაგალითად, II.115 ნახაზზე გამოსახული რღვევა შეგვიძლია განვიხილოთ როგორც შესხლეტვა, შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევი, ნასხლეტ-მარცხენა ნაწევი, მაგრამ მას ვერაფრით ვერ მივაკუთვნებთ ნასხლეტური ან მარცხენა ნაწევური ხასიათის რღვევებს.

ყურადღება უნდა მიექცეს კიდევ ერთ გარემოებას: გადაადგილების ვექტორის სიდიდე მით უფრო უახლოვდება უსასრულობას, რაც უფრო მცირეა კუთხე რღვევისა და დაიკის გადაკვეთის კვალსა და გადაადგილების ვექტორს შორის (ე. ი. $\lim_{\sigma \to 0} R = \infty$), ეს კი იმას ნიშნავს, რომ, როდესაც σ ახლოს არის ნულთან რღვევის მიმართ უნდა დავუშვათ უსასრულოდ დიდი გადაადგილება. ამის დაშვება კი გულისხმობს, რომ გადანაცვლებულ გეოლოგიურ სხეულს (დაიკი) უსასრულო გავრცელება აქვს, რაც შეუძლებელია. გარდა ამისა, ცნობილია, რომ ნებისმიერი რღვევის მიმართ გადაადგილება სასრულო სიდიდეა.

შესაძლო გადაადგილებათა განსაზღვრა რღვევისა და გეოლოგიური ელემენტების გადაკვეთის ხაზების მიხედვით

(ი. კუშნარევის მიხედვით)

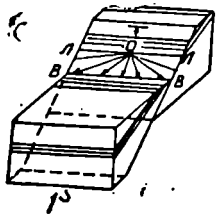
ა) რღვევები აადგილებენ სხეულებს

ჯგუფი I

გადაკვეთის ხაზი ემთხვევა რღვევის მიმართებას, ე. ი. თარაზულია

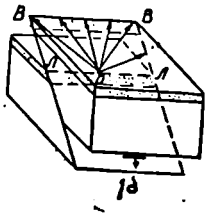
ქვეჯგუფი I ა

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (ВВ) ჰიფსომეტრიულად უფრო ქვეითთაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (ЛЛ) შედარებით.



ქვეჯგუფი I ბ

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში — (ВВ) ჰიფსომეტრიულად უფრო ზეითთაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (ЛЛ) შედარებით.



გადაადგილებები:

ა) შესაძლებელი: ნასხლეტები და ნასხლეტ-ნაწევები

ბ) შეუძლებელი: ნაწევები, შესხლეტვები, შესხლეტვა-ნაწევები.

გადაადგილებები:

ა) შესაძლებელი: შესხლეტვები, შესხლეტვა-ნაწევები

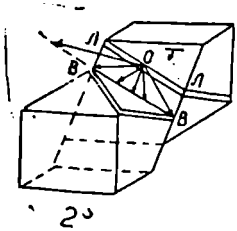
ბ) შეუძლებელი: ნაწევები, ნასხლეტ-ნაწევები.

ჯგუფი II

გადაკვეთის ხაზი არ ემთხვევა რღვევის მიმართებასა და დაქანებას

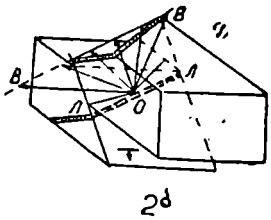
ქვეჯგუფი 2 ა

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (ВВ) ჰიფსომეტრიულად უფრო ქვეითთაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (ЛЛ) შედარებით.



ქვეჯგუფი 2 ბ

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში — (ВВ) ჰიფსომეტრიულად უფრო ზეითთაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (ЛЛ) შედარებით.



გადაადგილებები:

ა) შესაძლებელი: ნაწევები, ნასხლეტები, ნასხლეტ-ნაწევები.
ბ) შეუძლებელი: გადაადგილებები, რომლებიც შესაძლებელია ქვეჯგუფ II ბ-ში.

გადაადგილებები:

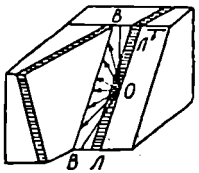
ა) შესაძლებელი: ნაწევები, შესხლეტვები, შესხლეტვა-ნაწევები.
ბ) შეუძლებელი: გადაადგილებები, რომლებიც შესაძლებელია II-ა ქვეჯგუფში.

ჯგუფი III

გადაკვეთის ხაზი ემთხვევა რღვევის დაქანებას

ქვეჯგუფი 3-ა

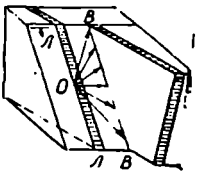
გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (BB) განლაგებულია ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზიდან (ЛЛ) მარცხნივ (როცა რღვევის სიბრტყეს ვუყურებთ ზევიდან).



3ა

ქვეჯგუფი 3-ბ

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (BB) განლაგებულია ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზიდან (ЛЛ) მარჯვნივ (როცა რღვევის სიბრტყეს ვუყურებთ ზევიდან).



3ბ

გადაადგილებები:

ა) შესაძლებელი: მარცხენა-ნაწევები, შესხლეტვა-მარცხენა ნაწეკები, ნასხლეტ-მარცხენა ნაწევები.
ბ) შეუძლებელი: შესხლეტვები, ნასხლეტები და III-ბ ჯგუფში შესაძლებელი გადაადგილებები.

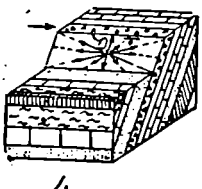
გადაადგილებები:

ა) შესაძლებელი: მარჯვენა ნაწევები, შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევები, ნასხლეტ-მარჯვენა ნაწევები.
ბ) შეუძლებელი: შესხლეტვები, ნასხლეტები და III-ა ჯგუფში შესაძლებელი გადაადგილებები.

ბ) რღვევები არ იძლევიან სხეულის ხილულ გადაადგილებას

ჯგუფი 4

რღვევის სიბრტყე გეოლოგიური ელემენტის კონტაქტის პარალელურია. გადაკვეთის ხაზი არ არის. შესაძლოა ნებისმიერი გადაადგილება

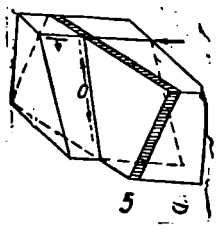


4

ჯგუფი 5

რღვევის სიბრტყე ჰკვეთს სხეულის კონტაქტებს.

გადაკვეთის ხაზმა შეიძლება დაიკავოს ნებისმიერი მდებარეობა. სრიალის ხაზი ემთხვევა გადაკვეთის ხაზს, შესაძლოა გადაადგილება მხოლოდ ორი ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით, გადაკვეთის ხაზის გასწვრივ.



5

ყოველივე ზემოთქმულიდან მივდივართ დასკვნამდე, რომ გადაადგილების ვექტორთა მიღებული კონიდან უნდა გამოირიცხოს ისეთები, რომლებიც რღვევის და სხეულის გადაკვეთის ხაზთან ქმნიან ძალიან მცირე (15—10°) კუთხეს. ეს გარემოება კიდევ უფრო ამცირებს დიზუნქტივის მიმართ შესაძლო გადაადგილებათა რიცხვს.

მიუხედავად იმისა, რომ გადაკვეთის ხაზების ყოველ გარკვეულ ორიენტაციას შეესაბამება სხლეტვის ხაზთა საკმაოდ დიდი რაოდენობა, მოყვანილი მაგალითებიდან გამომდინარე გადაადგილების ვექტორი მჭიდრო კავშირშია რღვევისა და გადაადგილებული სხეულის გადაკვეთის ხაზებთან. ამის გამო, ერთი შეხედვით, თითქოს შეუძლებელია დიზუნქტივების დაჯგუფება (შესაძლო გადაადგილების მიმართულების განსაზღვრა) რღვევისა და გადანაცვლებულ სხეულთა ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით, მაგრამ, ეს ასე არ არის. რღვევისა და გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის ურთიერთდამოკიდებულებათა მთელი სიჭრავლე დაიყვანება ორ ძირითად კლასზე.

ა) რღვევა იძლევა სხეულების კონტაქტების ხილულ გადაადგილებებს და ბ) რღვევა არ იძლევა ხილულ გადაადგილებებს.

რღვევისა და სხეულის გადაკვეთის ხაზის ორიენტაციის გათვალისწინებით ამ კლასებში გამოიყოფა ჯგუფების და ქვეჯგუფების მთელი რიგი (ცხრილი II.1).

რღვევათა ყოველი ჯგუფის ა — ქვეჯგუფის შესაძლო გადაადგილებათა ვექტორების კონა წარმოადგენს ბ — ქვეჯგუფების ვექტორთა სარკისებურ ანარეკლს, ამიტომ ერთ ქვეჯგუფში შესაძლებელი გადაადგილებები მეორეში შეუძლებელია.

IV და V ჯგუფების რღვევებისათვის სხლეტვის ხაზის მიმართულება ნებისმიერი შეიძლება იყოს.. მოძრაობის ჭეშმარიტი მიმართულების დასადგენად უნდა მოვიშველიოთ სხვა ფაქტები, რომელთა საშუალებითაც ეს ამოცანა გადავა ა — კლასში.

რღვევათა ზემოთ მოყვანილი კლასიფიკაცია არ არის რთული და არ მოითხოვს დამატებით ტერმინოლოგიას. გეოლოგიურ პრაქტიკაში გადაადგილების მიმართულების ზუსტი დადგენა ხშირად შეუძლებელია. ეს განსაკუთრებით მნიშვნელოვანს ხდის მოყვანილ კლასიფიკაციას, რომლის საშუალებითაც ვადგენთ გადანაცვლების დაახლოებით მიმართულებას.

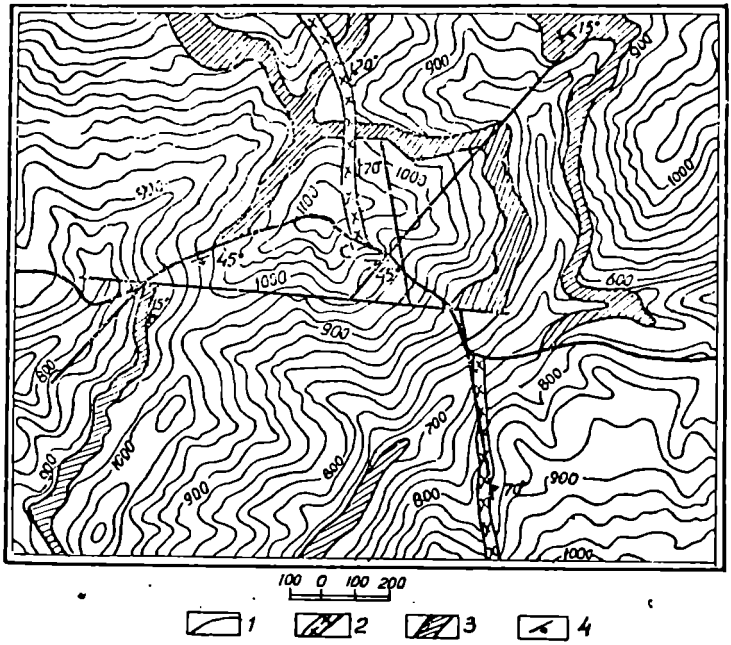
რთული რღვევების ანალიზი. რთული (მრავალჯერადი) რღვევების ანალიზი ძნელია და ხშირად შეუძლებელიც. რთული რღვევების მიმართ სხვადასხვა დროს მომხდარი გადაადგილებები უმეტესად არ ემთხვევიან ერთმანეთს არც მიმართულებით და არც სიდიდით, თუმცა არ არის გამორიცხული მათი მიმართულებების დამთხვევაც. ტექტონიკური აქტივობის ცალკეული ეტაპების შესაბამისი გადაადგილებე-

ბის ანალიზი შესაძლებელია რომელიმე ზემოთ აღწერილი მეთოდით. მაგალითად, განვიხილოთ შემთხვევა, როდესაც რღვევა კვეთს და ანაცვლებს იურული ასაკის დანალექ წყებას და დიაბაზის დაიკებს და მესამეული ასაკის მადნიან ძარღვებსა და ალბიტოფირის დაიკებს. დავუშვათ, რომ ამ ელემენტების საშუალებით შეგვიძლია განვსაზღვროთ ცალ-ცალკე იურული და მესამეული ასაკის სხეულების გადანაცვლებათა ვექტორები, რომლებიც ერთმანეთს არ ემთხვევიან. ასეთ შემთხვევაში შეგვიძლია ვთქვათ, რომ რღვევა რთულია, მის მიმართ მონიშნდარა ორჯერადი გადაადგილება: ერთი იურის შემდგომ, მაგრამ მესამეულამდე, ხოლო მეორე კი — მესამეულის შემდგომ. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ მესამეული ასაკის სხეულების მიხედვით განსაზღვრული გადანაცვლების ვექტორი გამოსახავს მხოლოდ ერთი, მესამეულის შემდგომი მოძრაობის მიმართულებას და სიდიდეს, ხოლო იურული ასაკის სხეულების მიხედვით განსაზღვრული გადანაცვლების ვექტორი კი უპასუხებს ამ რღვევის მიმართ ორ გადაადგილებას (ვინაიდან, მესამეულის შემდგომი მოძრაობა გადაანაცვლებდა იურული ასაკის სხეულებსაც). მესამეულამდელი (იურული) გადაადგილების ვექტორის დადგენა შეიძლება მიღებული ორი ვექტორის გამოყენებით. ამისათვის, გადაადგილების ჯამურ ვექტორს უნდა გამოვაკლოთ მესამეულის შემდგომი გადაადგილების ვექტორი.

რთული რღვევების ანალიზის სიძნელე იმაში მდგომარეობს, რომ მისთვის აუცილებელია გვქონდეს მონაცემები ყველა მონიშნდარი გადაადგილების შესახებ, ეს კი იშვიათი მოვლენაა. ამიტომ, ყველაზე ხშირად დგინდება ან გადაადგილების ჯამური ვექტორი, ან რომელიმე ერთი გადაადგილების ამპლიტუდა.

რელიეფის როლი რღვევების ანალიზისას. ზემოთ განხილულ ყველა მაგალითში ანალიზისათვის აუცილებელი მასალა მოცემულია ბრტყელი, ჰორიზონტული რელიეფის მქონე გეგმებზე. ამავე დროს, აღნიშნული მასალა მიიღება გეოლოგიური რუკებიდან, რომელთაც დანაწევრებული რელიეფი ახასიათებს. მანძილები რღვევის და გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტების გადაკვეთის წერტილებს შორის რუკაზე დამახინჯებულია რელიეფის უსწორმასწორობის გამო. ამიტომ დიზიუნქტივების ანალიზის დროს რელიეფი უნდა მოვხსნათ, ე. ი. ავაგოთ თარაზული ჭრილი რომელიმე ჰიფსომეტრიულ დონეზე (რუკაზე მიღებული სურათის მიხედვით გადაადგილების ხასიათის შესახებ რაიმე დასკვნის გამოტანაზე ლაპარაკიც ზედმეტია).

რელიეფის მოხსნისას (ნახ. II.116) ირჩევენ რომელიმე ჰიფსომეტრიულ დონეს (ჩვენს შემთხვევაში 850 მ), ჩვეულებრივ ისეთს, რომელიც ჰკვეთს რღვევასაც და ამავე დროს ყველა გადანაცვლებულ ელემენტს (ან მათ უმრავლესობას), რის შემდეგაც ატარებენ ამ დო-



ნახ. II.116. რელიეფის „მოხსნა“ 850 მ დონეზე.

1. რღვევის გამოსავალი; 2. კვარციანი პორფირის დაიკა; 3. კაჟიანი ფიქლების სამარკირებო ჰორიზონტი ერთგვაროვან წყებაში; 4. წოლის ელემენტები.

ნის შესაბამის სტრატოიზოჰიფსებს ყველა ელემენტისათვის. როგორც II.116 ნახაზიდან ჩანს გადანაცვლების მიღებული სურათი მკვეთრად განსხვავდება რუკაზე გამოსახულისაგან. ამ ოპერაციის დროს განსაკუთრებული ყურადღება უნდა მივაქციოთ იმას, რომ რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში გამოვიყენოთ გეოლოგიური ელემენტების შემომსაზღვრელი ერთი და იგივე სიბრტყეები (ზედაპირები).

ამის შემდეგ, აგებული ჰორიზონტული ჭრილი გადააქვთ ცალკე ქაღალდზე (საჭიროების შემთხვევაში მასშტაბსაც ამსხვილებენ) და რღვევის ანალიზს აწარმოებენ რომელიმე ზემოთ განხილული ხერხით.

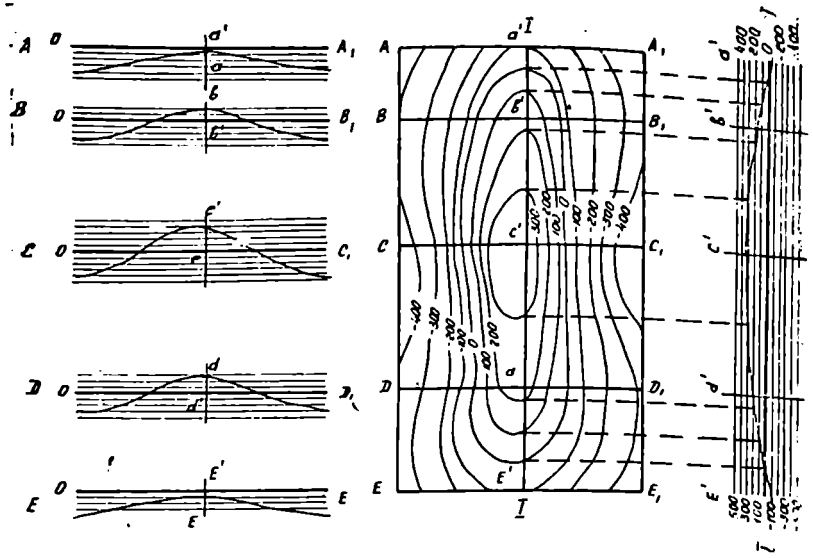
6. სტრუქტურული რუკები

გეოლოგიური სტრუქტურების გამოსახვის ერთ-ერთ თვალსაჩინო მეთოდს წარმოადგენს სტრუქტურული რუკა, რომელიც გულისხმობს ქანების გამყოფი ზედაპირების ფორმის გამოსახვას სტრატოიზოჰიფ-

სების საშუალებით. სტრატოიზოჰიფსების ათვლას, რელიეფის გამომსახველი იზოჰიფსების მსგავსად, აწარმოებენ ზღვის დონიდან. სტრუქტურული რუკების საშუალებით მიწისქვეშა რელიეფის გამოსახვა ფართოდ გამოიყენება ნავთობის, გაზის სხვადასხვა ᲒᲐᲠᲘ სასარგებლო ნამარხების ფენობრივი საბადოების შესწავლისას და, აგრეთვე ჰიდროგეოლოგიური კვლევების დროს. სტრუქტურულ რუკებს, უმეტეს შემთხვევაში, ჭაბურღილების, შურფების და სხვა საძიებო გამონამუშევრების მონაცემებზე დაყრდნობით, აგებენ ისეთი ფენებისათვის, რომლებიც ღრმად არიან ჩაწოლილი და ზედაპირზე გამოსავალი არა აქვთ. სტრუქტურული რუკები საშუალებას იძლევა სწორად იქნას წარმართული ძებნა-ძიებითი და საექსპლოატაციო სამუშაოები, სასარგებლო ნამარხთა მარაგების ანგარიში და სხვ.

სტრუქტურული რუკების აგების რამდენიმე ხერხი არსებობს. ყველაზე ზუსტია პროფილების მეთოდი, რომელიც შემდეგში მდგომარეობს: აგებᲒᲕᲘᲡ საფუძველზე დგება ჭრილები სტრუქტურის დაქანების მიმართულებით. აღნიშნული ჭრილების სიზუსტე ბუნებრივია განსაზღვრავს სტრუქტურული რუკის სიზუსტეს, ამიტომ ჭრილების შედგენისას უნდა გამოვიყენოთ დაკვირვების რაც შეიძლება მეტი წერტილი (გაშიშვლებები, შურფები, ჭაბურღილები და სხვ.).

აღნიშნულ პროფილებს ვაფარებთ ტრაფარეტს, რომელიც ტოლი მანძილით დაცილებულ პარალელური ხაზების სისტემას წარმოადგენს და რომელზეც აღნიშნულია პირობითი ნულოვანი ზედაპირი (ნახ. II.117). ჩვეულებრივ, ნულოვან ზედაპირად იღებენ ზღვის დონეს, ზოგიერთ შემთხვევაში კი, კონკრეტული პირობების გათვალისწინებით, შესაძლებელია ნებისმიერი სიმაღლის ზედაპირის შერჩევაც, თითოეული პროფილის ნულოვან ზედაპირზე უნდა დაგეგმილდეს ასაგები ზედაპირისა და ტრაფარეტის ყველა ჰორიზონტის გადაკვეთის წერტილი, რომლებიც თავიანთი აბსოლუტური ნიშნულებით გადაიტანება რუკაზე გავლებულ შესაბამის პროფილის ხაზზე. მას შემდეგ, რაც რუკაზე გადაიტანება ყველა პროფილის მონაცემი, საჭიროა ერთნაირი აბსოლუტური ნიშნულის მქონე წერტილების შეერთება მრუდი ხაზებით, რომლებიც გამოსახავენ ასაგები ზედაპირის მიწისქვეშა რელიეფს. აღნიშნული მეთოდით სტრუქტურული რუკების აგებისას, განსაკუთრებით ნაოჭების შემთხვევაში, აუცილებელია გაკეთდეს ერთი ჭრილი მაინც სტრუქტურის მიმართების გასწვრივ, რაც საშუალებას იძლევა დადგინდეს ნაოჭის ღერძის მდებარეობა (დაძირვა, აზევება და სხვ.). ამისათვის, რუკაზე ვატარებთ ჭრილის ხაზს და დაქანების მიმართულებით გაკეთებულ პროფილის ხაზებთან მისი გადაკვეთის ყველა წერტილი გადაგვაქვს შესაბამისი პროფილების ნულოვან ზედაპირზე. მიღებულ (a', b', c' ... და ა. შ.) წერტილებ-

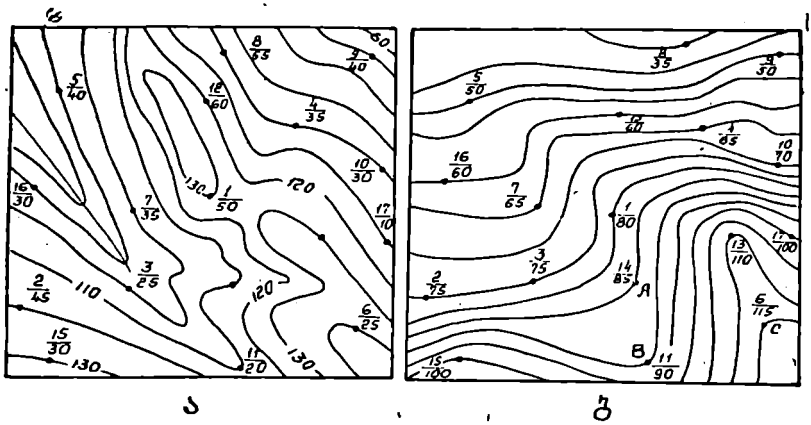


ნახ. II.1.17. სტრუქტურული რუკის აგება ჭრილების მეთოდით.

ზე ვატარებთ ნულოვანი სიბრტყის მართობებს ასაგები ზედაპირის გადაკვეთამდე. ვსაზღვრავთ ამ წერტილების აბსოლუტურ ნიშნულებს და გადაგვაქვს ისინი თანმიმდევრობით მიმართების გასწვრივ აგებულ პროფილზე. აღნიშნული წერტილების შემაერთებელი მრუდი ხაზი გამოსახავს ნაოჭის სივრცულ მდებარეობას.

პროფილების საშუალებით სტრუქტურული რუკების აგებისას, გარდა იმ საყრდენი წერტილებისა, რომელთა საფუძველზეც შედგენილია ჭრილები, საჭიროა გამოყენებულ იქნას დაკვირვების ის წერტილებიც, რომლებიც პროფილებს შორის არის მოქცეული, რაც სტრუქტურული რუკის და გეოლოგიური ჭრილის ურთიერთკონტროლის და შესწორების კარგი საშუალებაა.

სტრუქტურული რუკების აგების მეორე, გეომეტრიული ხერხის გამოყენებისას აუცილებელია განისაზღვროს ასაგები ზედაპირის აბსოლუტური სიმაღლე მის სხვადასხვა წერტილში ბურღვის ან მიწისქვეშა გამონამუშევართა მონაცემების, ან გაშიშვლებათა აგეგმვის საფუძველზე. საყრდენი წერტილები და მათში განსაზღვრული აბსოლუტური სიმაღლეები დაიტანება რუკაზე. შემდგომ საჭიროა ამ წერტილების ურთიერთშეერთება შეძლებისდაგვარად მიმართების მართობული მიმართულებებით. ვახდენთ წერტილებს შორის მანძილების ინტერპოლაციას მათი სიმაღლეთა სხვაობის შესაბამისად.

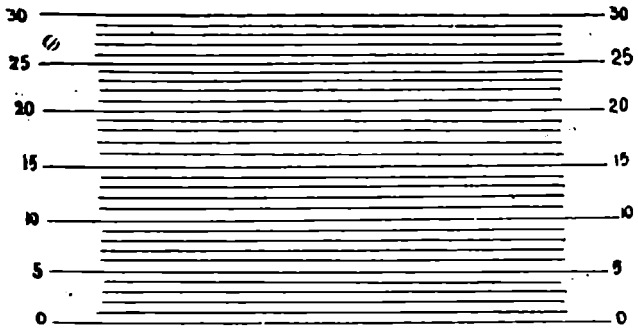


ნახ. II.118. გეომეტრიული ხერხით ზედაპირის სტრუქტურული რუკის აგება ჰაბურღილების მონაცემების გამოყენებით (ა, ბ).

ტოლი ნიშნულების მქონე წერტილების შეერთებით მივიღებთ იზოჰიფსებს, რომლებიც ასახავენ ზედაპირის მიწისქვეშა რელიეფს (ნახ. II.118, ა, ბ).

წერტილებს შორის მონაკვეთების დასაყოფად მოსახერხებელია პალეტის გამოყენება. ის წარმოადგენს გამჭვირვალე ქაღალდზე გამოსახულ ტრაფარეტს — ტოლი ინტერვალით დაცილებული პარალელური ხაზების სისტემას, რომელზეც მითითებულია სიმაღლეები (ნახ. II.119). დავუშვათ, გვაქვს მოცემული სამი წერტილი *A*, *B* და *C*, სადაც შრის საგების აბსოლუტური ნიშნულებია შესაბამისად 85 მ, 90 მ და 115 მ (ნახ. II.118, ბ). ტრაფარეტს ვაფარებთ რუკაზე ისე, რომ *O—O* სიმაღლის ხაზი დაემთხვეს *C* წერტილს, შემდეგ რადგან *A* და *C* წერტილებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა 30 მ-ის ტოლია, ტრაფარეტს ვაბრუნებთ, ვიდრე A წერტილი არ შეუთავსდება 30—30 სიმაღლის ხაზს, ამასთან ისე, რომ *OO* ხაზი არ აცდეს *C* წერტილს. მაშინ, მონაკვეთი *AC* დაიყოფა 30 ნაწილად, რომელთაგან ერთ-ერთი ნიშნული *B* წერტილის სიმაღლის შესაბამისი იქნება (90 მ), მათი შემაერთებელი მრუდი კი — სტრატოიზოჰიფსი. ანალოგიურად ვატარებთ დანარჩენ სტრატოიზოჰიფსებსაც.

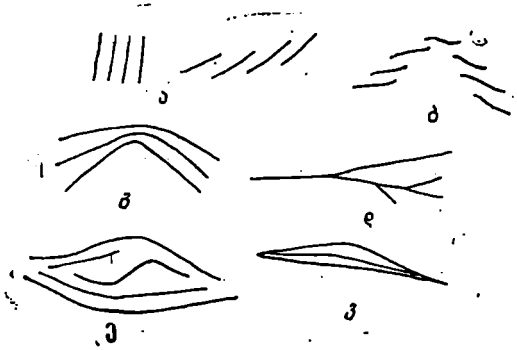
სტრუქტურული რუკები საშუალებას იძლევა, ნებისმიერ წერტილში დავადგინოთ აგებული ზედაპირის წოლის ელემენტები: მიმართება, დაქანება და დაქანების კუთხე. ეს უკანასკნელი განისაზღვრება ფორმულით $\operatorname{tg}\alpha = \frac{h}{l}$, სადაც α — დაქანების კუთხეა, h — კუ-



ნახ. II.119. პალეტი.

თხის განსაზღვრის მონაკვეთში კიდურა სტრატოიზოჰიფსებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა, l — მანძილი ამ სტრატოიზოჰიფსებს შორის გეგმაზე. ნორმალის გასწვრივ დაქანების კუთხის განსაზღვრა შეიძლება გრაფიკულადაც მართკუთხა სამკუთხედის საშუალებით, რომლის ერთი კათეტი არის l, ხოლო მეორე — $h \cdot l$ კათეტთან მდებარე მახვილი კუთხე იქნება დაქანების კუთხე. ერთი და იგივე კვეთის დროს სტრატოიზოჰიფსებს შორის მანძილის ცვალებადობა დაქანების კუთხის ცვალებადობაზე მიუთითებს. ამასთან, სტრატოიზოჰიფსების სიხშირეროვე ციცაბო დახრის მაჩვენებელია და პირიქით. ზედაპირის მიმართებას ნებისმიერ წერტილში წარმოადგენს სტრატოიზოჰიფსი, ხოლო მის დაქანებას განსაზღვრავს სტრატოიზოჰიფსების ნიშნულები (დაქანება დაბალი ნიშნულისკენაა). სტრუქტურული რუკის საშუალებით შესაძლებელია აგრეთვე, ნებისმიერ წერტილში განისაზღვროს ზედაპირის წოლის სიღრმე, რომელიც იზოჰიფსისა და სტრატოიზოჰიფსის აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობას წარმოადგენს.

სტრუქტურულ რუკებზე ხდება არა მარტო ცალკეული ნაოჭის და სხვადასხვა ზედაპირების, არამედ ნაოჭთა ჯგუფების გამოსახვაც და ნაოჭთა ღერძების მდებარეობის მიხედვით მათი ურთიერთობის დადგენა. ასე, მაგ. ნაოჭების პარალელური განლაგება იძლევა მათი ღერძების პარალელურ გამოსახულებას (ნახ. II.120, ა). დანაოჭების კულისისებური განლაგების შემთხვევაში ნაოჭთა ღერძებიც ერთმანეთს კულისურად ან გირლანდისებურად ანაცვლებენ (ნახ. II.120, ბ, გ). დანაოჭებული ზოლის მიმართების გასწვრივ, ზოგჯერ ღერძები იტოტება სხვადასხვა ფორმით და მიმართულებით, რაც ნაოჭთა ვირგაციის სხვადასხვა სახით არის გამოწვეული (ნახ. II.120, დ, ე, ვ).

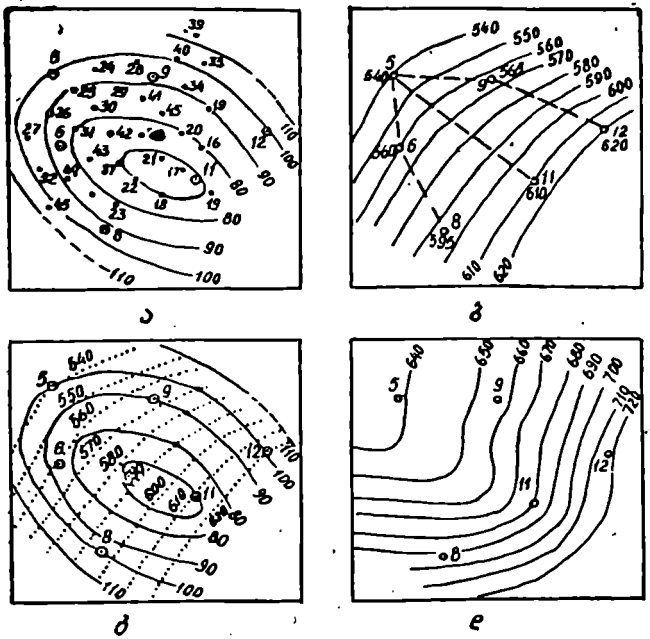


ნახ. II.120. ნაოჭთა ღერძების განლაგების შემთხვევები გეგმაზე.

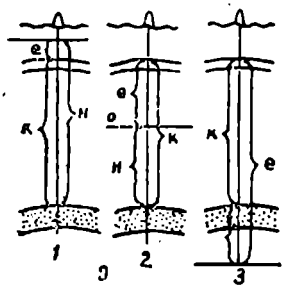
სტრუქტურული რუკების პრაქტიკული ღირებულება განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთ შემთხვევებში, როცა ნაოჭის აგებულებაში მონაწილეობს რამდენიმე უთანხმოდ განლაგებული მარკირებელი ჰორიზონტი.

ცნობილია, რომ ბაქნებისათვის დამახასიათებელი სტრუქტურული ფორმების — მარილიანი გუმბათების — განვითარება მრავალფაზურია. ამიტომ დანაოჭების ინტენსივობა სიღრმესთან ერთად იცვლება და ზოგიერთ შემთხვევაში ნაოჭის თაღი გადაადგილებულია. ქანების ასეთი რთული სივრცული ურთიერთობის გამოსახვის ერთადერთი საშუალება სტრუქტურული რუკაა. რთული სტრუქტურული რუკების აგების პრინციპი ზემოთ აღწერილის ანალოგიურია. სირთულე იმაში გამოიხატება, რომ ჯერ საჭიროა რომელიმე ზედა მარკირებელი ჰორიზონტის, ანუ ე. წ. დამხმარე ჰორიზონტის სტრუქტურული რუკის აგება (ნახ. 121, ა), შემდეგ თანხვდენის რუკის შედგენა, რომელიც ასახავს ძირითად და დამხმარე ჰორიზონტებს შორის ვერტიკალური დაშორების ცვლილებებს. ამ უკანასკნელის საფუძველზე კი ძირითადი მარკირებელი ჰორიზონტის მიწისქვეშა რელიეფის გამოსახვა.

თანხვდენის რუკა აიგება ღრმა ჭაბურღილების მონაცემებით, რომელთაც გადაკვეთეს როგორც ზედა დამხმარე, ასევე სიღრმეში განლაგებული ღრმა ჰორიზონტი. ამ ჭაბურღილებში განისაზღვრება ვერტიკალური დაცილება ზედა და ქვედა ჰორიზონტებს შორის, რომელიც აღინიშნება შესაბამის ღრმა ჭაბურღილთან. შემდეგ, ინტერპოლაციის მეშვეობით ვატარებთ თანაბარი ვერტიკალური დაცილების ხაზებს — იზოხორებს (ნახ. II.121, ბ). მიღებულ თანხვდენის რუკას, რომელიც გამჭვირვალე ქაღალდზეა გამოსახული დავაფარებთ ზედა ჰორიზონტის სტრუქტურულ რუკას და მასზე აღვნიშნავთ ორი-



ნახ. II.121. ზედაპირის სტრუქ-ტურული რუკის აგება დამხმარე ჰორიზონტის საშუალებით.



ვე რუკის იზოხაზების გადაკვეთის წერტილებს (ნახ. II.121). მათი აბსოლუტური ნიშნულების განსაზღვრა ხდება პირობითი ნულოვანი ზედაპირისა და დამხმარე და ძირითადი ჰორიზონტების მდებარეობის მიხედვით. აქ შესაძლებელია სამი შემთხვევა (ნახ. II.121, ე): 1. როცა პირობითი ზედაპირი ორივე ჰორიზონტის ზემოთ არის განლაგებული, მაშინ ქვედა ჰორიზონტის აბსოლუტური ნიშნული H ზედა ჰორიზონტის აბსოლუტური ნიშნულის l და მათ შორის ვერტიკალური მანძილის K-ს ჯამის ტოლი იქნება; 2. როცა პირობითი ზედაპირი ჰორიზონტებს შორის არის მოქცეული, მაშინ $H=K-l$; 3. როცა პი-

რობითი ზედაპირი ორივე ჰორიზონტის ქვევით არის განლაგებული, ანუ $H=l-K$. აღნიშნული წესით განისაზღვრება ძირითადი ჰორიზონტის აბსოლუტური ნიშნულები ყველა გადაკვეთის წერტილში და მათ საფუძველზე აიგება ძირითადი ჰორიზონტის სტრუქტურული რუკა (ნახ. 121, დ): ზოგიერთ შემთხვევაში სტრუქტურული რუკის აგება საჭიროა ცვალებადი სიმძლავრის მქონე შრის საგებისა და სახურავისთვის. ასეთ დროს, ჰორიზონტებს შორის ვერტიკალური დაცილების ნაცვლად, სტრუქტურულ რუკაზე დააქვთ შრის ჰეტეროპიტი სიძლავრე, რომლის საფუძველზე ატარებენ თანაბარი სიმძლავრის ხაზებს ანუ იზოპახიტებს.

ხშირ შემთხვევაში, როდესაც ნაოჭა სტრუქტურები და აგრეთვე მონოკლინები გართულებულია წყვეტითი დისლოკაციებით ან მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი მოკვეთილია შედარებით ახალგაზრდა უთანხმოების ზედაპირით, საჭირო ხდება ამ მოვლენების ასახვა სტრუქტურულ რუკაზე. კერძოდ, აღნიშნული ზედაპირების და მარკირებელი ჰორიზონტის გადაკვეთების პოვნა. ამისათვის კი საკმარისია შეეერთოთ მათი ერთნაირი აბსოლუტური ნიშნულის მქონე მიმართებების გადაკვეთის წერტილები.

სტრუქტურული რუკების ნაკლი იმაში მდგომარეობს, რომ მასზე გეოლოგიური რუკისაგან განსხვავებით, სადაც დატანილია ყველა გაშიშვლებული ძირითადი გამყოფი ზედაპირი, შეიძლება გამოისახოს მხოლოდ ერთი ან ორი ჰორიზონტი. ვინაიდან გეოლოგიური რუკა ყოველთვის არ იძლევა სიღრმული აგებულების ნათელ სურათს, საჭიროა, განსაკუთრებით მსხვილმასშტაბიანი სპეციალური ღანიშნულების რუკებზე დავიტანოთ აგრეთვე სტრუქტურული რუკის ძირითადი ელემენტებიც.

თავი III

ვულკანური, ინტრუზული, მეტასომატური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები

ყოველგვარი მაგმური სხეული, ინტრუზული ან ეფუზიური ისე, როგორც მეტამორფული და მეტასომატური სხეულები, წარმოადგენენ მიწის ქერქის სტრუქტურულ-ტექტონიკურ ელემენტებს. ამის გამო, ამ წარმონაქმნების პეტროგრაფიული შესწავლის გარდა აუცილებელია მათი სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევა, რომელიც ამ სხეულების ფორმების და აგრეთვე მათი სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებების შესწავლას გულისხმობს.

მაგმური ქანების უმთავრესი გენეტური ჯგუფების ჩამოყალიბება მიწის ქერქში ხდება შემდეგი ძირითადი პროცესების გამოვლინების შედეგად:

1) ე ფ უ ზ ი უ რ ი ს—მაგმური მდნარის (ლავის) ამონთხევა და გადინება მიწის ზედაპირზე და მისი გაცივება.

2) ე ქ ს პ ლ ო ზ ი უ რ ი ს (აფეთქებითი) — ჰაერში (ან წყლის აუზში) დიდი წნევით მაგმური მასალის ნარევის ამოტყორცნა არავულკანური ქანების ნატეხებთან ერთად და ვულკანური მასალის მყარი ნაწილაკების (ე. წ. პიროკლასტიკის) შემდგომი დალექვა ხმელეთზე ან აუზის ფსკერზე.

3) ე ქ ს ტ რ უ ზ უ ლ ი ს — ბლანტ ან გამყარებულ მდგომარეობაში მყოფი მაგმური ნივთიერების ზედაპირზე გამოწბერვა.

4) ი ნ ტ რ უ ზ უ ლ ი ს — მაგმური მდნარის შემოჭრა მიწის ქერქის ამა თუ იმ სიღრმეზე და აქ მისი გაცივება.

ქანების განსაკუთრებული გენეტური ჯგუფებია მეტამორფული და მეტასომატური წარმონაქმნები, რომლებიც მაგმური და დანალექი ქანების სხვადასხვა ხარისხით გარდაქმნის შედეგად მიიღება.

1. ვულკანური ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები

ეფუზიური, პიროკლასტური და ექსტრუზული ქანების წარმოქმნას ვულკანური მოქმედების სხვადასხვაგვარი გამოვლინება იწვევს. ვულკანური მოქმედების ხასიათი და მის მიერ შექმნილი ვულკანური ნაგებობების მორფოლოგიური და სტრუქტურული თავისებურებები მრავალი ფაქტორით არის განსაზღვრული. მათ შორის მთავარია ამოფრქვეული მაგმური მასალის შემადგენლობა და აგრეთვე ტექტონიკური და პალეოგეოგრაფიული პირობები (რელიეფის ხასიათი, წყალქვეშა ან ხმელეთის პირობები, ჰავა).

მაგმის ქიმიური შემადგენლობა და პირველ რიგში მისი მჟავიანობა განსაზღვრავს ვულკანიზმის ეფუზიური და ექსპლოზიური გამოვლინების შეფარდებას. ფუძე, ბაზალტური მაგმის დროს მკვეთრად ჭარბობს ლავური ამონთხევები, მაშინ, როდესაც მჟავე მაგმის (დაციტური ან ლიპარიტული შემადგენლობის) ამოფრქვევისას ჭარბობს ექსპლოზიური მოქმედების პროდუქტები.

სხვადასხვა შემადგენლობის ლავები მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან აგრეთვე სიბლანტით და დენადობით. როგორც წესი, ყველაზე ნაკლებად ბლანტი და შესაბამისად ყველაზე მოძრავია თხევადი, ძალიან ცხელი (1200°-ზე მეტი) ფუძე, ბაზალტური ლავები. საშუალო შემადგენლობის ლავები (ანდეზიტები) ნაკლებად მოძრავია, ხოლო მჟავე ლიპარიტული ლავები გამოირჩევა მაქსიმალური

სიბლანტით და ყველაზე ნაკლები დენადობით, რის გამოც ხშირად ზედაპირზე გამოწბერილ ექსტრუზულ სხეულებს ქმნის.

ქროლადებით გამდიდრებული მყავე მაგმური მასალის ამოფრქვევის დროს, განსაკუთრებით ვულკანური მოქმედების დასაწყისში, დიდი რაოდენობით ამოიტყორცნება პიროკლასტური მასალა და მასთან ერთად სხვადასხვა რაოდენობით ვულკანური ყელის ამგები უფრო ძველი ქანების დაკუთხული ნატეხებიც. შედარებით წვრილი პიროკლასტური მასალის შეცემენტებულ დანაგროვებს, რომელთაც შემდგომი გადალექვა არ განუცდიათ, ტუფებს უწოდებენ, ხოლო შედარებით უხეში პიროკლასტური მასალით შედგენილ ქანებს — აგლომერატულ ტუფებს და ტუფობრეჩიებს. გავარვარებულ, გაზურ-პიროკლასტური ნაკადებიდან მიღებულ მასალას, რომელმაც განიცადა გაცივება, ძლიერი შემკვრივება და შეცხობა და ხასიათდება ზოლებრივი ტექსტურით, ი გ ნ ი მ ბ რ ი ტ ებ ს უ წ ო დ ე ბ ე ნ. თუ პიროკლასტურ მასალასთან ერთად ქანის აგებულებაში ნორმალურ-დანალექი მასალაც მონაწილეობს, მაშინ ქანი ტ უ ფ ი ტ ს წარმოადგენს.

ეფუზიური ქანები ქმნიან ვულკანურ წყებებს, ტუფები და ტუფიტები კი ტუფოგენურ წყებებს. ჩვეულებრივ, ბუნებაში ადგილი აქვს ვულკანური და ტუფოგენური წყებების მორიგეობას. ასეთ შემთხვევაში ლაპარაკობენ ვულკანოგენურ წყებებზე ან კომპლექსებზე.

წყალქვეშა პირობებში წარმოშობილი ვულკანოგენური კომპლექსები ხასიათდება ეფუზიური და ტუფოგენური წარმონაქმნების და ნორმალური დანალექი ქანების მორიგეობით. ეს წარმონაქმნები გარკვეულ ტექტონიკური რეჟიმის პირობებში წარმოიშობა, დიდი სისქით ხასიათდება და მათ ვულკანოგენურ ფორმაციებს უწოდებენ.

ვულკანური ქანების განლაგების პირველადი ფორმები და პირობები. ვულკანური წარმონაქმნების განლაგების პირველად ფორმებს შორის შეიძლება გავარჩიოთ:

1. ვულკანური მასალის განფენები და ნაკადები, რომლებიც ვითარდება ამოფრქვევის ცენტრების პერიფერიებზე მათი პროდუქტების მიწის ზედაპირზე გავრცელების შედეგად.

2. ვულკანური აპარატები — ნაგებობები, რომლებიც ამოფრქვევის ცენტრებში ან უშუალოდ მათ სიახლოვეში წარმოიქმნება.

ვულკანური განფენები და ნაკადები. მასალის ხასიათის, სტრუქტურულ-მორფოლოგიური თავისებურებებისა და ფორმირების მექანიზმების მიხედვით გამოყოფენ ვულკანური განფენების და ნაკადების სამ ძირითად ტიპს: ლავურს, პიროკლასტურს და იგნიმბრიტულს. ლავური განფენი წარმოადგენს ფენისებურ, უფრო ზუსტად კი, ლინზისებურ სხეულს, რომელიც მიიღება ზედაპირზე ლავის ამონთხევის

შედეგად: ლავური განფენების ზომები თარაზული მიმართულებით დაახლოებით თანაბარია და ამასთან ერთი-ორჯერ მაინც მეტია მათ სიმძლავრეზე.

ლავური ნაკადი ხასიათდება წაგრძელებული ფორმით და მისი სიგრძე 10—100-ჯერ აღემატება სიგანეს. ლავური ნაკადები ჩვეულებრივ წარმოიქმნება ლავის დინებისას უსწორმასწორო რელიეფზე. ლავა პირველ რიგში ავსებს და მიედინება მდინარეთა ხეობების გასწვრივ (ნახ. III.1), ამიტომ ლავური ნაკადები, როგორც წესი, წარმოიშობა ხეობებზე ამონთხევის დროს, ხოლო განფენები კი დამახასიათებელია აგრეთვე წყალქვეშა ამოფრქვევებისთვისაც.

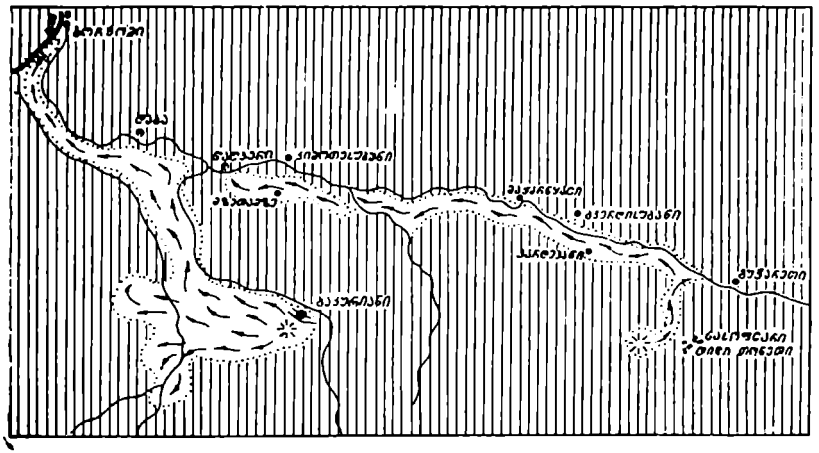
ერთეული ლავური განფენების და ნაკადების სიმძლავრე იცვლება 0,5—1 მეტრიდან — მრავალ ათეულ და ასეულ მეტრამდე.

ბაზალტური, ანდეზიტურ-ბაზალტური და აგრეთვე ტუტე (მაგალითად ფონოლიტური) ლავები ქმნიან ნაკადებს, რომელთა სიგრძე 100 კმ-ს და მეტს აღწევს. უფრო ბლანტი საშუალო შემადგენლობის (ანდეზიტური, ანდეზიტურ-დაციტური) ლავები ჩვეულებრივ წარმოქმნიან ნაკადებს, რომელთა სიგრძე რამდენიმე ათეულ კილომეტრს არ აღემატება, ხოლო ყველაზე ბლანტი მჟავე (ლიპარიტ-დაციტური, ლიპარიტული) ლავური ნაკადების სიგრძე კი რამდენიმე კილომეტრია.

ლავური განფენების ფართობი შეიძლება მრავალ ათას და მილიონ კვადრატულ კილომეტრსაც კი შეადგენდეს. მაგრამ ისინი წარმოიქმნებიან მრავალრიცხოვანი ცენტრებიდან მრავალჯერადი ამონთხევის შედეგად და ამრიგად შერწყმული და ერთმანეთზე განლაგებული ნაკადების ერთობლიობას წარმოადგენენ (ნახ. III.2).

ერთი და იმავე ვულკანური ცენტრიდან ამონთხეული სხვადასხვა ლავური ნაკადების (და განფენების) ურთიერთდამოკიდებულება შესაძლებელია სხვადასხვანაირი იყოს. ახალგაზრდა ლავური ნაკადების სივრცობრივი და ასაკობრივი ურთიერთდამოკიდებულების კვლევა ხდება გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდის გამოყენებით, რომელიც ემყარება ვულკანური სხეულების ფორმების, რელიეფის და იმ ახალგაზრდა კონტინენტური ნალექების (ალუვიური, მყინვარული, ტბიური, პროლუვიური და სხვ.) ერთობლივ შესწავლას, რომლებიც დაკავშირებული არიან ვულკანურ წარმონაქმნებთან.

ლავური ნაკადების ურთიერთდამოკიდებულების უმარტივეს შემთხვევას წარმოადგენს ახალგაზრდა ნაკადით ძველი ნაკადის თანხვობითი გადაფარვა. ამონთხევებს შორის ხარვეზის არსებობის შემთხვევაში ლავურ ნაკადებს (განფენებს) შუა შეიძლება წარმოიშვას დანალექი ან ტუფოგენური წარმონაქმნების შუაშრე (ნახ. III.3, ა). თუ ცალკეულ ამონთხევებს შორის დროის ინტერვალში ეროზიას აქვს ადგილი, მაშინ უფრო ახალგაზრდა ლავური ნაკადი (ან განფენი) შე-



ნახ. III.1. ბაკურიანის და გუჯარეთის ლავური ნაკადები (ნ. სხირტლაძის მიხედვით).

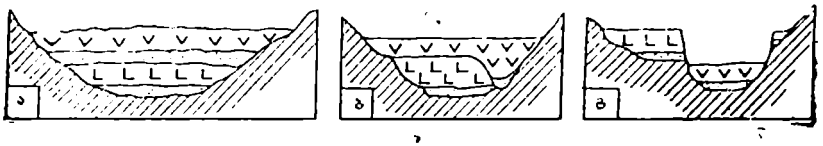
იძლება განლაგდეს უფრო ძველი ნაკადის (განფენის) ძლიერ გადარეცხილ უსწორმასწორო ზედაპირზე, ანდა ამოავსოს უკანასკნელის საგებზე უფრო ღრმად ჩაჭრილი ეროზიული ჩაღრმავება (ნახ. III.3, ბ). მაგრამ ახალი ეროზიული ჩაღრმავება, როგორც წესი, ჩნდება არა ძველი ნაკადის შუაში, არაუნედ მისი რომელიმე კიდის გასწვრივ, რაც იწვევს ახალგაზრდა ნაკადის „ჩაგებულ" განლაგებას (ნახ. III.3, გ).

ლავის დინების და გაცივების დროს მის ზედაპირზე ჩნდება წიდოვანი ბრექჩიული ლავების ფენი, რომელიც ნაკადის ქერქს წარმოადგენს და ცურავს მის ქვეშ განლაგებულ უფრო თხევად ლავაზე. ვინაიდან, ნაკადის ზედა ნაწილის მოძრაობის სიჩქარე ქვედა ნაწილებთან შედარებით უფრო დიდია, ქერქი დინების დროს აღწევს ნაკადის კიდეს, ცვივა მის წინ და მის ქვეშ ექცევა (ნახ. III.4). ამრიგად, ლავური ნაკადის ან განფენის ჭრილში მონაწილეობს ორი მორფოლოგიურად და გენეტურად მსგავსი ქერქული ჰორიზონტი — მის სახურავში და საგებში.

ლავური ნაკადების და განფენების შიგა აგებულება ხასიათდება მთელი ოიგი სტრუქტურული თავისებურებებით, რომლებიც გაპირობებულია ლავების დინებით, გაცივებით და მოცულობის შემცირებით. ლავური ნაკადის სხვადასხვა ნაწილის სხვადასხვა სიჩქარით დინების გამო მასში ხშირად შეიმჩნევა ბრტყელი და წაგრძელებული ფენოკრისტალების და აგრეთვე ქსენოლითების ორიენტირებული განლაგება: ისინი ლავის დინების მიმართულებას ემთხვევიან. ზოგჯერ, ასეთი უპირატესი ორიენტირება მაკროსკოპულადაც შესამჩნე-

ნახ. III.2. ყელის პლატოს ლავების სქემატური ჩანახატი (ნ. ძოწენიძის მიხედვით). ნათლად ჩანს ლავური ნაკადების (I—VII) ურთიერთდამოკიდებულება და ნარვანხოხის ვულკანური კონუსი კრატერით წვერზე.

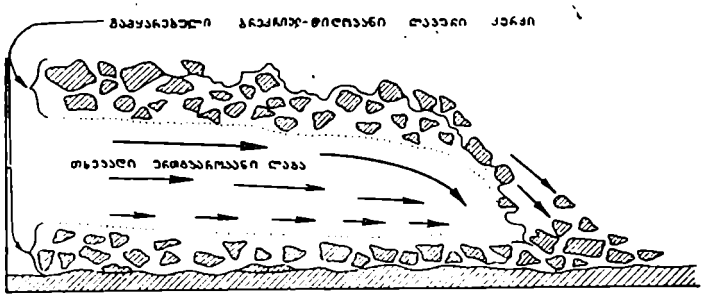
ვია, მაგრამ უფრო ხშირად მისი გამოვლინება მიკროსკოპის ქვეშ ხდება (ნახ. III.5). საშუალო და მჟავე ლავებისათვის დამახასიათებელია ძირითადი მასის ზოლებრივი ე. წ. ფლუიდური ტექსტურა. ზოლების სისქე შეიძლება 1 მმ-დან რამდენიმე სანტიმეტრამდე იცვლებოდეს. ლავების ლამინარული დინების დროს ცალკეული ზოლები, რომლებიც განსხვავებული სისწრაფით მოძრაობენ, ერთმანეთის მიმართ სრიალებენ და ნაკადის საგების და სახურავის პარალელურად ლაგდებიან. ამიტომ ისინი არა მხოლოდ ლავების შიგა აგებულების მაჩვენებელია, არამედ გამოიყენება ნაკადის (განფენის) მოძრაობის მიმართულების და მისი ფორმის დასადგენად. ლავების ამგვარი პირველადი ზოლებრივობა და ხშირად მასთან დაკავშირებული „დინებითი განწევრება“ საშუალებას იძლევა დავადგინოთ აგრეთვე ლავების დეფორმაციის ხასიათი დინების პროცესში. კერძოდ, განსაკუთრებით საშუალო და მჟავე ლავებში მკაფიოდ გამოხატული ზოლებრივობა ხშირად ავლენს ლავების „დანაოჭების“ მოვლენას უსწორმასწორო მიწის ზედაპირზე დინების პროცესში (ნახ. III.6).



ნახ. III.3. სხვადასხვა ასაკის ლავური ნაკადების ურთიერთდამოკიდებულება.

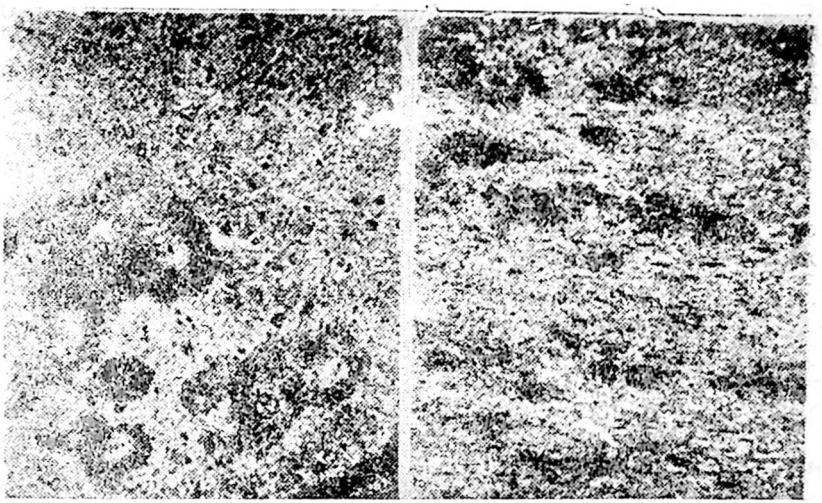
ა — თანხმობითი განლაგება, ბ — განლაგება გადარეცხვით, გ — ახალგაზრდა ნაკადის „ჩაგებული“ განლაგება (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ლავების გაცივების დროს, მათი მოცულობის შემცირების გამო, წარმოიშობა გაჭიმვის ნაპრალები, რომლებიც ლავური ნაკადების და განფენების განწევრებას განაპირობებენ. ლავებისათვის განსაკუთრებით დამახასიათებელია ე. წ. სვეტისებური, ანუ პრიზმული განწევრება (ნახ. III.7). ამ შემთხვევაში ლავური სხეული ნაპრალებით დანაწევრებულია ოთხ, ხუთ, ექვს, შვიდ უფრო ხშირად კი ექვსწახნაგოვანი ფორმის სვეტებად (პრიზმებად).



ნახ. III.4. ლავური ნაკადის ზედაპირზე განვითარებული ქერქის გადაადგილება და ასევეთვე ქერქის წარმოშობა მის ფუძეში (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ლავებისათვის დამახასიათებელია აგრეთვე სხვა სახის განწევრებაც. კერძოდ, ზოგიერთ, განსაკუთრებით ხშირად კი, მეორე ლავებში. განვითარებულია ე. წ. სფერული განწევრება (ნახ. III.8, ა). ლავის სფეროები, როგორც წესი, ერთმანეთს არ ეხება და ლავითვე არის შეცემენტებული. ლავების ასეთი საკუთრივ სფერული განწევრება უნდა გავარჩიოთ ბ ა ლ ი შ უ რ დ ა ნ ა ჭ უ ჭ ი ს ებ ურ განწევრებისაგან. პირველი წარმოადგენს დინების პროცესში სხვა მასალით გამოყოფილ ცალკეულ ლავის „ბალიშებს“ (ნახ. III.8, ბ), ხოლო მეორე (ნახ. III, 8, გ) წარმოიქმნება ერთგვაროვანი არაშრეებრივი მარცვლოვანი ქანების (ეფუზიური, ინტრუზული, ტუფების, ქვიშაქვების და სხვ.) გამოფიტვის დროს. გამოფიტვა ვითარდება რამდენიმე ურთიერთგამკვეთ ნაპრალთა



ნახ. III.5. დინებითი ტექსტურები ქეჩუთის ქედის ანდეზიტურ-დაციტურ ლავებში (ე. გამყრელიძის მიხედვით 1959).

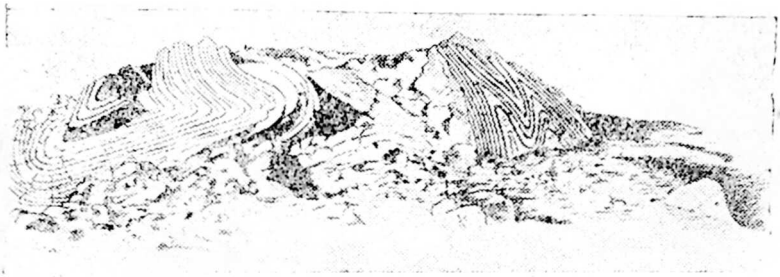
ნათლად ჩანს ძირითად მასაში გაბნეული პიროქსენის წვრილი პრიზმები და ლავის შეგუნდებული მუქი ფერის მარცვლები, რომელთაც დინების გასწვრივ კვეთში (ა) მკაფიოდ გამოხატული ხაზობრივი ორიენტაცია ახასიათებს, ხოლო განივ კვეთში (ბ) პიროქსენის გამონაყოფებს იზომეტრიული ფორმა აქვთ და შეგუნდებული მარცვლების განლაგება უწესრიგოა (გადიდება 90, ნიკოლები +).

სისტემის გასწვრივ რის გამოც, ნაჭუჭისებური ქერქის მქონე შედარებით მტკიცე „სფეროები" ერთმანეთისაგან ძლიერ გამოფიტული ფხვიერი ზონებით არის გამოყოფილი.

პიროკლასტური მასალის განფენები წარმოიქმნება ექსპლოზიური ამოფრქვევების შედეგად. წარმოქმნილი პიროკლასტური მასალის ფენის სიმძლავრე და მისი შემადგენელი ნაწილაკების სიმსხო კანონზომიერად მცირდება ამოფრქვევის ცენტრიდან დაშორებასთან ერთად. მასალის სიმსხო შეიძლება მცირდებოდეს აგრეთვე ჭრილშიც ქვევიდან ზევით.

ვულკანურ არეებში ხშირად შეიმჩნევა არა წმინდა პიროკლასტური ან ლავური განფენები, არამედ წყებები, რომლებიც აგებულია მრავალრიცხოვანი ლავური ნაკადების და პიროკლასტური მასალის დასტების, ფენების და ლინზების მორიგეობით. ასეთი წყებები გამოხატავენ ეფუზიური და ექსპლოზიური სახის ამოფრქვევების მრავალჯერად მორიგეობას.

იგნიმბრიტული განფენები და ნაკაოები უმთავრესად წარმოიქმნება ნორმალური ტუტიანობის (ლიპარიტები, დაციტები) ან მაღალი ტუტი-

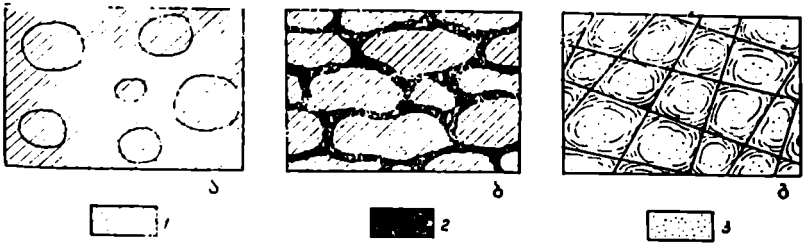


ნახ. III.6. დინებითი განწევრება და დანაოჭება ქეჩუთის ქედის ანდეზიტურ-დაციტურ ლავებში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ნახ. III.7. ბაზალტების სვეტისებური განწევრება „გიგანტების ქვაფენილი“ ჩრდილოეთ ირლანდია (ა. ხოლმსის მიხედვით).

ანობის (ტრახილიპარიტული, ტრახიდაციტური, ზოგჯერ ტრახიტული), ქროლადებით მდიდარი მყავე ლავების ხმელეთზე ამონთხევის შედეგად.

განლაგების პირობების მიხედვით ამ წარმონაქმნებს გარდამავალი მდებარეობა უკავიათ ლავურ და ტუფურ განფენებს შორის. დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ამონთხევისას იგნიმბრიტული ნაკა-



ნახ. III.8. ა — სფერული, ბ — ბალიშური და გ — ნაპუპისებური განწევრება (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

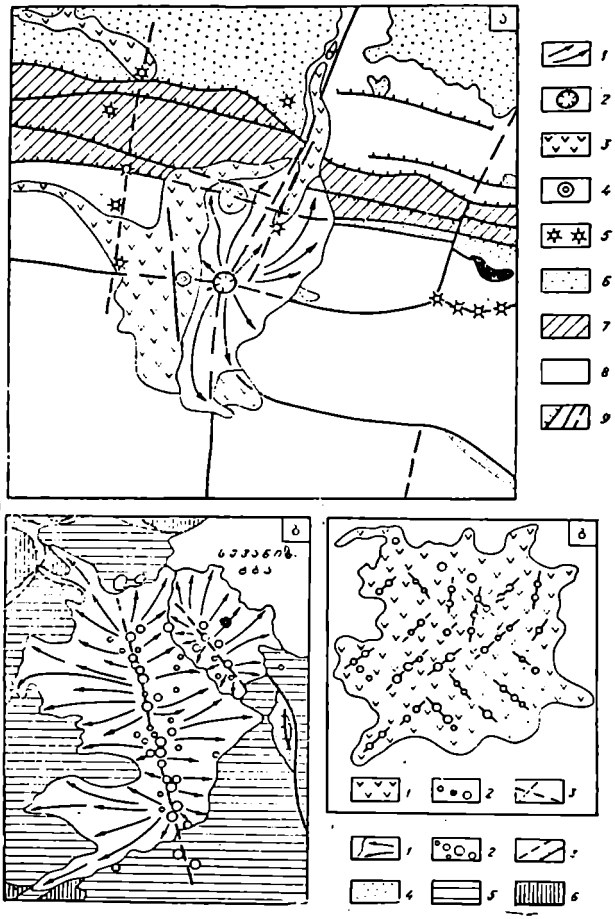
დები პირველ რიგში ავსებს ხეობებს, ს დაც მათი სიმძლავრე მაქსიმალურია ამასთან, მათი ზედაპირი ზოგადად იმეორებს დამარხული რელიეფის ფორმებს და თარაზულია მხოლოდ ძალიან მძლავრი იგნიმბრიტული განფენის არსებობის შემთხვევაში.

ვულკანური აპარატები. მაგმის ამომყვანი არხების აგებულების და ურთიერთგანლაგების მიხედვით არჩევენ ამოფრქვევის ცენტრალურ, ნაპრალურ და არეალურ ტიპებს (ნახ. III.9).

ცენტრალური ტიპის ვულკანიზმის შემთხვევაში მაგმის ამომყვანი ყელი მილისებური ფორმისაა (ნახ. III.9), ამ ტიპის ამოფრქვევის დროს წარმოშობილი ვულკანური აპარატები — ცენტრალური ტიპის ვულკანები — გეგმაზე მეტად თუ ნაკლებად მომრგვალებული ფორმისაა (ნახ. III.9. ა).

ნაპრალური ტიპის ამოფრქვევის შემთხვევაში (ნახ. III.9, ბ) მაგმის ამომყვანი არხის რიღლს ასრულებს ღრმა და შედარებით გამწე ციცაბო ნაპრალი ან რღვევა. მაგმური მდნარი ზედაპირს აღწევს ან მთელი ნაპრალის ან მისი გარკვეული დიდი ნაწილის გასწვრივ, ანდა ამოფრქვევა ლოკალიზებულია ერთ ან რამდენიმე შემოსაზღვრულ უბანზე, კერძოდ, იმ წერტილებში, სადაც ეს ძირითადი ნაპრალი იკვეთება სხვა მიმართულების მქონე, ნაკლებად მნიშვნელოვანი ნაპრალებით. უკანასკნელ შემთხვევაში ჩვენ გვაქვს რამდენიმე, შედარებით მცირე, ცენტრალური ტიპის ვულკანი, რომელთა განლაგებას მაგმის ამომყვანი ერთიანი ნაპრალი (რღვევა) განაპირობებს (ნახ. III.9, ბ).

არეალური ტიპის ვულკანიზმს (ნახ. III.9, გ) უწოდებენ დიდ ფართობზე გაბნეულ შედარებით მცირე ნაპრალების (ან მათი გადაკვეთების) გასწვრივ მასიურ ამოფრქვევებს. ვულკანური პროცესის განვითარებასთან ერთად ზოგიერთი მცირე ამომყვანი არხი შეიძლება ჩაიკეტოს. ამ შემთხვევაში არხების როლს სხვა ნაპრალები ასრულებენ. მაშასადამე, ხდება ამოფრქვევის ცენტრთა გადაადგილება უკვე არა ერთი ხაზის გასწვრივ, არამედ მნიშვნელოვან ფართობზე.



ნახ. III.9. ცენტრალური (ა), ნაპრალური (ბ) და არეალური (გ) ტიპის ვულკანური აპარატების სტრუქტურული თავისებურებები (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

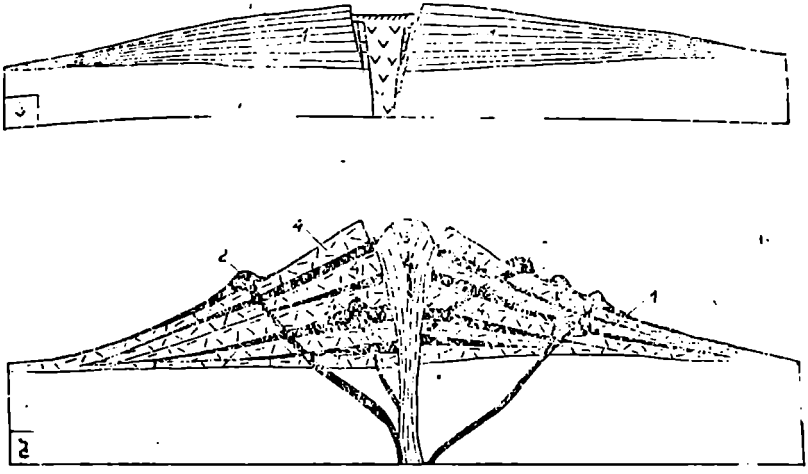
ა — იალბუზის პოლიგენური სტრატოვულკანი; 1 — ჰოლოცენური ლავური ნაკადები, 2 — იალბუზის ჰოლოცენური ვულკანური კონუსი, 3 — პლეისტოცენური ვულკანოგენური წარმონაქმნები, 4 — იალბუზის პლეისტოცენური ვულკანური კონუსი, 5 — პლეისტოცენური მონოგენური ვულკანური ცენტრები, 6 — იურული ნალექები, 7 — შუა და ზედაპალეოზოური ნალექები, 8 — ქვედაპალეოზოური მეტამორფული წყებები და პალეოზოური გრანიტოიდები, 9 — რღვევები ზედაპირული და ფარული; ბ — ჰოლოცენური ლა-

ამრიგად, ვულკანური მოქმედების ესა თუ ის ხასიათი — ცენტრალური, ნაპრალური ან არეალური—ძირითადად მოცემული ვულკანური რაიონის ტექტონიკურ ბუნებაზე არის დამოკიდებული. ამოფრქვევის ხანგრძლივობის მიხედვით არჩევენ მონოგენურ და პოლიგენურ ვულკანურ აპარატებს. მ ო ნ ო გ ე ნ უ რ ი ვ უ ლ კ ა ნ უ რ ი ა პ ა რ ა ტ ი ხასიათდება ერთჯერადი ამოფრქვევით, რის შემდეგ მისი მოქმედება წყდება. პ ო ლ ი გ ე ნ უ რ ი ვ უ ლ კ ა ნ ე ბ ი ხანგრძლივად მოქმედებენ. მათ გასწვრივ რამდენიმე ათასი და ხშირად მილიონი წლის განმავლობაში ადგილი აქვს მრავალჯერად ამოფრქვევას. მაგალითად, კავკასიონის ყველაზე დიდი ვულკანის — იალბუზის მოქმედება გრძელდებოდა გვიანპლიოცენურიდან თითქმის დღევანდლამდე, ე. ი. დაახლოებით 3 მილიონი წლის განმაელობაში (ნახ. III.9, ა).

ვულკანის ფორმა და შიგა აგებულება მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ამონთხეული მაგმის ქიმიურ შემადგენლობაზე, რომელიც განსაზღვრავს პიროკლასტური და ლავური მასალის შეფარდებას, ამონთხეული მაგმის სიბლანტეს, ამოფრქვევის პროცესის ხასიათს, ექსპლოზიური მოვლენების როლს და ა. შ. ფუძე, ბაზალტური მაგმის ამოფრქვევის დროს ჩვეულებრივ ხდება თხევადი ლავების ამონთხევა და პიროკლასტური მასალა ნაკლებ როლს ასრულებს. წარმოქმნილ ვულკანებს ლ ა ვ უ რ ს უწოდებენ. ცენტრალური ტიპის ლავურ ვულკანებს უზარმაზარი ფარების ფორმა აქვს (ფარისებრი ვულკანები) (ნახ. III,10, ა). მაგმური მდნარის მჟავიანობის მატებასთან ერთად ამოფრქვევისას იზრდება პიროკლასტური მასალის როლი და მასთან ერთად ამონთხეული ლავების სიბლანტეც. ვულკანებს, რომელთა შემადგენლობაში თანაბრად მონაწილეობენ ლავები და პიროკლასტური პროდუქტები ს ტ რ ა ტ ო ვ ულ კ ა ნ ე ბ ს უწოდებენ (ნახ. III.10, ბ).

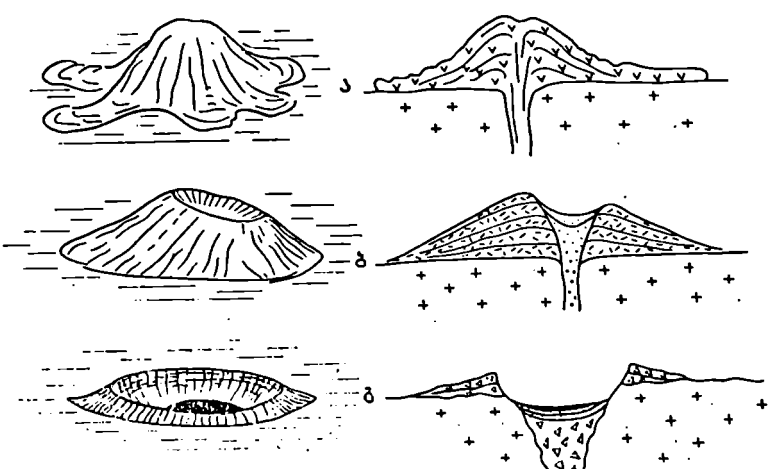
ცენტრალური ტიპის მონოგენური ლავური ვულკანური აპარატები მორფოლოგიურად გამოხატულია გუმბათისებური ლავური ბორცვების სახით, რომლებიდანაც ჩამოედინება ლავის ერთი ან რამდენიმე ნაკადი (ნახ. III.11, ა).

ვური ნაკადები და წიდოვანი კონუსები (სომხეთი): 1 — ჰოლოცენური ანდეზიტური ლავები, 2 — წიდოვანი და წიდოვან-ლავური კონუსები, 3 — მეოთხეული რღვევები და ნაპრალები, 4 — მეოთხეული ალუვიური ნალექები, 5 — პლეისტოცენური და პლიოცენური ვულკანოგენური წყებები, 6 — პლიოცენამდელი სუბსტრატი; გ — ამოფრქვევის არეალური ტიპი: 1 — ლავური საფარი, 2 — ამოფრქვევის მონოგენური ცენტრები, 3 — მაგმის ამომყვანი რღვევები და ნაპრალები.



ნახ. III.10. ფარისებრი — (ა) და სტრატოვულკანის (ბ) ჭრილები (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

1 — ლავები, 2 — ამოფრქვევის პარალელური ცენტრები, 3 — ექსტრუზიული გუმბათი, 4 — პიროკლასტური მასალის ფენა.



ნახ. III.11. მონოგენური ვულკანების აგებულების სხვადასხვა ტიპები (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ა — მონოგენური ლავური ვულკანი, ბ — წიდოვანი კონუსი, გ — ექსპლოზიური ჭა (მაარი).

ფუძე და საშუალო მაგმის მონოგენური ამოფრქვევის დროს ხშირად წარმოიშობა წიდოვანი (და წიდოვან-ლავური) წარმონაქმნები, რომელთაც წაკვეთილი კონუსის ფორმა აქვთ ლამბაქისებური კრატერით ცენტრში ან ფერდზე (ნახ. III.11, ბ).

მონოგენური ვულკანური მოქმედების ერთ-ერთ უკიდურეს გამოვლინებას წარმოადგენს თითქმის სუფთა გაზური, აფეთქებითი ამოფრქვევები, რომელთაც არ სდევს თან არც ეფუზიური და არც ექსტრუზიული აქტივობა. ამ დროს წარმოიქმნება ღრმა და ფართე, ციცაბო ფერდების მქონე ექსტრუზიული ჭა, ანუ მაარი (ნახ. III.11, გ), რომელიც ზოგჯერ გარშემორტყმულია შედარებით დაბალი, ამოფრქვევის დროს ამოტყორცნილი უზეში მასალით აგებული ამაღლებით.

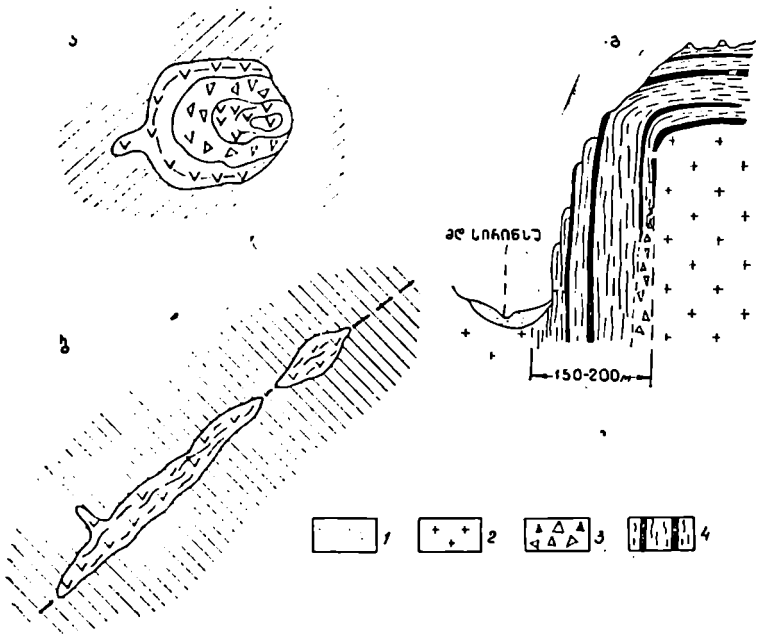
ვულკანური ყელები და სუბვულკანური სხეულები. ვულკანური მოქმედების დროს ზედაპირზე ამოფრქვეული ვულკანური ქანების გარდა ვულკანის სხეულში, მის ფუძეში ან ვულკანური განფენის ქვეშ, ზედაპირიდან შედარებით მცირე სიღრმეზე წარმოიქმნება სუბვულკანური ქანები. ეს უკანასკნელნი სტრუქტურული თავისებურებებით მსგავსია, ხოლო ზოგჯერ არც კი განსხვავდება ვულკანური ქანებისაგან, ხოლო განლაგების ფორმით არსებითად ინტრუზული წარმონაქმნებია. სუბვულკანური სხეულების ქვეშ იგულისხმება ერთის მხრივ ვულკანური ყელის წარმონაქმნები, რომლებიც ავსებენ ვულკანების ამომყვან არხებს და მეორეს მხრივ, ბრმა ანუ საკუთრივ სუბვულკანური სხეულები, რომლებიც ზედაპირზე არ გამოდიან (ნახ. III.12).

ვულკანური ყელი ფორმისა და შიგა აგებულების მიხედვით შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს. ცენტრალური ამოფრქვევის დროს მას მილისებური ფორმა აქვს და მისი შევსების შედეგად წარმოიქმნება სვეტისებური ფორმის სხეული ანუ ნეკი (ნახ. III.12, ა).

ნაპრალოვანი და არეალური ამოფრქვევების დროს ამომყვან არხებში წარმოიქმნება ციცაბოდ დაქანებული ძარღვისებური ან დაიკისებური ბრტყელი სხეულები (ნახ. III.12, ბ, გ). ბრმა სუბვულკანური სხეულების განლაგების ფორმები ინტრუზული სხეულების განლაგების ანალოგიურია და ამის გამო შემდეგ თავშია აღწერილი.

ვულკანურ-ტექტონიკური სტრუქტურები. ვულკანურ-ტექტონიკურ სტრუქტურებს უწოდებენ ვულკანურ სხეულებში გაჩენილ ტექტონიკურ ამშლილობებს.

ბუნებრივია, რომ არაღრმა მაგმური კერიდან ვულკანური მასალის ზედაპირისკენ გადაადგილებას თან სდევს, ერთის მხრივ, მასში წნევის შემცირება და, მეორეს მხრივ, მის სახურავზე დატვირთვის ზრდა, რის

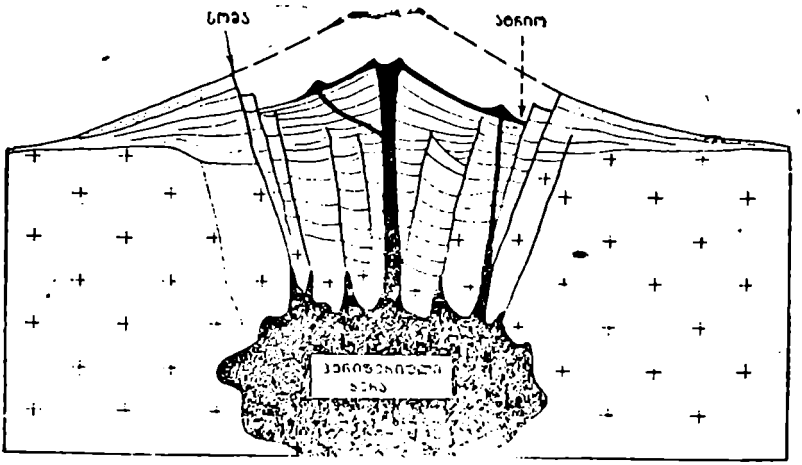


ნახ. III.12. ვულკანური ყელის და სუბვულკანური სხეულის სტრუქტურა (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ა — ნეკი გეგმაში; ჩანს მასალის კონცენტრული განლაგება; ბ—დაიკისმაგვარი ვულკანური ყელი გეგმაში; გ — დაიკისმაგვარი ვულკანური ყელი, რომელიც ზეეთ ტუფოლავის განფენში გადადის (ქრილში), 1 — ალუვიონი, 2 — გრანიტები, 3 — ლიპარიტის და გრანიტის ნატეხებისგან შემდგარი ბრეკჩიები, 4 — ზოლებრივი ლიპარიტები.

გამოც ადგილი აქვს ამ უკანასკნელის ჩაქცევას და ვულკანურ-ტექტონიკური ღრმულის ანუ კალდერის გაჩენას (ნახ. III.13). თუ კალდერის წარმოშობის შემდეგ ვულკანის მოქმედება განახლდა, მაშინ მის შიგნით შეიძლება გაჩნდეს ერთი ან რამდენიმე ახალგაზრდა ვულკანური კონუსი (ნახ. III.13).

კალდერის წარმოშობისას დანგრეული ძველი ვულკანის ნარჩენებს, რომლებიც უფრო ახალგაზრდა ვულკანური კონუსის ირგვლივ წრიული ან ნახევრად წრიული ფორმის ამაღლებას ქმნიან — სომას უწოდებენ, ხოლო ასეთივე ფორმის ჩაღრმავებას, რომელიც სომასა და შიგა კონუსს შორის არის მოთავსებული ატრიო ეწოდება.



ნახ. III.13. კალდერის სქემატური ჭრილი ახალგაზრდა ვულკანით ცენტრში (ე. ვილანოვსკის მიხედვით).

2. ᲘᲜᲢᲠᲣᲖᲣᲚᲘ ᲓᲐ ᲛᲔᲢᲐᲡᲝᲛᲐᲢᲣᲠᲘ ᲡᲮᲔᲣᲚᲔᲑᲘᲡ ᲒᲐᲜᲚᲐᲒᲔᲑᲘᲡ ᲫᲘᲠᲘᲗᲐᲓᲘ ᲤᲝᲠᲛᲔᲑᲘ

ინტრუზული ქანების განლაგების ნებისმიერ ფორმებს ინტრუზიებს ან პლუტონებს უწოდებენ. ინტრუზული მაგმური სხეულები, მათი შემცველ დანალექ ან მეტამორფულ ქანებთან სტრუქტურული ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით, იყოფიან თ ა ნ ხ მ ო ბ ი თ და უ თ ა ნ ხ მ ო, ანუ გ ა მ კ ვ ე თ ინტრუზიებად. მაგრამ, დიდი ზომის, უმეტესად გრანიტოიდული ან სხვა შემადგენლობის ინტრუზიები და მეტასომატური სხეულები ამ ორ კლასში არ თავსდება და,. როგორც წესი, ცალკე განიხილება.

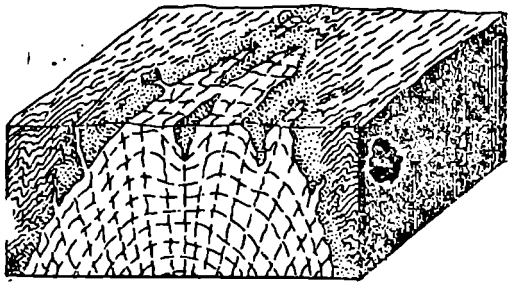
დიდი ზომის ინტრუზიები და მეტასომატური სხეულები. დიდი ზომის ინტრუზიების და აგრეთვე მეტასომატური წარმოშობის დიდი სხეულების კლასიფიკაცია ხდება მათი ფორმისა და მთავარ ტექტონიკურ მოძრაობათა გამოვლინების დროსთან კავშირის მიხედვით.

ადრეოროგენული გრანიტული ინტრუზიები, რომელთა ჩამოყალიბება ხდება მთავარი ტექტონიკური მოძრაობების გამოვლინების დროს, ქმნიან, როგორც წესი, შემცველი ქანების დიდი ნაოჭა სტრუქტურების მიმართ თანხმობით განლაგებულ გ რ ა ნ ი ტ უ ლ-გ ნ ე ი ს ურ გ უ მ ბ ა თ ე ბ ს. ამ სხეულებში გნეისური ტექსტურა მათი გარე შოხაზულობის სწორივად ვითარდება. ამის გამო, ისინი ხასიათდებიან კონცენ-

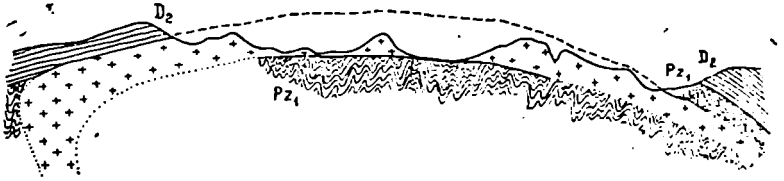
ტრულ-ზოლებრივი აგებულებით, რომელიც ზოგადად გუმბათის ფორმებს და შემცველი მეტამორფული ქანების ზოლებრივობას იმეორებს. გვიანოროგენულ გრანიტოიდულ ინტრუზიებს მიეკუთვნება ბათოლითები—დიდი ზომის გამკვეთი მაგმური ან მეტასომატური სხეულები, რომლებიც ჩვეულებრივ გრანიტებით ან გრანოდიორიტებითაა შედგენილი. ბათოლითების სახურავი, როგორც წესი, ტალღისებურია და მასში გამოიყოფა ცალკეული გუმბათები და ჩაღრმავებები (ნახ. III.14). გეგმაზე ბათოლითები ჩვეულებრივ ოვალური ფორმისაა და მათი სიგრძე ასეული და ათეული კილომეტრებით, ხოლო სიგანე კი ათეული და ერთეული კილომეტრებით იზომება, მაგრამ ცნობილია ბათოლითები, რომლებიც რამდენიმე ათას კილომეტრზე ვრცელდება, ხოლო მათი სიგანე ას, ორას კილომეტრს აღწევს. ბათოლითები, ინტრუზული გუმბათებისგან განსხვავებით, მათი დიდი ზომების მიუხედავად არ ახდენენ მექანიკურ ზეგავლენას შემცველ ქანებზე და თითქოს ეღენთავენ და ანაცვლებენ მათ. ეს ბათოლითების თავისებური წარმოშობით არის გაპირობებული. თანამედროვე წარმოდგენებით ბათოლითები ჩვეულებრივ მიწის ქერქის სხვადასხვა ქანების ადგილზე „გრანიტიზაციის" შედეგად მიიღება.

არასაკმარისი ცნობებია მოპოვებული ბათოლითების ფორმის შესახებ სიღრმეში. ვინაიდან, ბათოლითის კედლები ჩვეულებრივ სიღრმეში ერთმანეთს შორდება ადრე ითვლებოდა, რომ ბათოლითი სიღრმისკენ ფართოვდება და მას ფუძე არა აქვს (მთელი ქერქის გამკვეთია). ამჟამად, გავრცელებულია შეხედულება, რომ ბათოლითები სიღრმეში ვრცელდება არა უმეტეს 15—20 კმ-ზე და ხშირ შემთხვევაში მათ „ფსკერიც" გააჩნია.

ამგვარ ბათოლითებს, რომლებიც უმთავრესად მიწის ქერქის სხვადასხვა სტრუქტურული სართულების გამყოფ ძირითად უთანხმოების



ნახ. III.14. ბათოლითი (3. დალიოს მიხედვით).



ნახ. III.15. ჰარპოლითი (ვ. აეგირეის მიხედვით).

ზედაპირების გასწვრივ ვითარდება, ფორმაციათა შორის ბათოლითებს ან ჰარპოლითებს უწოდებენ (ნახ. III.15).

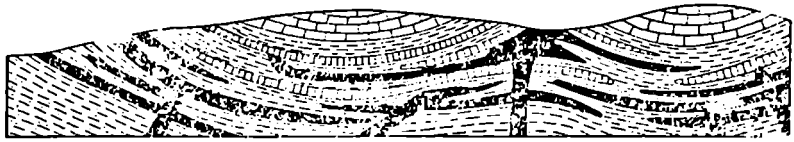
დიდი ზომის ინტრუზიებში მათი „ფსკერის" აღმოჩენამ ზოგიერთი მკვლევარი იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ ყველა ეს გრანიტოიდული მასივი ფორმაციათაშორისი სხეულია. მაგრამ, მრავალ გრანიტოიდულ ინტრუზივში არ შეიმჩნევა მათი საგების არაღრმა განლაგების ნიშნები და ისინი, როგორც ჩანს, ტიპურ „გამჭოლ" ბათოლითური ფორმის ინტრუზიებს წარმოადგენენ.

თანხმობითი ინტრუზიები. თანხმობით ინტრუზიებს მიეკუთვნება შრეძარღვები (შრეინტრუზიები), ანუ სილები, ლოპოლითები, ლაკოლითები და ფაკოლითები.

შრეძარღვი, ანუ სილი წარმოადგენს ბრტყელი ფორმის მაგმურ სხეულს, რომელიც წარმოიშობა შემცველი ქანების შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის ზედაპირების გასწვრივ შეჭრის შედეგად (ნახ. III.16). შრეინტრუზიები შედარებით მცირე სიღრმეზე ჩნდება და ზოგჯერ ძალიან დიდ ფართობზე ვრცელდება. სამხრეთ აფრიკაში ცნობილია სილები, რომელთა ფართობი 13000 კმ² აღწევს. სილური სხეულების სიმძლავრე იცვლება მიკროსკოპულიდან 500—600 მეტრამდე. შრეინტრუზიების გავრცელებულ ტიპს წარმოადგენს წყალქვეშ თარაზულად განლაგებულ ქანებში შეჭრილი ფუძე მაგმური სხეულები. ასეთია, მაგალითად, საქართველოს იურულ თიხაფიქლებში წარმოქმნილი დიაბაზური სილები. ამგვარი შრეინტრუზიების ასაკი შემცველი ქანების ასაკს უახლოვდება.

ლაკოლითი სოკოსებური ინტრუზული სხეულია, რომელიც შრეებს შორის არის შეჭრილი და მასზე განლაგებული ქანების გუმბათისებურ ამოზნექვას იწვევს. გეგმაზე ლაკოლითი შეიძლება იყოს წრიული, ელიფსური ან არასწორი ფორმის. მისი დიამეტრი რამდენიმე კილომეტრს და ზოგჯერ რამდენიმე ათეულ კილომეტრს აღწევს (ნახ. III.17).

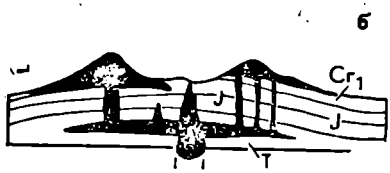
ისეთ ლაკოლითს, რომელიც ნაწილობრივ არღვევს მასზე განლაგებულ შრეებს და გადაადგილებს მათ ცილინდრული ფორმის რღვევების გასწვრივ, ბისმალითს უწოდებენ (ნახ. III.18).



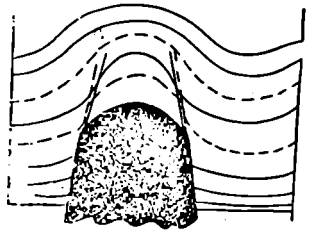
ნახ. III.16. დიაბაზის შრეძარღვები (ალები) ქვედაპალეოზოურ ნალექებში (ჩეხოსლოვაკია).

ლ ო პ ო ლ ი თ ი ჩაზნექილი თანხმობითი სხეულია (ნახ. III.19), მისი ფართობი შესაძლებელია რამდენიმე ათას კვადრატულ კილომეტრს, ხოლო სიმძლავრე კი, ასეულ მეტრებს აღწევდეს.

ფ ა კ ო ლ ი თ ი მცირე ზომის ლინზისებური მაგმური სხეულია, რომელიც დანაოჭებულ შემცველ ქანებთან ერთად მკვეთრად არის გაღუნული ზევით ან ქვევით და ნაოჭების თაღურ ნაწილებს უკავშირდება. ფაკოლითი შეიძლება შეჭრილი იყოს უკვე დანაოჭებულ შრეებში. მაგრამ, შესაძლებელია შრეძარღვების მეორადი დეფორმაციის შედეგსაც წარმოადგენდეს (ნახ. III.20).



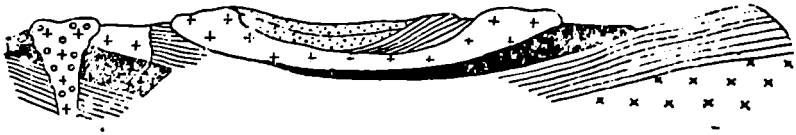
ნახ. III.17. ლაკოლითების სისტემა ლა-სალის მთებში (აშშ) (ირდლის მიხედვით).



ნახ. III.18. ბისმალითი.

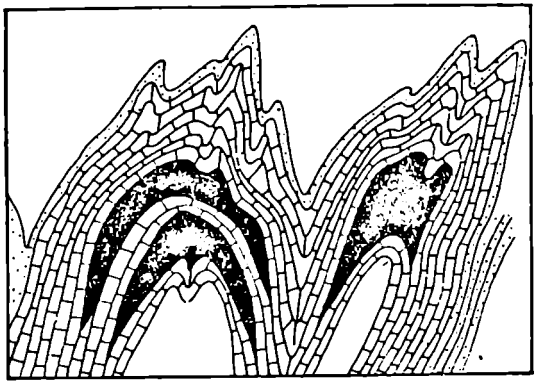
უთანხმო (გამკვეთი) ინტრუზივები. ნაპრალოვანი ინტრუზივები წარმოადგენენ ინტრუზული სხეულების ჯგუფს, რომლებიც მიწის ქერქის ნაპრალებთან არიან დაკავშირებული. თუ ეს ნაპრალები ღიაა, ე. ი. ქერქის გაჭიმვას უკავშირდება, ისინი, როგორც წესი, მაგმით ან სხვა რაიმე მასალით არის შევსებული. მაგრამ, ამ ნაპრალების გაფართოება შესაძლებელია თვით მაგმის შემოჭრის შედეგიც იყოს.

ბრტყელ, შედარებით მცირე სიმძლავრის და მნიშვნელოვანი სიგრძის მქონე ციცაბოდ დაქანებულ ნაპრალოვან ინტრუზივებს დ ა ი კ ე ბ ს უწოდებენ. დაიკის სიმძლავრე შეიძლება იცვლებოდეს რამდენიმე სანტიმეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდე. დაიკები ხშირად



ნახ. III.19. ლოპოლითი (ბუშველდის მასივი) მოქცეული ძველ ინტრუზულ და მეტამორფულ კომპლექსში (ლოპოლითი მეკადაა შეფერილი).

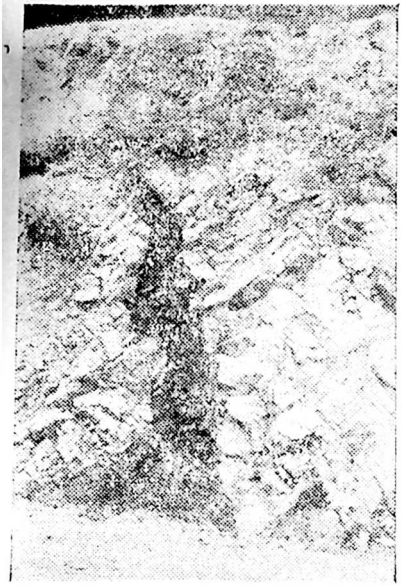
უსწორმასწორო ბლოკური ფორმით ხასიათდება (ნახ. III.21), რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ისინი გაჩენილია დანაპრალიანებული ქანის შემდგომი გაჭიმვის შედეგად. დაიკები ხშირად გვხვდება ჯგუფების ან სისტემების სახით.



ნახ. III.20. ფაკოლითები პალეოზოუ ქანებში (აშშ) (ა. ბადინგტონის მიხედვით).

მეტად თავისებურია დაიკების სისტემები, რომლებიც ერთმანეთში მოთავსებული კონუსების ფორმისაა. ამ კონუსების წვეროები შეიძლება მიმართული იყოს როგორც ქვევით (კონუსური დაიკები), ისე ზევით (რგოლური დაიკები) (ნახ. III.22). კონუსური და რგოლური დაიკები წარმოიშობა მაგმური კერის გაცივებისა და მოცულობის შემცირების შედეგად. მის ზევით განლაგებული შრეების ჩაქცევის („დაჯდომის") დროს ჩნდება კონუსურ ნაპრალთა ორი ქვევით და ზევით გაშლილი სისტემა, რომლებთანაც დაკავშირებულია სწორედ დაიკების წარმოშობა.

უსწორმასწორო ფორმის ნაპრალოვან ინტრუზიებს, რომლებიც იცვლიან თავის სიმძლავრეს და იტოტებიან კიდეც, მ ა გ მ უ რ ძ ა რ ღ ვ ე ბ ს უწოდებენ. იმ შემთხვევაში, როდესაც დადგენილია ნაპრალო-



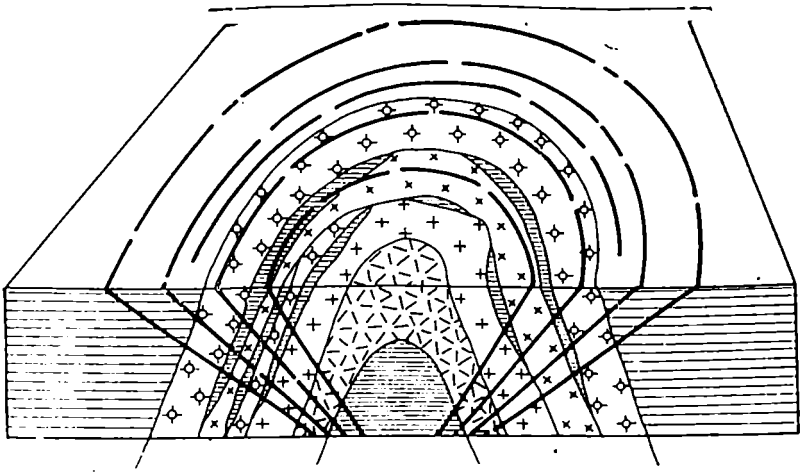
ნახ. III.21. დიაბაზის დაიკი ძირულის მასივის გრანიტებში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ვანი ინტრუზიების კავშირი უფრო დიდ მაგმურ სხეულებთან, მაშინ შეიძლება ითქვას, რომ ისინი ამ უკანასკნელთა განშტოებები ანუ აპოფიზებია.

შტოკები ეწოდება უმთავრესად ცილინდრული ფორმის და სრულიად სხვადასხვა ზომის, ზოგჯერ რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე დიამეტრის მქონე, ინტრუზიებს, რომლებიც ხშირად რამდენიმე ტექტონიკური ნაპრალის გადაკვეთის ან მათი გაფართოების ან განტოტების ადგილას წარმოიშობა. ზოგჯერ თარაზულ კვეთში შტოკებში შეიმჩნევა სხვადასხვა სახის მაგმური ქანების რგოლური განლაგება. შემცველ ქანებში განვითარებული დეფორმაციები მიუთითებენ, რომ შტოკების შემოჭრას თან სდევს გვერდითი ქანების გაწევა და შემჭიდროება.

ფორმის მიხედვით არჩევენ შტოკების რამდენიმე სახესხვაობას. ეთმოლითი ძაბრისებური სხეულია, სფენოლითს ქვევით მიმართული სოლის ფორმა აქვს, ხოლო აკმოლითი კი ეწოდება დანისებური ფორმის ინტრუზულ სხეულს, რომლის პირი ზევით, ციცაბოდ დაქანებულ შემცველ ქანებისკენ არის მიმართული.

ინტრუზიების შიგა აგებულება. ინტრუზული სხეულების სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევა ეყრდნობა არა მარტო მათი ფორმის, არამედ შიგა აგებულების შესწავლასაც. ინტრუზული სხეულის ამგები სტრუქტურული ელემენტები გამოხატავენ ორი სახის დინამიკურ ზემოქმედებას და მასთან დაკავშირებულ მოძრაობას და დეფორმაციას. ერთ შემთხვევაში ძალების მოქმედება ვლინდება მაგმის გაცივების პროცესში და უშუალოდ მის შემდეგ, მაშინ, როდესაც დეფორმაციის გეგმა ჯერ კიდევ უცვლელია. ამ პერიოდის ტექტონიკას პროტოტექტონიკას, ე. ი. ინტრუზივის პირველად ტექტონიკას უწოდებენ. ამ დროს წარმოიშობა ისეთი პირველადი სტრუქტურული ელემენტები, როგორიცაა სხვადასხვა სახის ხაზობრივობა და პირველადი

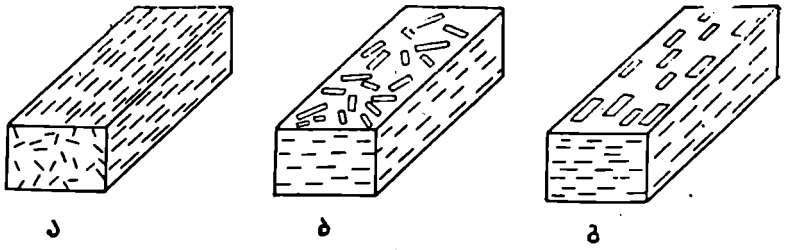


ნახ. III.22. შოტლანდიის კონუსური და რგოლური დაკეცები (ჯ. რაჩის მიხედვით) ნიშნებით აღნიშნულია სხვადასხვა ინტრუზული ქანები.

ნაპრალები. მაგრამ, უფრო გვიანდელი ტექტონიკური ძალების მოქმედება— ეპიტექტონიკა—ინტრუზულ სხეულებში იწვევს მეორადი სტრუქტურული ელემენტების წარმოქმნას. ამ ზედნადები ელემენტების გაჩენა არ არის დაკავშირებული იმ მოვლენებთან, რომლებიც თან სდევს მაგმური სხეულის შემოჭრას და გამყარებას.

ნაგმის დინების ან მასზე გარე ტექტონიკური ძალების მოქმედების შედეგად მისი დეფორმაციის დროს ხდება მასალის მოძრაობა პარალელური ზედაპირების გასწვრივ. ბრტყელი კრისტალები, ამ ზედაპირების გასწვრივ ლამინარული ცოცვის გამო, განიცდიან ბრუნვას მანამ, სანამ არ დაემთხვევიან ამ ზედაპირებს. ნემსისებური და პრიზმული კრისტალები შეიძლება ორიენტირებული იყოს არა მხოლოდ ცოცვის სიბრტყეების პარალელურად, არამედ ემთხვეოდეს აგრეთვე მასალის მოძრაობის მიმართულებას. ამასთან დაკავშირებით არჩევენ ხაზობრივ, სიბრტყით და ხაზობრივ-სიბრტყით სტრუქტურულ ორიენტირებას (ნახ. III.23). ბუნებრივია, რომ ცალკეულ მინერალებთან ერთად ხშირად ორიენტირებას განიცდის აგრეთვე მაგმაში მოქცეული ბრტყელი ქსენოლითები და შლირული დანაგროვები. სხვა შემთხვევაში შესაძლებელია ცოცვას არ ჰქონდეს ადგილი, მაგრამ ტექტონიკური ძალების მოქმედებამ გამოიწვიოს მაგმიდან დაკრისტალებული მინერალების გაკეული ორიენტირება. ამ შემთხვევაში საქმე გვაქვს უკვე მეორად შიგა სტრუქტურასთან.

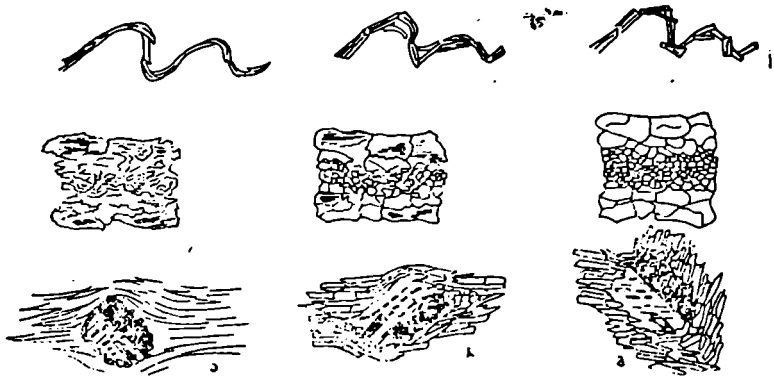
ინტრუზული ქანების შიგა სტუქტურის დაკვირვებული შესწავლა საშუალებას იძლევა გავარჩიოთ კრისტალიზაციის და დეფორმაციის



ნახ. III.23. ორიენტირებული ტექსტურების სახეები:
ა — ხაზობრივი, ბ — სიბრტყითი და გ — ხაზობრივ-სიბრტყითი.

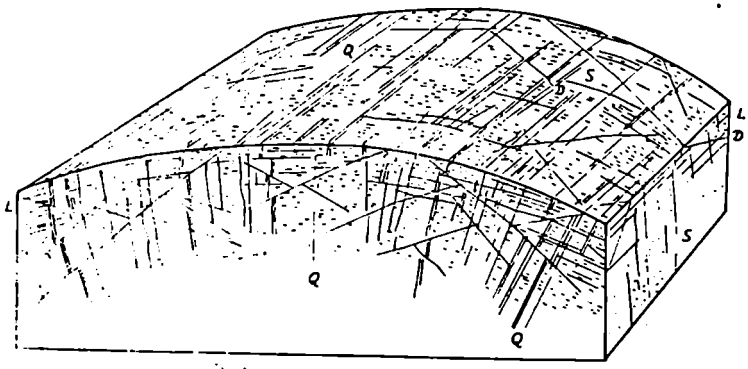
თანამიმდევრობა დროში. ზანდერი არჩევს კრისტალიზაციამდელ (პრე-კრისტალიზაციურ), თანაკრისტალიზაციურ (სინკრისტალიზაციურ) და კრისტალიზაციის შემდგომ (პოსტკრისტალიზაციურ) დეფორმაციებს. III.24 ნახაზზე ნაჩვენებია კრისტალიზაციასა და დეფორმაციას შორის დამოკიდებულების განსაზღვრის მაგალითი ქარსებისათვის, კვარცი-სათვის და ალბიტისათვის. კრისტალიზაციის შემდგომი დეფორმაციის შემთხვევაში (ნახ. III.24, ა) კარგად ჩანს უკვე დაკრისტალებული ქარსის და კვარცის მარცვლების შემდგომი დეფორმაცია. ქარსის ამ-მუშვნილ მასაში მოქცეულ ალბიტის მარცვალს ეტყობა ქარსის მასის პარალელური ტექსტურა, რომელიც ალბიტის შემდგომი ბრუნვის გა-მო შემობრუნებულია. თანაკრისტალიზაციური დეფორმაციის შემ-თხვევაში (ნახ. III.24, ბ) კვარცის და ქარსების სტრუქტურაში ჩანს კრისტალიზაციის ნაწილობრივი განახლების მოვლენა, ხოლო ალბიტის მარცვალზე და მის გარემომცველ ქარსის მასაზე დაკვირვება გვიჩვე-ნებს, რომ ალბიტის ზრდა ხდებოდა მისი ბრუნვის დროს, ე. ი. კრის-ტალიზაცია და დეფორმაცია მიმდინარეობდა ერთდროულად. კრისტა-ლიზაციამდელი დეფორმაცია (ნახ. III.24, გ) ხასიათდება დეფორმა-ციის შემდგომი კრისტალიზაციის განახლების აშკარა სურათის არსებო-ბით. კარგად ჩანს ქარსის კრისტალების პოლიგონალური განლაგება მიკრონაოჭებში. კვარცის სტრუქტურაში კი — მარცვლების სიდიდეში ადრე არსებული განსხვავება. არ ჩანს ალბიტის მარცვლის ბრუნვა არც მისი კრისტალიზაციის დროს და არც შემდგომ.

ვინაიდან დინების ტექსტურები ჩნდება და ვითარდება თხევადი მაგმის დინების პროცესში, ამიტომ ამ შემთხვევაში თხევადი ფაზის პროტოტექტონიკაზე ლაპარაკობენ. მაგრამ დინების სტრუქტურების გაჩენის შემდეგ, მაგმის გაცივების და გამყარების დროს, ჩნდება ნაპ-რალთა სისტემა, რომელიც დინების პირველად სტრუქტურებთან გარ-კვეულ კანონზომიერ სივრცობრივ დამოკიდებულებაში იმყოფება და განსხვავდება შემცველ ქანებში განვითარებული ნაპრალიანობისაგან.



ნახ. III.24. ქარსების, კვარცის და ალბიტის დეფორმაციული სტრუქტურები კრისტალიზაციის შემდგომი (ა), თანაკრისტალიზაციური (ბ) და კრისტალიზაციის წინა (გ) დეფორმაციის დროს (ა. კარლის მიხედვით).

თუ პირველად ნაპრალებს ხაზობრივად ორიენტირებული ტექსტურების მიმართ გარდიგარდმო მიმართულება აქვთ, მაშინ მათ განივ ნაპრალებს უწოდებენ (ნახ. III.25) (*Q*-ნაპრალები). გასწვრივი ციცაბო ნაპრალების (*S*-ნაპრალების) მიმართება ემთხვევა ხაზობრივობის მიმართულებას. ნაპრალები, რომლებიც ემთხვევიან პირველადი ხაზობრივობის ზედაპირებს შრეულ ნაპრალებს წარმოადგენენ (*L*-ნაპრალები). არსებობენ აგრეთვე დიაგონალური ნაპრალები (*D*-ნაპრალები), რომლებიც ყოფენ *Q* და *S* ნაპრალებს შორის კუთხეებს და ხაზობრივობის მიმართ ირიბად არიან განლაგებული.



ნახ. III.25. პირველადი ნაპრალების სისტემები ინტრუზულ სხეულში (ვ. კლოოსის მიხედვით).

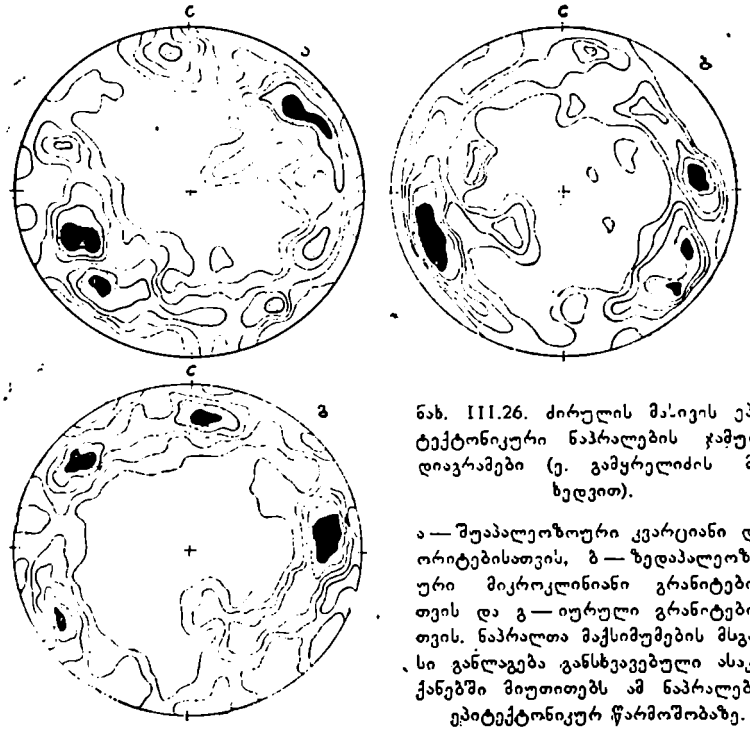
ინტრუზული ქანების შიგა აგებულების შესწავლა ხდება სპეციალური მეთოდის — მიკროსტრუქტურული ანალიზის საშუალებით. მისი არსი სტატისტიკური კვლევის საშუალებით სტრუქტურული ელემენტების სივრცეში კანონზომიერი განლაგების დადგენაში მდგომარეობს. ეს მეთოდი დეტალურად არის განხილული სახელმძღვანელოს V თავში.

ინტრუზული სხეულების გვიანი ტექტონიკა (ეპიტექტონიკა). ინტრუზული სხეულების განლაგების აღწერილი ფორმები და შიგა აგებულება შეიძლება შეიცვალოს მათი შემდგომი ტექტონიკური დეფორმაციის შედეგად. დეფორმაციის ხასიათი მის ხანგრძლივობაზე, გარემო პირობებზე და ინტრუზული ქანების მექანიკურ თვისებებზე არის დამოკიდებული. თუ ქანი პლასტიკურ დეფორმაციას განიცდის, მაშინ ის მსხვრევის გარეშე იცვლის ფორმას. შრეინტრუზივები შემცველ ქანებთან ერთად ნაოჭდება, ხოლო გამკვეთი სხეულები კი სხვადასხვაგვარად იცვლიან პირვანდელ ფორმას. ამგვარ დეფორმაციას, როგორც წესი, თან სდევს ქანების შიგა სტრუქტურის შეცვლაც. „პირველად" შიგა სტრუქტურას ზედ ედება მარცვალთა დეფორმაციასთან დაკავშირებული მოძრაობა. მაგმის შემოჭრის დროს შექმნილი „დინების ფიგურები" იცვლიან თავის ფორმას. შეიძლება შეიცვალოს აგრეთვე მინერალთა ორიენტაციაც.

თუ ინტრუზული სხეული დეფორმაციის პროცესში იჩენს მყიფე სხეულის თვისებებს, მაშინ ის განიცდის მსხვრევას და მასში ჩნდება სხვადასხვა სიდიდის ნაპრალები და რღვევები. ამ შემთხვევაში ინტრუზული სხეულების ნაპრალოვანი ტექტონიკის შესწავლის დროს შესაძლებელი ხდება გვიანი — ეპიტექტონიკური ნაპრალების გამოყოფა, რომელთაც არა აქვთ კავშირი პროტოტექტონიკურ სტრუქტურულ ელემენტებთან (ნახ. III.26).

ინტრუზული სხეულების ასაკის განსაზღვრა. ინტრუზივის ასაკის განსაზღვრა ხშირად საკმაოდ რთული ამოცანაა. უკანასკნელ ხანებში სულ უფრო ფართოდ გამოიყენება ინტრუზული ქანების აბსოლუტური ასაკის დადგენის მეთოდი, რომელიც მინერალებში არსებული რადიაქტიული ელემენტების დაშლის პროდუქტების რაოდენობრივ განსაზღვრას ეყრდნობა.

ინტრუზივების შეფარდებითი ასაკი განისაზღვრება შემცველი და მათზე განლაგებული ქანების დათარიღების საშუალებით. ცხადია, რომ ინტრუზივი მის მიერ გაკვეთილ ქანებზე ახალგაზრდაა. ვინაიდან, გამკვეთი ინტრუზივები წარმოიშობა, როგორც წესი, შემცველი შრეების დანაოჭების პროცესში, ან მის შემდეგ, შეიძლება დავუშვათ, რომ ისინი ზოგადად გაკვეთილი შრეების პარალელურ შრეებზეც ახალგაზრდა იქნება. ამ შემთხვევაში ინტრუზივის წარმოშობის ქვედა



ნახ. III.26. ძირულის მასივის ეპიტექტონიკური ნაპრალების ჯამური დიაგრამები (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ა — შუაპალეოზოური კვარციანი დიორიტებისათვის, ბ — ზედაპალეოზოური მიკროკლინიანი გრანიტებისთვის და გ — იურული გრანიტებისთვის. ნაპრალთა მაქსიმუმების მსგავსი განლაგება განსხვავებული ასაკის ქანებში მიუთითებს ამ ნაპრალების ეპიტექტონიკურ წარმოშობაზე.

საზღვარი შეესაბამება აღნიშნულ შრეებს შორის ყველაზე ახალგაზრდა შრის ასაკს, ხოლო ზედა საზღვარი კი — ინტრუზივზე განლაგებულ ყველაზე ქვედა შრის ასაკს.

შესაძლებელია ინტრუზივი მთლიანად რომელიმე ერთ, უფრო ძველ წყებაში იყოს განლაგებული და არც ეხებოდეს შედარებით ახალგაზრდა ზედა წყებას. ასეთ შემთხვევაში ინტრუზივი შეიძლება ზედა წყებაზე ძველი ან ახალგაზრდა იყოს. ამ წყებაზე ახალგაზრდა ასაკი შეიძლება დავადგინოთ თუ: 1) ინტრუზივის თანმხლები მცირე სხეულები, მისი აპოფიზები სადმე ჰკვეთენ ზედა წყებას; 2) ზედა წყებაში შეიმჩნევა ამ ინტრუზივით გამოწვეული კონტაქტური მეტამორფიზმის ნიშნები და სხვ. ხოლო ინტრუზივის ზევით განლაგებულ წყებაზე უფრო ძველ ასაკზე კი მიუთითებს: 1) ინტრუზივთან დაკავშირებული სხეულების ან მისი კონტაქტური ზონის გადაფარვა (მოკვეთა) ზედა წყებით; 2) ზედა წყების ფუძეში ინტრუზივის ან მასთან დაკავშირებული სხეულების გადანარჩენი მასალის არსებობა.

განსაკუთრებით რთულია შრეინტრუზივების ასაკის განსაზღვრა. ცხადია, რომ შრეინტრუზივი უშუალოდ მის სახურავში განლაგებულ შრეზე ახალგაზრდაა, მაგრამ, ვინაიდან, შრეინტრუზივები შეიძლება იჭრებოდეს შრეებრივ წყებაში, რომლის ზედა ნაწილები ჯერ კიდევ აგრძელებენ ფორმირებას, არ არის გამორიცხული, რომ მათი წარმოქმნა ზოგადად ამ წყების სინქრონული იყოს. შრეინტრუზივების ზედა ასაკობრივი საზღვრის დადგენაში შეიძლება მოგვეხმაროს მათი გადარეცხვის შედეგად მიღებული მასალის არსებობა რომელიმე, შედარებით ახალგაზრდა წყებაში.

3. მეტამორფული ქანების განლაგების ფორმები

მეტამორფული ქანები წარმოიქმნებიან მეტამორფიზმის პროცესების ზეგავლენით დანალექი და მაგმური ქანების გარდაქმნის შედეგად.

მეტამორფული კომპლექსები ხასიათდება ქანების თავდაპირველი სახის სხვადასხვაგვარი შეცვლით. სუსტი შეცვლის შემთხვევაში მეტამორფულ ქანებში შენარჩუნებულია დედაქანების მრავალი თავისებურება. მაგრამ, ქანები შეიძლება იმდენად იყვნენ შეცვლილი, რომ არ შემორჩეს მათთვის თავდაპირველად დამახასიათებელი არავითარი ნიშანი.

მეტამორფიზმის წარმოქმნის მიზეზი შესაძლებელია სხვადასხვა იყოს. დ ი ნ ა მ ი კ უ რ ი ანუ კ ა ტ ა კ ლ ა ზ უ რ ი მეტამორფიზმი მიწის ქერქში ტექტონიკური ძალების მოქმედებით არის გამოწვეული. ინტრუზულ მასივებთან და ლავებთან კონტაქტში კი ვლინდება თ ე რ მ უ ლ ი ანუ ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ უ ლ ი მეტამორფიზმი. ამ გზით გაჩენილი მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელია შედარებით ლოკალური გავრცელება, მჭიდრო სივრცობრივი კავშირი ინტრუზივებთან ან ტექტონიკურად აშლილ ზოლებთან. მათგან მოშორებით კი, მეტამორფული კომპლექსის ქანები სწრაფად იღებენ ნორმალურ (დედაქანების) სახეს. მაგრამ მიწის ქერქში არსებობს ისეთი უბნები, რომელთა ფარგლებში მეტამორფიზმის მოვლენა დიდ ფართობზე რეგიონული მასშტაბით არის გამოვლენილი. ასეთ ქანებს შორის, როგორც წესი, არ გვხვდება ნორმალური ქანების გავრცელების უბნები და ხშირად ძნელი გასარკვევია რას წარმოადგენდა თავდაპირველად ესა თუ ის მეტამორფული ქანი. ქანების ასეთი ფართო მეტამორფიზმი რ ე გ ი ო ნ უ ლ ი მ ე ტ ა მ ო რ ფ ი ზ მ ი ს შედეგია.

მეტამორფიზმის განვითარების უმაღლეს ფორმას (ულტრამეტამორფიზმს) წარმოადგენს მ ი გ მ ა ტ ი ზ ა ც ი ი ს და გ რ ა ნ ი ტ ი ზ ა ც ი ი ს მოვლენები. მიგმატიზაცია ეწოდება რთული ქანების (მიგმატიტების) წარმოქმნის პროცესს არსებულ ქანებში მდნარი მაგმური მასა-

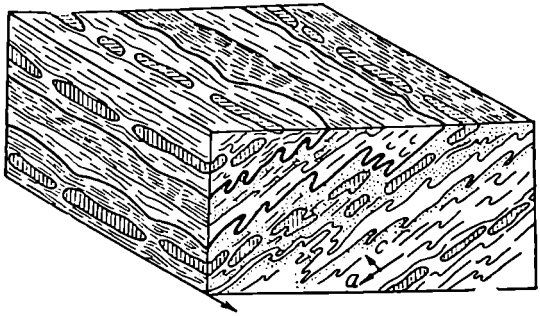
ლის და ქროლადების ინექციის გზით. მიგმატიზაცია გრანიტიზაციის საწყის სტადიას წარმოადგენს. გრანიტიზაცია მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში მიმდინარე მოვლენების და პროცესების ერთობლივობაა, რომლის გავლენით ნებისმიერი შემადგენლობის და წარმოშობის ქანების შეცვლის საბოლოო პროდუქტს გრანიტები წარმოადგენს.

მეტამორფული კომპლექსების შესწავლის დროს ძალიან მნიშვნელოვანია იმ ნიშნების გამოვლინება, რომლებიც საშუალებას იძლევიან დავადგინოთ დედაქანის ხასიათი. დანალექი წარმოშობის დედაქანებისათვის დამახასიათებელ ასეთ ნიშნებს მიეკუთვნება პირველ რიგში შრეებრივობის, ირიბი შრეებრივობის, ტალღისცემის ნიშნების, იეროგლიფების და სტრატიგრაფიული უთანხმოებების რელიქტური ფორმების ან ორგანული ნაშთების არსებობა. ეფუზიურ ქანებს შეიძლება შემორჩეს ნარჩენი ფლუიდური, ბრეჭჩიული და სხვ. ტექსტურები. ინტრუზული ქანებისათვის შეიძლება მნიშვნელობა ჰქონდეს მაგმური სხეულების კონტურების რელიქტურ ფორმებს და ორიენტაციას. დიდი მნიშვნელობა აქვს ქანების სტრუქტურათა რელიქტებს, რომლებიც შეიძლება გამოვლინდეს მათი მიკროსკოპული შესწავლის საფუძველზე. ზოგიერთ შემთხვევაში მეტამორფული ქანები, რომლებიც მაკროსკოპიულად დედაქანებისათვის დამახასიათებელ არავითარ ნიშნებს არ ატარებენ, მიკროსკოპის ქვეშ, შლიფებში დედაქანის ზუსტად განსაზღვრის საშუალებას იძლევიან. დედაქანების შესახებ წარმოდგენა შეიძლება მოგვცეს აგრეთვე მეტამორფული ქანების ქიმიური ანალიზების დაკვირვებულმა შესწავლამ.

მეტამორფული წყებების სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევა გულისხმობს მათი შიგა სტრუქტურის შესწავლას. მეტამორფულ წყებებში ფართოდ არის გავრცელებული სულ სხვადასხვა რიგის ნაოჭები. გავრცელებულია აგრეთვე წათრევისა და ე. წ. დინების ნაოჭები. ხშირია დინების (ღერძული სიბრტყის) კლივაჟის და შრის კლივაჟის, ანუ კრისტალიზაციური ფილებრივობის განვითარება.

მეტამორფული კომპლექსებისათვის, ინტრუზული სხეულების ანალოგიურად, ძალიან დამახასიათებელია ხაზობრივი და ხაზობრივ-სიბრტყითი ტექსტურები იმ განსხვავებით, რომ მეტამორფულ ქანებში აღნიშნული ტექსტურები უმეტესად მეორადი წარმოშობისაა და დიდ სიღრმეზე მაღალი ტემპერატურის და წნევის პირობებში დედაქანების ღრმა პლასტიკური გარდაქმნის შედეგად მიიღება. მეტამორფული კომპლექსებისათვის ძალიან დამახასიათებელია აგრეთვე ბუდინაჟ-სტრუქტურები, ანუ ე. წ. სერეიტული ტექსტურები.

მეტამორფულ კომპლექსებში ბუდინაჟი ვითარდება იქ, სადაც მკვრივი ქანები: გამარმარილოებული კირქვები, ამფიბოლიტები,



ნახ. III.27. ბუდინაჟ-სტრუქტურების სქემა (სუდოვიკოვის მიხედვით).

კვარციტები და სხვა მოქცეულია შედარებით პლასტიკურ ქარსიან ფიქლებს, გნეისებს ან სხვა ქანებს შორის (ნახ. III.27).

წყებებში, რომელთაც რეგიონული მეტამორფიზმი განიცადეს, ფართოდ არის გავრცელებული სხვადასხვა სახის მიგმატიტები. მ ი გ მ ა ტ ი ტ ი შედგება ორი განსხვავებული ნაწილისაგან პალეოსომისგან და ნეოსომისგან. პალეოსომა შეუცვლელი ან შედარებით სუსტად შეცვლილი, პირველადი ან შემცველი ქანია. ხოლო ნეოსომას კი, ქანის ახლად წარმოქმნილ ნაწილს უწოდებენ. გამოყოფენ მიგმატიტებისათვის დამახასიათებელ შემდეგ ძირითად ტექსტურებს (ნახ. III.28).

1. ა გ მ ა ტ ი ტ უ რ ი (ბ რ ე ქ ჩ ი უ ლ ი) ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომის ნატეხები გარშემორტყმულია ნეოსომის ვიწრო „ძარღვებით“.

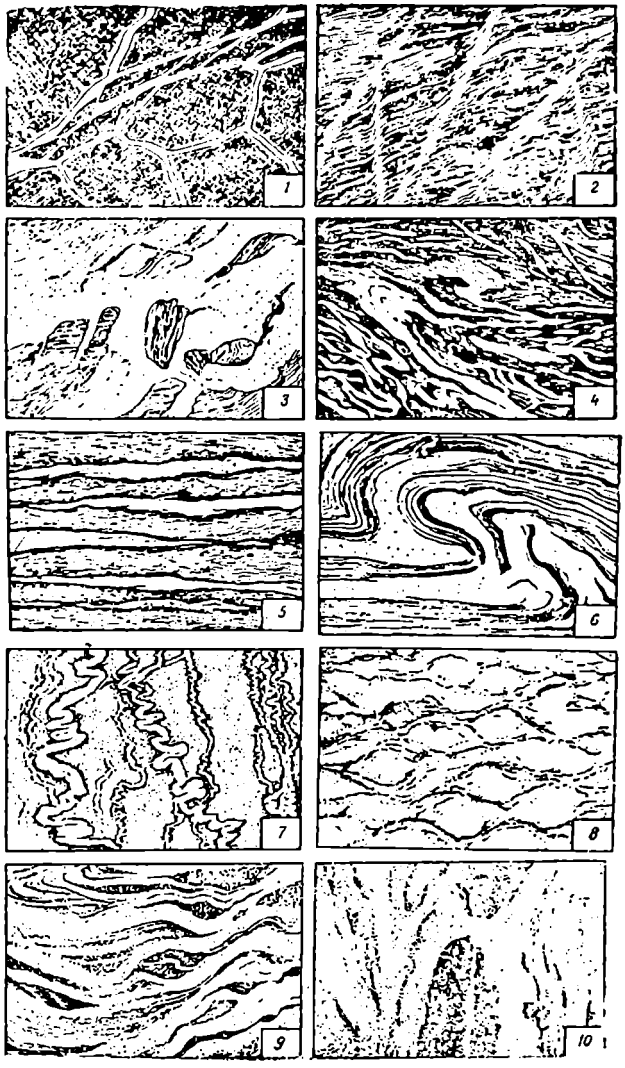
2. დ ი ქ ტ ი ო ნ ი ტ უ რ ი (ბ ა დ ი ს ებ უ რ ი) ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომა ნეოსომის წვრილი ძარღვების ბადით არის დასერილი.

3. ბ ლ ო კ უ რ ი ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომის ნატეხები ზემოთ განხილულ ტექსტურებთან შედარებით მცირე ზომისაა და ხშირად ნაკლებად დაკუთხულიც.

4. ფ ლ ე ბ ი ტ უ რ ი (ძ ა რ ღ ვ უ ლ ი) ტექსტურა ხასიათდება პალეოსომის გამკვეთი ნეოსომის უსწორმასწორო ძარღვისებური წარმონაქმნების არსებობით.

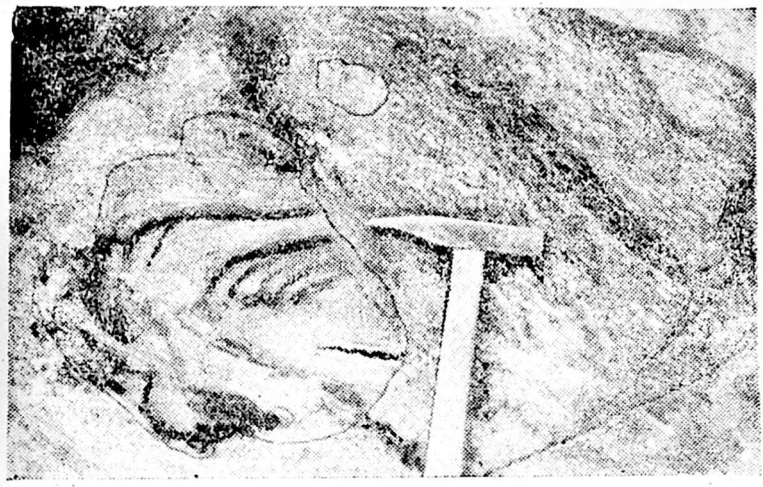
5. ს ტ რ ო მ ა ტ ი ტ უ ლ (შ რ ე უ ლ) ტექსტურაში ნეოსომები პალეოსომაში ქმნიან ღია და მუქი ფერის შუაშრეებს, რომლებიც ჩვეულებრივ ფიქლებრივობის პარალელურია.

6. ნ ა ო ჭ ა ტ ე ქ ს ტ უ რ ა ჩნდება კუმშვითი ძალების მოქმედებით.



ნახ. III.28. ნიგმატიტების ტიპური ტექსტურები (კ. მენერტის მიხედვით).

1 — აგმატიტური (ბრეკჩიული), 2 — დიქტიონიტური, 3 — ბლოკური, 4 — ფლებიტური (ძარღვული), 5 — სტრომატიტული (შრეული), 6 — ნოკა, 7 — პტიგმატიტური, 8 — სათვალისებური, 9 — შლირელი, 10 — ნებულიტური.



ნახ. III.29. მიგმატიზებული და დანაოჭებული კრისტალური ფიქლის ქსენოლითი კვარციანი დიორიტის გნეისში (ძირულის მასივი) (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

კრისტალური ფიქლის მიგმატიზაციასა და კვარციანი დიორიტის გნეისის ჩამოყალიბებას შორის ადგილი ჰქონია დეფორმაციას.

7. პ ტ ი გ მ ა ტ ი ტ უ რ ი ტ ე ქ ს ტ უ რ ა ხასიათდება ნეოსომის ძლიერ დისჰარმონიული კლაკნილი ნაოჭების არსებობით.

8. ს ა თ ვ ა ლ ი ს ე ბ უ რ ი ტ ე ქ ს ტ უ რ ი ს მიგმატიტში ნეოსომა პალეოსომაში სათვალისებურად არის ჩართული.

9. შ ლ ი რ უ ლ ი ტ ე ქ ს ტ უ რ ა ჩნდება სხვა ტექსტურების ხარჯზე, მკაფიოდ გამოხატული დინების შემთხვევაში. მეტად თუ ნაკლებად გაწელილ ღია ან მუქი ფერის შუაშრეებს შლირებს უწოდებენ.

10. ნ ე ბ უ ლ ი ტ უ რ (ჩ რ დ ი ლ ო ვ ა ნ) ტექსტურაში შეუძლებელია პალეოსომის გარჩევა ნეოსომისაგან. არჩევენ მხოლოდ ოდნავ განსხვავებული მინერალური შედგენილობის დიფუზურ უბნებს. ნებულიტური ტექსტურები მიგმატიტების განვითარების უკიდურეს სტადიას შეესაბამება.

დეფორმაციის დროს, როგორც წესი, პალეოსომის უბნები განიხილება როგორც შედარებით კომპეტენტური, ხოლო ნეოსომის უბნები კი, როგორც არაკომპეტენტური წევრები. მიგმატიტების სტრუქტურის დეტალური შესწავლა საშუალებას იძლევა მათში ინტრუზული ქანე-

ბის ნსგავსად დავადგინოთ დეფორმაციის და კრისტალიზაციის პროცესების თანამიმდევრობა:

1. მიგმატიტის წინა დეფორმაცია (პოსტტექტონიკური მობილიზაცია) — ნეოსომის სტრუქტურა წარმოიშობა უკვე დეფორმირებულ ქანში.

2. სინმიგმატიტური დეფორმაცია (პარატექტონიკური მობილიზაცია) — მიგმატიტების წარმოშობა მიმდინარეობს დეფორმაციის პროცესში.

3. პოსტმიგმატიტური დეფორმაცია (ტექტონიკის წინა მიგმატიზაცია) - მიგმატიტების წარმოქმნა დეფორმაციამდე ხდება და შეიძლება გაგრძელდეს მის საწყის სტადიაზეკ.

ზოგჯერ, მიგმატიტების შესწავლა საშუალებას იძლევა გამოვყოთ ორი სხვადასხვა გენერაციის მიგმატიტი და მათ შორის დეფორმაციის პროცესის არსებობა (ნახ. III.29).

მიგმატიტებისთვის დამახასიათებელია მსხვილი ნაოჭა სტრუქტურები ე. წ. გუმბათისებური აზევებები. მიგმატიტური გუმბათი კონცენტრული აგებულების რეგიონულ აზევებას წარმოადგენს. ის ზემოთ აღნიშნული გრანიტულ-გნეისური გუმბათის ანალოგიურია.

მიგმატიტური დიაპირები ვითარდება ასიმეტრიულ დაწოლილ ნაოჭებში. მიგმატიტური ზეწრები შექმნილია ცალ მხარეს გამობერილი მასებით, რომელთა სიგრძე 100 კმ-ს აღწევს. სოკოსებური მიგმატიტური სხეულები ორ მხარესაა განვითარებული.

მიგმატიტური მასივების ეს ოთხი ტიპი კ. მენერტის აზრით შეესაბამება მექანიკური მოქნილობის პროგრესული ზრდის ცალკეულ გენეტურ სტადიებს. შეიმჩნევა აგრეთვე მოქნილობის ზრდა მასივების ცენტრალური ნაწილებისკენ.

მეტამორფული წყებების ასაკის განსაზღვრა. მეტამორფული წყებების ასაკის განსაზღვრა გაძნელებულია მათში ორგანული ნაშთების სიმცირის გამო. უკანასკნელ ხანებში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება რადიომეტრული მეთოდების გამოყენებას. მაგრამ, ამ წყებების აგებვის დროს მნიშვნელოვანია აგრეთვე მათი შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრა.

მეტამორფული წყებების ასაკობრივი დანაწილების ძირითად კრიტერიუმს წარმოადგენს:

1. მეტამორფული წარმონაქმნების ცალკეულ წყებებს შორის მნიშვნელოვანი კუთხური უთანხმოების არსებობა.

2. გამოსაკვლევ კომპლექსში დამახასიათებელი და ლითოლოგიურად უცვლელი წევრების (წყებების) არსებობა. მაგალითად, კვარცი-

ტების, კარბონატული ქანების, ვულკანოგენური წარმონაქმნების და სხვა ქანების მძლავრი დასტების არსებობა.

3. განსხვავება ქანების მეტამორფიზმის ხასიათში. მაგრამ, ეს ნიშანი შეიძლება ყოველთვის არ გამოდგეს ქანების ასაკობრივი დანაწილებისათვის. მხედველობაში უნდა მივიღოთ მხოლოდ რეგიონული მეტამორფიზმის ხარისხი, რომელიც საკმაოდ დიდ ფართობზე თანაბარი განვითარებით ხასიათდება. გასათვალისწინებელია, აგრეთვე დედაქანის რაგვარობა და ამით გაპირობებული მეტამორფიზმის სხვადასხვა ხასიათი.

თ ა ვ ი IV

აეროფოტომეთოდის გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის დროს

1. აეროფოტოგადაღება

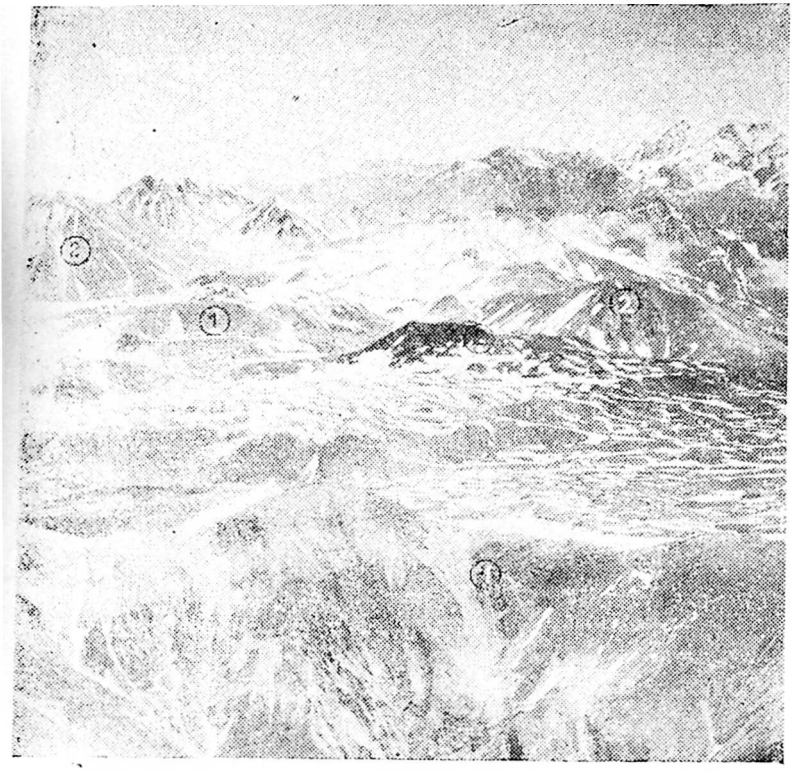
ავიაციისა და კოსმონავტიკის განვითარებას მოჰყვა კვლევის დისტანციური მეთოდების, განსაკუთრებით კი აეროფოტომეთოდის ფართო დანერგვა გეოლოგიურ პრაქტიკაში. აეროფოტოგადაღების მასალების გამოყენება სავალდებულოა ყველა სახის გეოლოგიურ სამუშაოებში, რომლებიც 1:200000 და უფრო მსხვილ მასშტაბში სრულდება.

აეროფოტოგადაღება თვითმფრინავიდან ან ვერტმფრენიდან ხდება, რომელზედაც დამონტაჟებულია სპეციალური აეროფოტოაპარატურა და საკონტროლო საზომი ხელსაწყოები. გადაღების მომენტში, თუ აეროფოტოაპარატის ოპტიკური ღერძი ვერტიკალურ მდგომარეობაშია (გადახრა არ უნდა აღემატებოდეს 3°) მიიღება გეგმური სურათი, თუ დახრილია — პერსპექტიული. აეროფოტოაპარატით შეიძლება ცალკეული სურათების, გარკვეული ზოლის (ტრასის, მარშრუტის) ან დიდი ფართის გადაღება. სახალხო მეურნეობაში და კერძოდ გეოლოგიაში, ფართო გამოყენება პოვა გეგმურმა ფართობრივმა აეროფოტოგადაღებამ, რომლის დროსაც ფართი უმეტეს შემთხვევაში იფარება განივი ურთიერთპარალელური მარშრუტებით. აეროფოტოგადაღების მარშრუტებს შორის მანძილი შეირჩევა იმ ვარაუდით, რომ ორ მეზობელ მარშრუტზე გადაღებული სურათები ფარავდნენ ერთმანეთს (განივი გადაფარვა) 30%-ით. მარშრუტის გასწვრივ კი გადაღება ხდება ისე, რომ ყოველი ორი მეზობელი სურათი ე. წ. ს ტ ე რ ე ო წ ყ ვ ი ლ ი

ნახ. IV.1. ასიმეტრიული ნაოჭები და მათი გამკვეთი ნაპრალები.

ზედაიურულ-ქვედაცარცული კარბონატული ფლიშური ნალექები — 1; ხასიათდებიან ზოლებრივობით. კირქვის ცალკეულ მძლავრ შრეს შეესაბამება ფართო ზოლი და კლდოვანი რელიეფი — 2; შრეების მკვეთრად გამოხატული ამოზნექვა შეესაბამება ანტიკლინს — 3; ჩაზნექვა კი — სინკლინს — 4; ნაპრალებს (5) შეესატყვისება შრეებრივობის გამკვეთი ღია და მუქი ფერის ხაზები. ფრენის შიფრი, გადაღების თარიღი, კადრის ნომერი — 6; ციფერბლატი და მრგვალი თარაზო — 7; ნომენკლატურა, რიგი, სურათის ნომერი — 8.

ფარავდეს ერთმანეთს (გრძივი გადაფარვა) სულ მცირე 60%-ით. ამ შემთხვევაში შესაძლებელი ხდება გადაღებულ ფართზე ნებისმიერი პუნქტის სტერეომოდელის (სივრცითი გამოსახულების) მიღება. გადაღებული ფოტოფირი და ცალკეული კადრები რიგით ინომრება. ნომერი ყოველი კადრის მარჯვენა ზედა (ჩრდილო) კუთხეში იწერება (ნახ. IV.1). იქვე აღინიშნება გადაღების დღე, თვე და წელი. გადაღების საათსა და წუთს უჩვენებს ციფერბლატი. თითოეული კად-



ნახ. IV.2. პერსპექტიული აეროფოტოსურათი:
შრეებრივობა ფლიშურ ნალექებში — 1; ახალკაზრდა ვულკანები — 2.

რის გვერდების შუაზე გამყოფ წერტილზე კეთდება ჭდეები (ნიშნული), რომელთა შემაერთებელი ხაზების გადაკვეთის წერტილს ეწოდება აეროფოტოსურათის მთავარი წერტილი (ცენტრი). გადაღების მომენტში ფოტოაპარატის დახრის სიდიდესა და მიმართულებას აჩვენებს მრგვალი თარაზოს გამოსახულება, რომელიც კადრის კუთხეშია დაბეჭდილი.

მკვეთრად დანაწევრებულ კლდოვანი რელიეფის და იზოკლინური ნაოჭების გავრცელების პირობებში მიზანშეწონილია გეგმური და პერსპექტიული გადაღების ერთდროული წარმოება, ვინაიდან, პერსპექტიულ აეროფოტოსურათზე (ნახ. IV.2) რელიეფი და დახრილი გეოლოგიური ობიექტები თვალნათლივ ჩანს.

აეროფოტოგადაღების მასალები. აეროფოტოსურათი მზადდება აეროფოტოფირიდან კონტაქტური წესით, დაბეჭდვით. არსებული აეროფოტოაპარატები იძლევიან 18×18 სმ, 23×23 სმ, 30×30 სმ ზომის კადრებს. ველზე სამუშაოდ და გაზომვის ჩასატარებლად მოსახერხებელია 18×18 სმ ზომის სურათები.

ა ე რ ო ფ ო ტ ო ს უ რ ა თ ი, როგორც ყოველი ფოტოსურათი, წარმოადგენს გადაღებული ობიექტის ცენტრალურ პროექციას. ამდენად, მასზე ობიექტის გამოსახულების დამახინჯების სიდიდე და მასშტაბი დამოკიდებულია ობიექტივის ფოკუსურ მანძილზე, ფრენის სიმაღლეზე, რელიეფის დანაწევრების ხარისხზე, ფოტოაპარატის დახრის სიდიდეზე და სხვა. აეროსურათის რიცხობრივი მასშტაბი $\frac{1}{m} = \frac{f_k}{H}$, სადაც f_k ფოტოაპარატის ფოკუსური მანძილია, ხოლო H ფოტოგადაღების სიმაღლე. ამიტომ აეროფოტოსურათზე უფრო მსხვილ მასშტაბში აისახება მაღალ ჰიფსომეტრიულ დონეზე მყოფი ობიექტები.

სტერეოსკოპული ეფექტის მისაღებად საჭიროა ორ მეზობელ სურათზე (სტერეოწყვილზე) შერჩეული იდენტური ობიექტები იძლეოდეს ერთ შეთავსებულ გამოსახულებას. სტერეოეფექტის მიღება შეიძლება შეუიარაღებელი თვალით და სტერეოსკოპული ხელსაწყოთი: ეს ეფექტი მით უფრო მკვეთრია (რელიეფის ფორმები გაზვიადებული ჩანს), რაც უფრო მოკლეფოკუსიანი ობიექტივით არის გადაღებული სურათი. ამიტომ, ვაკე რელიეფის და დამრეცი შრეებით აგებული რაიონების გადაღება მიზანშეწონილია მცირეფოკუსური მანძილის მქონე ობიექტივით. სურათები, რომლებიც მოიცავენ 1:10000; 1:25000; 1:50000 ტოპოპლანშეტის შესაბამის ტერიტორიას, ქმნიან კომპლექტს, რომელსაც შესატყვისი ტრაპეციის ნომენკლატურა მიეკუთვნება.

გ ა დ ა ფ ა რ ვ ი თ ი მ ო ნ ტ აჟ ი ს მისაღებად სურათები ლაგდება ისე, რომ დასავლეთის სურათი ფარავდეს აღმოსავლეთისას და სამხრეთით გამავალი მარშრუტისა — ჩრდილოეთისას. ასეთ მონტაჟზე დაიტანება ტოპოგრაფიული ტრაპეციის საზღვრები, ნომენკლატურა, ფრენის მასშტაბი და სხვა ტექნიკური მონაცემები. შემდეგ მზადდება მონტაჟის წვრილმასშტაბიანი რეპროდუქცია, რომელზეც კარგად ჩანს სურათების ურთიერთგანლაგება.

ფ ო ტ ო ს ქ ე მ ა წარმოადგენს დიდი ფართის ფოტოგამოსახულებას, რომელიც მიიღება კონტაქტურად დაბეჭდილი სურათების ურთერთმორგებისა და ზედმეტი უბნების ამოჭრის გზით. ამის გამო, ფოტოსქემა მოზაიკას წაგავს. მასზე გადადის ყველა ის დამახინჯებები, რომლებიც ფოტოსურათს ახასიათებს და ემატება მორგებით გამოწვეული ცდომილებებიც.

ფ ო ტ ო გ ე გ მ ა მზადდება ტრანსფორმირებული და ერთ მასშტაბამდე დაყვანილი აეროსურათების მყარ საფუძველზე მონტაჟით, რომელზეც წინასწარ დატანილია გეოდეზიური პუნქტები.

მოკლე ცნობები აეროფოტოგადაღების სახესხვაობების შესახებ. ბოლო წლებში დამუშავდა აეროფოტოგადაღების რამდენიმე სახესხვაობა და სხვადასხვა სიგრძის ელექტრომაგნიტური ტალღების ფოტორეგისტრაციაზე დამყარებული მეთოდი. ამათგან, მოკლედ შევჩერდებით ზოგიერთებზე, რომლებსაც იყენებენ გეოლოგიურ (განსაკუთრებით სტრუქტურულ) გამოკვლევებში.

ფ ე რ ა დ ი დ ა ს პ ე ქ ტ რ ო ზ ო ნ ა ლ უ რ ი სურათების გადაღება წარმოებს ჩვეულებრივი აეროფოტოაპარატებით სპეციალურ ფირებზე. ფერადი ფოტოგადაღება კარგ ეფექტს იძლევა სხვადასხვა ფერის ქანებით აგებულ რაიონებში. სპექტროზონალური ფირი მგრძნობიარეა არეკლილი ხილული და ინფრაწითელი სხივების მიმართ. მიღებული ფერადი გამოსახულება შეესაბამება ამ სხივების არეკვლის ინტენსივობას. დადგენილია, რომ სპექტროზონალური ფირიდან მომზადებულ ჩვეულებრივ სურათზე კარგად გადმოიცემა ნახევარტონები, რაც სურათიდან მეტი გეოლოგიური ინფორმაციის მიღების საშუალებას იძლევა.

მ ა ღ ლ ი ვ ი ა ე რ ო ფ ო ტ ო გ ა დ ა ღ ე ბ ა წარმოებს 7000 მ-ზე მეტი სიმაღლიდან. მიღებული სურათების მასშტაბი 1:50000 და უფრო წვრილია, მათზე კარგად ჩანს დიდი სტრუქტურები და მათი ურთიერთდამოკიდებულება, რაც განაპირობებს ამ სურათების ფართო გამოყენებას რეგიონალური ხასიათის სტრუქტურულ გამოკვლევებში. მაღლივი სურათის 2 ან 4-ჯერადი გადიდება იძლევა საკმაოდ დიდი (დაახლოებით 400—600 კმ²) ფართის 1:50000 და 1:25000 მასშტაბის ერთიან ფოტოგამოსახულებას. ასეთი სურათი გაცილებით უფრო მეტ ინფორმაციას შეიცავს და იოლად მოსახმარია, ვიდრე ამავე ფართობის ფოტოსქემა.

კ ო ს მ ი უ რ ი ფ ო ტ ო გ ა დ ა ღ ე ბ ა. კოსმიური პილოტირებული ხომალდიდან გადაღებულ ფოტოსურათებს უმთავრესად 1:1 000 000 უფრო წვრილი მასშტაბი აქვს. ისინი ხასიათდებიან დიდი მიმოხილვადობით. ამავე მასშტაბის სურათებს იძლევა თანამგზავრიდან გადმოცემული დედამიწის ზედაპირის ტელეგამოსახულების ფოტოგადაღება (ე. წ. ს ა ტ ე ლ ე ვ ი ზ ი ო გ ა დ ა ღ ე ბ ა). სატელევიზიო სურათები ხარისხით საგრძნობლად ჩამოუვარდება კოსმიურ სურათებს. ორივე სახის ფოტოსურათებს ფართოდ იყენებენ რეგიონალურ სტრუქტურულ-გეოლოგიურ კვლევებში. აღსანიშნავია, რომ წვრილმასშტაბიან ფოტოსურათზე ხდება რელიეფის და გეოლოგიური ობიექტების ბუნებრივი გენერალიზაცია, რის გამოც ხელისშემშლელ მეორეხარისხო-

ვან დეტალებთან ერთად იკარგება ის თავისებურებანიც, რომლებიც ზოგჯერ მოვლენის არსს განსაზღვრავენ. ამავე მიზეზით ახლოს განლაგებული ორი სხვადასხვა ბუნების მოვლენა ასეთ სურათზე შეიძლება გაერთიანდეს.

რ ა დ ი ო ლ ო კ ა ც ი უ რ ი გადაღება ხდება მიწის ზედაპირიდან არეკლილი 1 სმ და მეტი სიგრძის მქონე ტალღების ფოტორეგისტრაციით. ტალღის გამომასხივებელი და მიმღები დანადგარები ერთ თვითმფრინავზეა დაყენებული. რადიოლოკაციური გადაღება შეიძლება თითქმის ნებისმიერ ამინდში და დროის ნებისმიერ მონაკვეთში. მეთოდი მთაგორიან რელიეფის პირობებში არ არის ეფექტური, რადგან სურათებზე მიიღება „ჩრდილები".

ი ნ ფ რ ა წ ი თ ე ლ ი გამოსხივების ფოტორეგისტრაცია სხვადასხვა ტემპერატურის მქონე ობიექტების გამოყოფის საშუალებას იძლევა. ამდენად, მეთოდი მეტად ეფექტურია მოქმედი ვულკანების და იმ სტრუქტურების შესწავლისას, რომლებთანაც დაკავშირებულია მიწისქვეშა წყლების გამოსავლები.

2. აეროფოტოსურათის გეოლოგიური გაშიფვრა

გეოლოგიაში აეროფოტომეთოდის გამოყენებას ორი გარემოება განაპირობებს. აეროფოტოსურათზე ნათლად ჩანს ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელი თავისებურებები და ამდენად ცნობილი გეოლოგიური ობიექტი აეროსურათზე გაცილებით უფრო ზუსტად და იოლად დაიტანება, ვიდრე ტოპორუკაზე. ამავე დროს, სურათებზე ამა თუ იმ სიცხადით აისახება გეოლოგიური აგებულება, როგორც უშუალოდ, ასევე არაპირდაპირ — ლანდშაფტის ელემენტების ან მათი გარკვეული თანაფარდობების სახით.

აეროსურათზე გეოლოგიური ობიექტების ამოცნობას, მათ შორის არსებულ ურთიერთდამოკიდებულების გაგებას და გრაფიკულ გამოსახვას გ ე ო ლ ო გ ი უ რ ი გ ა შ ი ფ ვ რ ა ეწოდება. ნიშნებს, რომელთა საშუალებითაც ხდება ობიექტის ამოცნობა გ ა მ შ ი ფ რ ა ვ ი ნ ი შ ნ ე ბ ი ჰ ქ ვ ი ა. გამშიფრავი ნიშნები, რომლებიც უშუალოდ ობიექტს ან მოვლენას ახასიათებს (კონფიგურაცია, გეომეტრიული ფორმა, ფოტოტონი, ფერი ფერად ფოტოსურათზე) მიეკუთვნება პ ი რ დ ა პ ი რ ნ ი შ ნ ე ბ ს. სურათზე ხშირად შეიმჩნევა ობიექტთან ბუნებრივ კავშირში მყოფი ა რ ა პ ი რ დ ა პ ი რ ი ნ ი შ ნ ე ბ ი ც — გეომორფოლოგიური (რელიეფი და მისი ცალკეული ელემენტები), გეობოტანიკური, ანტროპოგენური და ზოოგენური. როგორც წესი, გაშიფვრა ხდება ნიშანთა კომპლექსით, რომელთა ერთობლიობა აეროსურათზე თავისებურ ფოტოგამოსახულებას იძლევა. აღსანიშნავია,

რომ ერთიდაიმავე ობიექტის გამშიფრავი ნიშნები იცვლება ლანდშაფტური და გეოლოგიური პირობების ცვლასთან ერთად.

აეროსურათის გაშიფვრის შედეგად მიიღება ფ ა ქ ტ ო ბ რ ი ვ ი და ა ზ რ ო ბ რ ი ვ ი ინ ფ ო რ მ ა ც ი ა. პირველი ახასიათებს საკუთრივ ობიექტს, მეორე მათ შესაძლო ურთიერთკავშირს. ფაქტობრივი ინფორმაცია ორი ხასიათისაა — თ ვ ი ს ო ბ რ ი ვ ი და რ ა ო დ ე ნ ო ბ რ ი ვ ი. თვისობრივი ინფორმაცია იძლევა წარმოდგენას მოვლენის ან საგნის რაობაზე, მის ფორმაზე, ზოგად თავისებურებაზე. და ა. შ. რაოდენობრივი ინფორმაცია მიიღება ინსტრუმენტალური გაშიფვრის შედეგად. სპეციალური ხელსაწყოებით (სტერეომეტრები, სტერეოსკოპები და სხვა) შესაძლებელი ხდება შრეების, დასტების, წყებების სიმძლავრის და სიბრტყის წოლის ელემენტების გაზომვა, რღვევების ამპლიტუდის დადგენა, შრეების ტრასირება დაფარულ უბნებზე, სტრუქტურული რუკების შედგენა, გაშიფრული კონტურების ტოპორუკაზე გადატანა და ა. შ.

ქვემოთ განხილული იქნება აეროფოტოსურათებიდან თვისობრივი ინფორმაციის მიღება და სტრუქტურულ გეოლოგიაში მათი გამოყენების საკითხები. საილუსტრაციო მასალა მთლიანად შერჩეულია საქართველოს ტერიტორიის აეროფოტოსურათებიდან.

3. აეროფოტოგადაღების მასალებზე მუშაობის მეთოდი

აეროფოტომეთოდი მიეკუთვნება კვლევის დამხმარე მეთოდთა ჯგუფს. მისი გამოყენება სავალდებულოა გეოლოგიური სამუშაოების მოსამზადებელ საველე და კამერალურ ეტაპებზე. მოსამზადებელ ეტაპზე ტარდება აეროფოტოსურათების წინასწარი გაშიფვრა. გაშიფვრის დაწყებამდე ცალკეული კომპლექტების სურათები ლაგდება რიგებად ისე, როგორც ეს ნაჩვენებია გადაფარვით მონტაჟზე შემდეგი პირობების აუცილებელი დაცვით: ჩრდილოეთის რიგს ენიჭება პირველი, სამხრეთისას ბოლო ნომერი. ყოველ რიგში დასავლეთის სურათი პირველია, აღმოსავლეთისა კი უკანასკნელი. თითოეული სურათის მარცხენა ზედა კუთხეში (წითელი ტუშით) ან უკანა მხარეს (ჩვეულებრივი ფანქრით) აღინიშნება ნომენკლატურა, რიგის ნომერი (რომაული ციფრით) და რიგში სურათის ნომერი (არაბული ციფრით). თითოეული რიგის სურათებს უკეთდება სალტე ან სპეციალური კონვერტი, რომლებიც რიგის მზარდი ნომრების მიხედვით ლაგდებიან სპეციალურ ყუთში ან საქაღალდეში.

სამუშაო სურათების მოძებნისა და გაშიფვრის მონაცემების ტოპორუკაზე გადატანის გაადვილების მიზნით უკანასკნელზე მოიძებნება და

აღინიშნება სურათების ნთავარი წერტილი — შესაბამისი რიგისა და ნომრის ჩვენებით.

ამის შემდეგ იწყება სურათების წინასწარი გაშიფვრა (სტერეოსკოპის გამოყენებით) ყველა იმ ობიექტის გამოყოფით, რომლებიც გეოლოგის აზრით ყურადღებას იმსახურებს. გაშიფრული კონტურები მხოლოდ წყვილნომრიან სურათებზე დაიტანება, რაც საშუალებას იძლევა შევამოწმოთ გაშიფვრის სისწორე. წინასწარი გაშიფვრის დროს ტარდება ინსტრუმენტული გაზომვები. გაშიფვრის შედეგების დატანა ტოპოგრაფიულ საფუძველზე ან ფოტოსქემაზე იძლევა გაშიფვრის სქემას, რომლის შეჯამება არსებულ გეოლოგიურ მასალასთან გვაძლევს წინასწარ გეოლოგიურ, სტრუქტურულ ან სხვა შინაარსის რუკას. შეჯამების პროცესში გამოიყოფა საკითხები, რომლებიც მოითხოვს დაზუსტებას ან საველე შესწავლას.

საველე პერიოდში ყოველი დაკვირვების წერტილი ან გამოყოფილი კონტური დაიტანება აეროფოტოსურათზე. ველზე ზუსტდება წინასწარი გაშიფვრის დროს გამოყოფილი ობიექტის გეოლოგიური არსი. საველე ჩანაწერებში მოკლედ აღინიშნება გამოვლენილი ობიექტების ფოტოდახასიათება და გაშიფვრის დროს დაშვებული შეცდომების მიზეზი.

თვითმფრინავით ან ვერტმფრენით საველე პერიოდშივე წარმოებულ აეროვიზუალურ მარშრუტებზე გეოლოგები ეცნობიან რაიონს, აკვირდებიან გაშიშვლებებს ძნელად მისადგომ უბნებზე, ამოწმებენ გაშიფვრის სიზუსტეს და გეოლოგიური ინტერპრეტაციის სისწორეს, აწარმოებენ საინტერესო ობიექტების პერსპექტიულ აეროფოტოგადაღებას.

კამერალურ პერიოდში ხდება სურათების საბოლოო გაშიფვრა, ინსტრუმენტული გაზომვები, კონტურების ტოპოსაფუძველზე გადატანა. მზადდება საილუსტრაციო მასალა.

4. აეროფოტომასალების გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიურ გამოკვლევებში

აეროფოტომასალების გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიურ და სხვა სახის გეოლოგიურ გამოკვლევებში შეიძლება შემდეგი მიზნებისათვის: ფაქტობრივი მასალის დასატანად, სპეციალური (სტრუქტურულ-გეოლოგიური) ინფორმაციის მისაღებად, საველე მონაცემების ექსტრაპოლაციის, ინტერპოლაციის და ინტერპრეტაციისათვის, არსებული სტრუქტურულ-გეოლოგიური მასალის შესამოწმებლად და დასაზუსტებლად.

ფაქტობრივი მასალის დატანა ხდება დაკვირვების წერტილის ამოცნობით აეროსურათზე ასახული ლანდშაფტის ელემენტების მიხედვით. მიკვლეულ წერტილზე კეთდება ნაჩხვლეტი. სურათის უკანა მხრიდან ნაჩხვლეტის ირგვლივ გაკეთებულ რგოლს ან სხვა პირობით ნიშანს მიეწერება დაკვირვების რიგითი ნომერი. ხაზოვანი ობიექტის დატანა მკრქალ ფოტოქაღალდზე წარმოებს უბრალო შავი, ხოლო პრიალაზე — მინამწერი ფანქრით. მარშრუტიდან დაბრუნებისთანავე მინამწერით დატანილი კონტური უნდა გამუქდეს განზავებული შავი ტუშით.

სპეციალური სტრუქტურულ-გეოლოგიური ინფორმაციის მიღება. შრეებრივობის, შრეების ჰორიზონტალური, დახრილი და უთანხმო განლაგების გაშიფვრა. შრეებრივობა აეროსურათზე უმეტეს შემთხვევაში ასახება როგორც ზოლებრივობა (ნახ. IV.1, 3, 4, 5). ზოლები შეესაბამებიან ცალკეული შრეების ან შრეებრივობის სიბრტყეების გამოსავლებს. ზოლების სიგანე ერთ და იმავე პირობებში იზრდება შრეების სიმძლავრის პროპორციულად. აეროსურათზე სქელი შრეები (ნახ. IV.3, 12) უკეთ ასახებიან, ვიდრე მცირე სიმძლავრისა (ნახ. IV.12). შრეებრივობა კარგად ჩანს სხვადასხვა სიმაგრისა და ფერის ქანების მორიგეობის შემთხვევაში (ნახ. IV.1, 3). დანაწევრებული რელიეფის პირობებში შრის გამოსავალი იძლევა ე. წ. შრეებრივობის ფიგურებს, რომელთა ფორმა და ზომები დამოკიდებულია შრეებრივობის სიბრტყესა და რელიეფს შორის არსებულ თანაფარდობაზე (იხ. თავი II). ყველაზე გავრცელებული ფორმაა შრეებრივობის სამკუთხედი (ნახ. IV.3, 12). რაც უფრო მახვილია სამკუთხედის წვერო (ნახ. IV. 3, 12), მით უფრო დამრეცია შრის დახრის კუთხე.

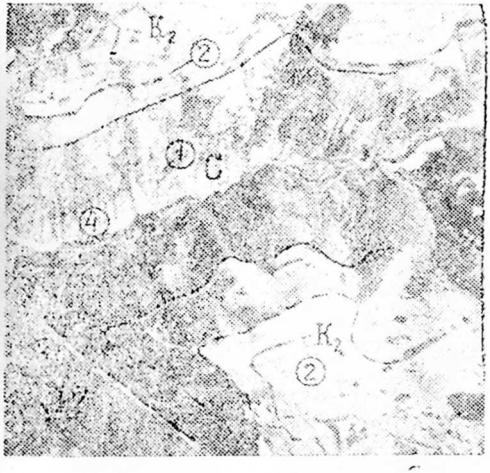
შრეებრივობის გაშიფვრა ხდება ბოტანიკური და გეომორფოლოგიური ნიშნებითაც (ნახ. IV.4, 5). როგორც წესი, მცენარეული საფარის სიხშირის ცვლა თანხვდება რელიეფის ხასიათის ცვლას, რაც აეროფოტოსურათზე ზოლებრივ გამოსახულებას იძლევა. ფერდობის ციცაბო უბნებზე, რომლებიც გამძლე ქანების გამოსავლებს შეესაბამება, ხშირი ტყე და ბუჩქნარი ვითარდება, დამრეცზე კი — ბალახიანი საფარი, რაც ადამიანის სამეურნეო საქმიანობასთანაა დაკავშირებული. იქ, სადაც ადამიანს ლანდშაფტზე ზეგავლენა არ მოუხდენია რბილ შრეებს აეროსურათებზე მუქი ზოლები შეესაბამება (ნახ. IV.3).

ზოლებრივობის ხასიათი და ცალკეული ზოლების კონფიგურაცია, რელიეფის დახრის მიმართულების გათვალისწინებით, შრეების წოლის ელემენტების განსაზღვრის საშუალებას იძლევა.

ჰორიზონტალური ან მცირე დახრის მქონე შრეები აეროსურათზე ისეთივე კლაკნილზოლებრივ გამოსახულებას იძლევა, როგორსაც იზოჰიფსები ტოპორუკაზე (ნახ. IV.4).

ნახ. IV.3. ანტიკლინური ნაოკი.

შუაეოცენური ასაკის ვულკანოგენური ნალექები — 1 ხასიათდება ზოლებრივი ფოტოგამოსახულებით, შედარებით რბილი ქანების დასტები — 2 იძლევა ტყით დაფარულ ჩადაბლებას, ხოლო ღია ფოტოტონის ზოლს ქმნის გამძლე ქანები და ანდეზიტის შიგაფორმაციული განფენი—3, რომელზეც განვითარებულია კლდოვანი რელიეფი. ზედაეოცენურ თიხებზე—4 განვითარებულია ნაკლებდანაწევრებული რელიეფი. მათში შეჭრილ დიაბაზურ შრეებრივ ინტრუზივს—5 შუქი ფერის ზოლი შეესაბამება. ხეობის ფსკერზე განვითარებულია თანამედროვე ნალექები — 6. შრეების ანტიკლინური გადაღუნვა მკაფიოდ არის გამოხატული. ზემო ნაწილში თაღი ვიწროა — 7, ქვემოში კი ფართო — 8. ნაპრალთა სისტემა — 9 იძლევა შრეების გამკვეთ მუქ ხაზებს.



ნახ. IV.4. ჰორიზონტალურად განლაგებული კარბონული ასაკის ვულკანოგენური წყება — 1 და ზედაცარცული კირქვები — 2. პალეოზოური გრანიტები — 3; რღვევის ხაზის გასწვრივ განვითარებულია სწორხაზოვანი ხევი — 4.

სამუალო დახრის მქონე შრეები ხასიათდება ტეხილი, ზიგზაგისებური (ნახ. IV.12), ხოლო ყირაზე დამდგარი შრეები — სწორი პარალელური ზოლებით. შრის (სიბრტყის) წოლის ელემენტების ინსტრუმენტული გაზომვისათვის სტერეოწყვილზე მის კარგად გამოსახული გამოსავლის მონაკვეთზე სამი წერტილი უნდა დაინიშნოს, რომლებიც ერთ სწორ ხაზზე არ მდებარეობენ. გაზომვის შედეგი ახასიათებს ამ სამ წერტილზე გამავალ სიბრტყეს.

უთანხმოდ განლაგებული შრეები აეროსურათზე გამოიყოფა კონტაქტის ხაზის გასწვრივ ფოტოგამოსახულების ხასიათის მკვეთრი შეცვლით. იშვიათად ჩანს ბაზალური ფორმაცია და ახალგაზრდა წყების განლაგება სხვადასხვა ჰორიზონტებზე. IV.5 ნახაზზე შეიმჩნევა სამხრეთისაკენ ციცაბოდ დახრილ პალეოგენურ და მიოცენურ შრეებზე (პარალელურ-ზოლებრივი ფოტოგამოსახულება) აღმოსავლეთისაკენ დამრეცად დაქანებული მეოტური კონგლომერატების უთანხმო განლაგება.

ნ ა ო ჭ ა ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე ბ ი ს გ ა შ ი ფ ვ რ ა კარგად ხერხდება გაშიშვლებულ, არაინტენსიურად დანაოჭებულ და სხვადასხვა შემადგენლობის წყებებით აგებულ რაიონების აეროფოტოსურათზე. ნაოჭების დადგენა ხდება წოლის ელემენტების ცვლის, შრეების გაღუნვებისა და ხშირად კი ზოლებრივობის მიმართულების ცვლის მიხედვით.

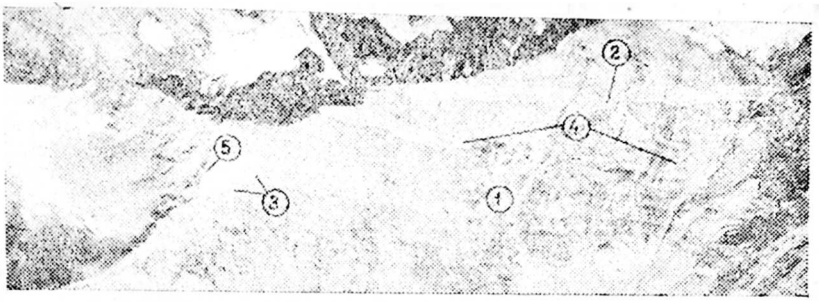
ზოგჯერ ხერხდება ნაოჭის მთავარი მორფოლოგიური თვისებებისა და მისი ცალკეული ელემენტების ცვლის დადგენა. IV.3 ნახაზზე ნათლად ჩანს დიდი განედური ასიმეტრიული ანტიკლინი. მის ციცაბო ჩრდილო ფრთაზე შრეების გამოსავალი უფრო სწორხაზოვანია, ვიდრე დამრეც სამხრეთ ფრთაზე. ანტიკლინი აღმოსავლეთისაკენ იძირება, რა-

ნახ. IV.5. უთანხმო განლაგება და ჰემინაოჭები.

ზედაცარცული კირქვები — 1. დანაწევრებული V-სებური ხეობით — 2, ფორამინიფერებიანი მერგელები — 3; ზედაეოცენური ფიქლებრივი მერგელები — 4 და მაიოპური თიხების წყება — 5 იძლევიან ჩადაბლებულ რელიეფს და ერთმანეთისაგან გამიჯნულნი არიან მცირე ზომის საფეხურებით. ჩოკრაკული — 6, კარაგანულ-კონკური — 7. ქვედა — 8 და შუასარმატული — 9 ნალექების საზღვრები კუესტურ ამაღლებების ციცაბო ფერდობის ძირს მიუყვებიან. მათზე უთანხმოდ განლაგებულია მეოტური კონგლომერატები — 10. კირქვებში შეიმჩნევა შრეების მიმართების და დაქანების აზიმუტის ცვლა, რაც ჰემისინკლინის — 11 და ჰემიანტიკლინის — 12 დადგენის საშუალებას იძლევა.

საც ხაზს უსვამს შრეების პერიკლინური შეკვრა გამკვეთი ხეობის აღმოსავლეთ ფერდობზე. ხეობიდან დასავლეთით ანტიკლინის თაღი იშლება, შრეების დახრა დამრეცი ხდება. კარგად ჩანს თაღური ნაწილიდან შრეების თანდათანობითი გადასვლა სამხრეთ ფრთაში.

მკვეთრად გამოსახული ასიმეტრიული ნაოჭები გვხვდება ფლიშურ ზოლში (ნახ. IV.1, 6, 13). შრეების გამოსავლების მოხაზულობა, ფრთე-



ნახ. IV.6. იზოკლინური ნაოჭები.

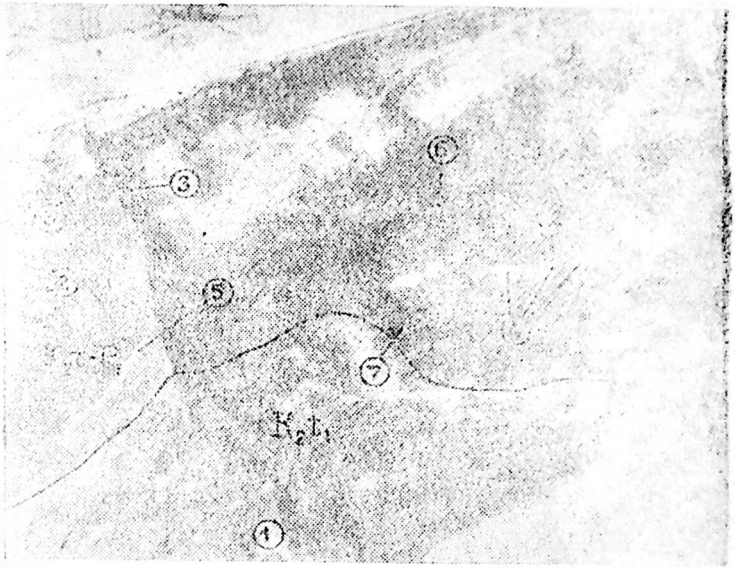
ქვედაცარცული ტერიგენული ფლიშური ნალექები — 1 ხასიათდებიან წვრილ-ზოლებრივი ფოტოგამოსახულებით. ქვიშაქვების დასტები — 2 იძლევიან შედარებით ღია ფერის და დიდი სიგანის ზოლებს. ნაოჭები დგინდებიან ზოლების დაახლოებით — 3 და მათი შეერთების ადგილზე სოლისებური გაფართოებების არსებობით — 4. ზოლებრიობის დაახლოება და შეერთება წყალგამყოფების მიმართულებით — 5 მიუთითებს ანტიკლინურ ნაოჭზე.

ბის დაქანება მიუთითებს ნაოჭების სამხრეთისკენ გადახრაზე. IV.1 ნახაზზე კარგად ჩანს ნაპრალები, რომლებიც რამდენიმე ნაოჭს გარდიგარდმო მიმართულებით ჰკვეთენ.

იზოკლინური ნაოჭების გაშიფვრა შეიძლება მხოლოდ სხვადასხვა ფერისა და შედგენილობის მქონე ქანების მორიგეობისა და მათი კარგი გაშიშვლების შემთხვევაში. აეროსურათზე (ნახ. IV.6) კარგად აისახება ზოლებრივობის პარალელურობის დარღვევა, ზოლების დაახლოება და შერწყმის ადგილზე სოლისებური გაფართოება, რაც დიდი და მცირე ზომის ნაოჭების გამოყოფის საშუალებას იძლევა.

აეროსურათზე ხშირად კარგად ჩანს ტექტონიკური გართულებები: მონოკლინურ ფრთაში დამატებითი ნაოჭების — ფლექსურის და სხვათა გაჩენა. დამატებითი ნაოჭი გაიშიფრება შრეების მიმართულების, შესაბამისად ზოლებრივობის მიმართულების ცვლით (ნახ. IV.5). ამავე დროს, თანაბრად დახრილ ფერდობზე ჩნდება დახრილთხემიანი ამაღლება ან შვერილი, რომლის მორფოლოგია ზუსტად იმეორებს ნაოჭის აგებულებას. სათანადოდ აისახება სინკლინური გართულება, რომელსაც ფერდობში გაჩენილი ჩაღრმავება შეესაბამება. ფლექსურა (ნახ. IV.7) აეროსურათებზე შრეების დახრის მკვეთრი ზრდისა და რელიეფში საფეხურის გაჩენით ხასიათდება. ხშირად ყირაზე დამდგარი შრეების გასწვრივ მუქი (დაჩრდილული) ზოლი ჩნდება (ნახ. IV.7).

რიგ შემთხვევაში რელიეფის მორფოლოგია იძლევა ნაოჭის გაშიფვრის საშუალებას: თუ ანტიკლინის ღერძულ ნაწილში მდგრადი ქანები შიშვლდება, ჩნდება ამაღლება, რომლის მორფოლოგია ზუსტად იმეორებს ნაოჭის აგებულებას, სინკლინს კი შეესაბამება ფართოფსკე-



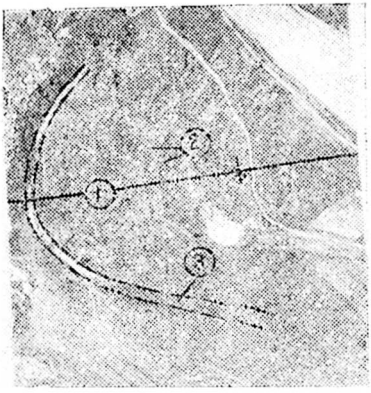
ნახ. IV.7. ფლექსურა.

მთავრის ვულკანოგენურ წყებას — 1 მიჰყვება ზედაცარცულ-პალეოცენური კირქვები — 2, რომლებშიც განვითარებულია ღრმა ხეობები — 3 და კარსტული ძაბრები — 4. ციცაბოდ დახრილი კირქვები — 5 იღებენ ვერტიკალურ დახრას — 6, ხოლო შემდეგ მეტად დამრეცი ხდებიან — 7. კარსტი კირქვებში — 8.

რიანი დადაბლება. ორი მეზობელი კუესტის ერთმანეთისაკენ მიმართულ ციცაბო ფერდობებს შორის გადის ანტიკლინი, ხოლო დამრეც ფერდობებს შორის — სინკლინი.

ორშვიათ შემთხვევაში მეოთხეული ნალექების ზედაპირზე მოჩანს (ისევე, როგორც ლინოლიუმის საფარზე იატაკის უსწორმასწორობანი) ძირითადი ქანების შესაბამისი ზოლები, რომელთა კონფიგურაცია (ნახ. IV.8) სტრუქტურების დადგენის საშუალებას იძლევა.

რღვევითი სტრუქტურების გაშიფვრა. აეროფოტომეთოდი ითვლება დიზუნქტიური დისლოკაციების დადგენის ეფექტურ საშუალებად. იმის გამო, რომ რღვევებს მეტ-ნაკლებად სწორხაზოვანი გავრცელება აქვთ და შეხებაში მოჰყავთ სხვადასხვა შემადგენლობისა და მდგრადობის ქანები აეროსურათზე შეიმჩნევა ხაზოვანი ელემენტების განლაგება ერთი სწორი ხაზის გასწვრივ (ნახ. IV.9. 10). რღვევის ზოლში ქანების დამსხვრევას ხშირად თან სდევს მეორადი სახეცვლა, ძარღვული სხეულების შემოჭრა და სხვა, რაც აეროსურათზე მუქი ან ღია ფოტოტონის მქონე ხაზების (ზოლების) სახით მოჩანს (ნახ. IV.10).



ნახ. IV.8. სინკლინი ფართო შლილ გულით — 1. მეოთხეულის საფარქვეშ მოჩანს ცალკეული შრეების გამოსავლები — 2 რკალურად მოღუნული ზოლების სახით, რომლებიც იმეორებენ ქვიშაქვის გამოსავლების — 3 კონფიგურაციას.

აეროსურათზე დამრეც და შრეებრივობის პარალელურ დიზიუნქტივებზე უკეთ იშიფრებიან ირიბი და ნებისმიერი მიმართულების ვერტიკალური რღვევები. დიდი რეგიონალური რღვევა ხასიათდება მის გასწვრივ ფოტოგამოსახულების მკვეთრი ცვლით. ხშირად შეიმჩნევა ორი სხვადასხვა შემადგენლობის წყების უშუალო შეხება. კავკასიონის მთავარი შეცოცების აღსახველ სურათზე (ნახ. IV.9) ჩანს ნაცრისფერი ფოტოტონის სუსტადზოლებრივი კრისტალური ფიქლების დამრეცი ტექტონიკური კონტაქტი შავი ფოტოტონისა და ზოლებრივი ფოტოგამოსახულების ქვედალიასურ ფიქლებთან. კონტაქტის ხაზი თანხვდება რელიეფში მკვეთრად გამოსახულ საფეხურს. რღვევის ხაზი უფრო ხშირად ამოიცნობა სწორხაზოვანი ხეობების გაგრძელებაზე მკვეთრად გამოხატული უნაგირების გაჩენით და ფერდობებზე დადაბლებების ან ხრამების არსებობით. კარგი გამიშვლების პირობებში ჩანს შრეების გაწყვეტა ან სტრუქტურული უთანხმოება — სხვადასხვა მიმართების მქონე შრეების კონტაქტი.

ნაპრალები და მათი სისტემები აეროსურათებზე მკაფიოდ ჩანს მდგრად ქანებში — მუქი ან ღია ფერის ხაზოვანი ელემენტების სახით (ნახ. IV.1, 10, 11, 12), რომლებიც ერთმანეთს დაახლოებით 45° ან მართი კუთხით კვეთენ, ან ურთიერთპარალელური არიან. სურათების სტერეოსკოპული განხილვისას ამ ხაზებს შეესაბამება ვიწრო და ღრმა ხევები (ნახ. IV.11, 12) ან კლდოვანი კედლები. ურთიერთმართობი ნაპრალებიდან ერთი გასწვრივია და მიუყვება მიმართებას, მეორე (განივი) — დაქანებას. კირქვებში განივი ნაპრალები ხშირად გამშიფრავ ნიშნად გვევლინება. ნაპრალების გასწვრივ შეიმჩნევა კარსტული ძაბრების დაჯგუფება. აეროსურათებზე იშიფრება სხვადასხვა გამწეობის მქონე ნაპრალები. ხშირად ისინი კვეთენ სხვადასხვა წყებებს და ნაოჭებსაც კი (ნახ. IV.1). გამწე ნაპრალის გარჩევა რღვევისაგან ძნელია; ხშირად კი ნაპრალი უკეთაა ასახული, ვიდრე დიდი მასშტაბის რღვევა, ამიტომ გაშიფვრის შედეგი ველზე უნდა

ნახ. IV.9. კავკასიონის მთავარი შეცოცება.

ღია ნაცრისფერი ფოტოტონის მქონე კრისტალური ფიქლების — 1 და მუქი ნაცრისფერი ასპიდური ფიქლების — 3 შეხების ხაზი — 2 შეესაბამება მთავარ შეცოცებას, რომელიც რელიეფშიც მკვეთრადაა გამოსახული. ლიასურ ფიქლებში ქვიშაქვის შუაშრეები — 4 ვიწრო ღია ფერის ზოლების სახით ჩანან. რღვევის ზოლების — 5 გასწვრივ ლაგდებიან მკვეთრად გამოხატული უნაგირები და ღრმად ჩაკრილი სწორხაზოვანი ხეობები. ხეობების ფსკერზე მოჩანს თანამედროვე მყინვარების ნალექები: შუბლის — 6, გვერდითი — 7 მორენები. აგრეთვე, მორენულ-ფლუვიოგლაციალური — 8 და ფლუვიოგლაციალური — 9 დანაგროვები.

შემოწმდეს. როგორც საველე შემოწმებამ ცხადყო, აეროსურათზე გამოყოფილ ნაპრალს ბუნებაში შეესაბამება ამავე მიმართულების ნაპრალთა სისტემა.

ეფუზიური სხეულების გაშიფვრა. შიგაფორმაციული განფენები ისევე გაიშიფრება, როგორც შრეები. ისინი მონაწილეობას იღებენ დანაოჭებაში. მათ ახასიათებს მკვეთრად გამოხატული შრეებრივი ფორმა, ღრმა დანაწევრება, კლდოვანი რელიეფი და შედარებით ღია ფოტოტონი დიდი არეკვლითი უნარის გამო (ნახ. IV.3).

ახალგაზრდა ეფუზიევების შესწავლისათვის აეროფოტომეთოდი

ნახ. IV.10. რღვევები.

შუაეოცენური ვულკანოგენური წყება — 1 ხასიათდება ზოლებრივი ფოტოგამოსახულებით. ტუფობრექჩიების შუაშრე — 2 შედარებით ღია ფოტოტონით და კლდოვანი რელიეფით გამოიყოფა. რღვევებს და ნაპრალებს — 3 შრეებრივობის გამკვეთი, მუქი ფერის ზოლები შეესაბამებიან.

იძლევა მრავალფეროვან ინფორმაციას მათი გავრცელების, ამოფრქვევის ცენტრების, ცალკეული ნაკადების, ლავის მოძრაობის დინამიკის და ზოგჯერ ვულკანური აპარატის ფორმების შესახებ. მაგალითად IV.13 ნახაზზე მკაფიოდ ჩანს ლავების სამი ნაკადი. მესამე ნაკადის კიდეს, რომელიც თეთრი ზოლის სახით ჩანს, ფარავს წიდისგან აგებული კონუსის ფუძე. უკანასკნელზე მორგებულია ბრექჩიული ლავების დანაზვინი, რომელიც მუქი ნაცრისფერი ფოტოტონით ხასიათდება. მოგვიანებით ამონთხეული ლავა ჩრდილოეთით გადაედინება და იძლევა ხეობის ტიპის ნაკადს მკვეთრად გამოხატული ციცაბო კიდით, კიდის გასწვრივი და გარდიგარდმო ამაღლებებით. ამონთხევა დამთავრდა კრატერში „პელეს ნემსის“ ტიპის შვერილის გაჩენით.

ნახ. IV.11. ნაპრალები ლიასურ ფიქლებში.
ნაპრალები — 1; მცირე ამპლიტუდის მქონე რღვევები — 2.

ნახ. IV.12. სინკლინი ფლიშურ ნალექებში. კარგად გამოიყოფა ლითოლოგიური სახესხვაობანი:

მერგელები (კომერიჯული) — 1, სქელშრეებრივი კირქვები (ოქსფორდული) — 2, შრეებრივი კირქვები (ტიტონური) — 3, მერგელებისა და კირქვების მორიგეობა (ქვედაცარცული) — 4, მეოთხეული ნალექები — 5, სინკლინური ნაოჭი — 6, ყირაზე დამდგარი ჩრდილო და დამრეცი სამხრეთი ფრთით, ნაპრალთა სისტემა — 7.

აეროსურათზე ხშირად ჩანს რღვევები, რომელთა გასწვრივ ლავდება ამოფრქვევის ცენტრები.

ინტრუზული სხეულების გაშიფვრა მთელ რიგ შემთხვევებში დიდი დამაჯერებლობით ხერხდება. ინტრუზიები, როგორც წესი, იძლევიან დადებით კლდოვან ან ღრმად დანაწევრებულ რელიეფს. კარგად გაშიშვლებულ უბნებზე შეიმჩნევა ნაპრალთა ურთიერთვადამკვეთი სისტემები, რომლებიც თავისებურ უჯრედოვან ფოტოგამოსახულებებს იძლევიან (ნახ. IV.14). მცირე ზომის ინტრუზიები ან მათი ფაციალური სახესხვაობები შემცველ ქანებზე უფრო მდგრადები არიან და წარმოშობენ ამაღლებებს, რომელთა მორფოლოგია შეესაბამება ინტრუზიის ფორმას. აეროსურათზე აისახება აგრეთვე გამკვეთი და შრე ძარღვები. ისინი ქმნიან საფეხურებს, ვიწრო, გამძლე მაღლობებს და ხშირად აქვთ შემცველ ქანებზე უფრო მუქი ფოტოტონი (ნახ. IV.3).

საველე დაკვირვების ექსტრაპოლაცია, ინტერპოლაცია და ინტერპრეტაცია. საველე და კამერალურ პერიოდში საჭირო ხდება სხვადასხვა უბანზე აღწერილი თანაფარდობების ურთიერთდაკავშირება (ინტერპოლაცია) ან გავრცელება მეზობელ შეუსწავლელ უბანზე (ექსტრაპოლაცია). აეროსურათების დახმარებით ჩატარებული ინტერპოლაცია და ექსტრაპოლაცია საკმაოდ ზუსტ და სარწმუნო შედეგებს იძლევა, რადგან სტერეომოდელზე ხშირად ჩანს ის ცვლილებები, რომლებსაც ობიექტი განიცდის დაკვირვების წერტილებს შორის ან შესწავლილი უბნის გარეთ.

ნახ. IV.13. ახალგაზრდა ეულკანი.

I შავი მერგელების წყება. II ანდეზიტების ნაკადები. ცალკეული ნაკადები ხასიათდებიან ბორცვიანი რელიეფით — 1. განივი ზერგობებითა — 2 და დადაბლებებით — 3; აგრეთვე ნაკადის კიდის გასწვრივი საფეხურებითა — 4 და ამაღლებებით — 5. შლაკური კონუსი — 6 ხასიათდება გლუვი ფერდობებით, ბრექჩიული ლავების ნაზვინი — 7 კი მექი ფოტოტონით. ამოფრქვევის ცენტრი — 8 დგინდება კრატერში გაჩენილი შუბისებური მწვერვალით. ნაკადის მიერ ბდინარის შეტბორება გამოსახულია მეოთხეული ნალექების — 9 დიდ ფართზე დაგროვებით. ნათლად ჩანს ბოლო ნაკადის წყალგამყოფის — 10 ჩრდილოეთით გადადინება. საფეხურებრივი განლაგებით გამოიყოფა ოთხი, ერთმანეთის მომყოლი ნაკადები—11, 12, 13 და 14. თეთრი ფერის ლაქა — 15 შეესაბამება ტრავერტინის ქერქს, რომელიც მინერალური წყლის გამოდინების ადგილზეა გაჩენილი.

ნახ. IV.14. შუაიურული გრანიტული მასივი.

გრანიტი — 1; გრანიტ-პორფირული ,სხეული — 2; ურთიერთმართობი და დიაგონალურ ნაპრალთა სისტემა — 3.

გაშიფვრის შედეგად მიღებული ფაქტობრივი და აზრობრივი ინფორმაციის გათვალისწინება ხშირად საშუალებას იძლევა სწორი ინტერპრეტაცია მივცეთ საველე დაკვირვებების მონაცემებს, დავადგინოთ შესასწავლ ობიექტებს შორის არსებული რეალური თანაფარდობები და განვსაზღვროთ მათი მნიშვნელობა.

არსებული სტრუქტურული მასალის შემოწმება და დაზუსტება ხდება გაშიფვრის შედეგებთან მისი შედარებით და საეჭვო უბნების ხელახალი გაშიფვრით. შესწორებულ რუკაზე დაიტანება ის ელემენტები, რომლებიც გაშიფვრის შედეგებმა დაადასტურეს, რომელთა გაშიფვრის სისწორე ეჭვს არ იწვევს და ის ცნობილი სტრუქტურები, რომელთა არსებობას გაშიფვრის მონაცემები არ ეწინააღმდეგება. იმ შემთხვევაში, თუ გაშიფვრის შედეგები უარყოფენ არსებულ მონაცემებს, მაგრამ არ იძლევიან რეალური თანაფარდობის დადგენის საშუალებას, საჭირო ხდება საველე სამუშაოების ჩატარება.

სტატისტიკური მეთოდები სტრუქტურულ გეოლოგიაში (სტრუქტურული ანალიზი)

სტატისტიკური მეთოდი ეწოდება კვლევის მეთოდს, რომელიც ობიექტთა ამა თუ იმ სიმრავლის შესახებ არსებული სტატისტიკური მონაცემების განხილვას ეყრდნობა. სტატისტიკური მონაცემები იძლევა ცნობებს ობიექტთა სიმრავლის შესახებ, რომელთაგან თითოეულს ესა თუ ის თვისება ან თვისებათა კომპლექსი გააჩნია.

სტატისტიკური მეთოდები ამჟამად ცოდნის სრულიად სხვადასხვა სფეროში გამოიყენება. სტრუქტურული გეოლოგიისათვის სტატისტიკა დამხმარე დისციპლინაა და მრავალრიცხოვანი სტრუქტურული მონაცემების ანალიზის და ინტერპრეტაციის საშუალებას იძლევა. ამ შემთხვევაში სტატისტიკური მეთოდის გამოყენების საფუძველს წარმოადგენს გარკვეული გეომეტრიული ფორმების სივრცობრივი მდებარეობის განსაზღვრა უშუალო გაზომვის საშუალებით. კერძოდ, ეს არის, ერთის მხრივ, სიბრტყითი სტრუქტურული ელემენტები (მაკროსკოპული სტრუქტურებისათვის — შრევებრივობის, დაფექლების, ნაპრალების, კლივაჟის ან რღვევების სიბრტყეები, მიკროსკოპული სტრუქტურებისათვის — მინერალთა ტკეჩვადობის და შემრჩობლების სიბრტყეები) და, მეორეს მხრივ, წრფივი სტრუქტურული ელემენტები—ნაოჭთა ღერძები. სხლეტვის ხაზები რღვევის სიბრტყეზე და სხვა, ხოლო მიკროსტრუქტურებში — მინერალთა ოპტიკური ღერძები.

აღნიშნული სტრუქტურული ელემენტები სივრცეში სხვადასხვანაირადაა ორიენტირებული და ამიტომ მათ ურთიერთგანლაგებაში კანონზომიერების დადგენა საკმაოდ რთული ამოცანაა. რაც მეტია მონაცემთა, ე. ი. გაზომილ ელემენტთა რიცხვი, მით უფრო მკაფიოდ ვლინდება სტრუქტურისთვის დამახასიათებელი კანონზომიერი მიმართულებები და ბათილდება შემთხვევითი გადახრების მნიშვნელობა.

სტრუქტურულ გეოლოგიაში მიღებულია საერთოდ სტატისტიკაში არსებული კვლევის თანამიმდევრობა: სტატისტიკური დაკვირვება (აღწერა), სტატისტიკური დაჯგუფება (გამდიდრება), სტატისტიკური გამოსახვა, ანალიზი და ინტერპრეტაცია.

1. სტატისტიკური დაკვირვება

სტატისტიკური დაკვირვება, ანუ სტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი მდებარეობის განსაზღვრა სტრუქტურულ გეოლოგიაში ხდება, ერთის მხრივ, მიწის ზედაპირზე და სამთო გამონამუშევრებში

სამთო კომპასის საშუალებით და, მეორეს მხრივ, მიკროსკოპის ქვეშ, გეოგრაფიული კოორდინატების მიმართ ორიენტირებულ შლიფებში, ფიოდოროვის მაგიდის დახმარებით.

მაკროსკოპული სტრუქტურული ელემენტების შესწავლის დროს მხედველობაში მიიღება აგრეთვე მათი სხვა თვისებებიც, კერძოდ, ტექტონიკური ზედაპირების მორფოლოგია და მათ მიმართ გადაადგილების ხასიათი, ნაპრალების გახსნის ხარისხი და მათში მინერალიზაციის ან წყლის არსებობა და სხვა. ამრიგად, ზოგიერთ შემთხვევაში, სტრუქტურულ გეოლოგიაში ხდება მიმართულებათა და თვისებათა სტატისტიკის კომბინირებული გამოყენება.

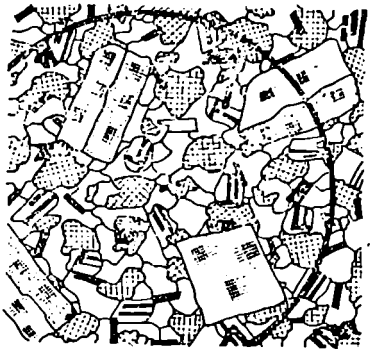
ველზე სტატისტიკური დაკვირვების ჩასატარებლად თავიდანვე აუცილებელ პირობას წარმოადგენს, დასმული ამოცანიდან გამომდინარე, შემოიფარგლოს დაკვირვების უბანი და მასში დაკვირვების წერტილთა რაოდენობა და განაწილება.

მაგალითად, ტექტონიკური რღვევის მიმართულების დასადგენად, შესაძლოა საკმარისი აღმოჩნდეს ერთი გაშიშვლების ფარგლებში გაზომილ სიდიდეთა სტატისტიკური დამუშავება, მაშინ, როდესაც მიწის ქერქის რომელიმე დანაოჭებულ უბანზე ნაოჭთა ღერძების გაბატონებული მიმართულების გასარკვევად, საჭირო იქნება მრავალ წერტილში, რამდენიმე კვადრატული კილომეტრის ფართობზე, შრეებრივობის ზედაპირების განლაგების ელემენტების განსაზღვრა.

სტატისტიკური დაკვირვებისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ჰომოგენური, ანუ სტრუქტურულად ერთგვაროვანი უბნების გამოყოფას, რომლებიც ერთმანეთისაგან განცალკევებულად უნდა შევისწავლოთ. სტრუქტურათა ჰომოგენურობის საკითხი ქვემოთ რამდენიმე კონკრეტულ მაგალითზე არის გარჩეული.

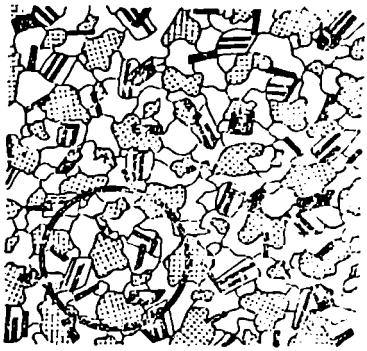
V.1 ნახაზზე მოცემულ მიკროსტრუქტურის მაგალითში კარგად ჩანს გრანიტის ცალკეული მარცვლების არაორიენტირებული და თანაბარი განაწილება მათი ფორმისა და სიდიდის თვალსაზრისით. გრანიტის ეს უბანი ჰომოგენურია. მასში შეიძლება გამოიყოს გარკვეული სიდიდის უბანი, რომლის ნებისმიერი მიმართულებით გადაადგილება არ იწვევს მთელი სტრუქტურის შეცვლას. ასეთ უბანს მინიმალური ზომის შენაცვლებადი უბანი ეწოდება. ის მოიცავს მთელი სტრუქტურისათვის დამახასიათებელ ყველა ელემენტს და თავის მხრივ ჰომოგენურია.

V.2 ნახაზზე ნაჩვენებია გრანიტპორფირი, რომლის სტრუქტურა აგრეთვე არაორიენტირებულია, მაგრამ ხასიათდება მარცვალთა მკაფიოდ განსხვავებული ზომით. ამ თვალსაზრისით ეს სტრუქტურა არაჰომოგენური, ანუ ჰეტეროგენულია. აქედან გამომდინარე, ჰომოგენურობის ხარისხს, გარკვეული სახით, შეიძლება კვლევის მიზანიც გან-



ნახ. V.1. გრანიტის (კვარცი, მიკროკლინი, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი) მიკროტრუქტურა.

მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით სტრუქტურა ჰომოგენურია. წრეხაზით შემოსაზღვრულია მინიმალური ზომის შენაცვლებადი უბანი (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

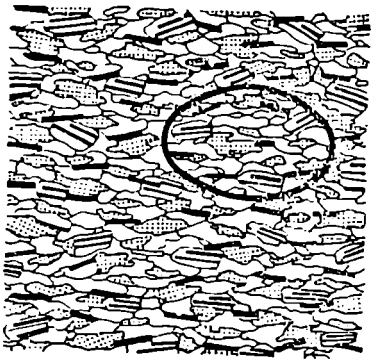


ნახ. V.2. გრანიტპორფირის მიკროსტრუქტურა.

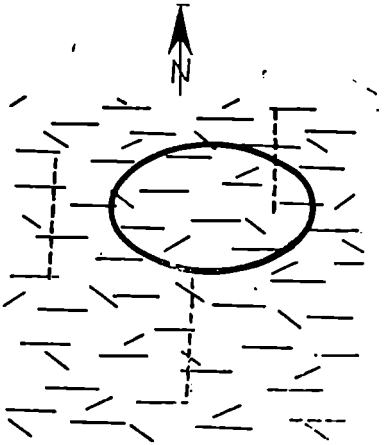
მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით სტრუქტურა ჰეტეროგენულია. მინიმალური ზომის შენაცვლებადი უბანი აღემატება სტრუქტურის მთელი გამოსახული უბნის ნახევარს (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

საზღვრავდეს. მაგალითად, თუ გაშიშვლებაში, რომელიც წარმოდგენილია ქვიშაქვების და თიხების მორიგეობით, საჭიროა დავადგინოთ ნაპრალების განლაგება სივრცეში, მაშინ ის შეიძლება ჰომოგენურად მივიჩნიოთ. მაგრამ, თუ გვაინტერესებს ამავე ნაპრალების რაოდენობრივი განაწილება ამავე გაშიშვლებაში, მაშინ ის არ შეიძლება ჰომოგენურად ჩაითვალოს, ვინაიდან ნაპრალების რაოდენობა ქვიშაქვებში და თიხებში სხვადასხვა იქნება. აგრეთვე, მაგალითად, ნაოჭის ღერძის დადგენისთვის ნაოჭი შეიძლება განვიხილოთ როგორც მთლიანი, სტრუქტურულად ჰომოგენური ერთეული. მაგრამ, თუ კვლევის მიზანს წარმოადგენს ნაოჭის აგებულების გარკვევა, მაშინ, საჭიროა მისი დანაწევრება ცალკეულ ჰომოგენურ უბნებად.

V.3 ნახაზზე ნაჩვენებია გრანიტგნეისის ჰომოგენური სტრუქტურა მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით. მაგრამ, ეს უკანასკნელი, V.1 ნახაზზე ნაჩვენები სტრუქტურისაგან განსხვავებით, ხასიათდება მკაფიოდ გამოხატული ანიზოტროპიით, რაც გამოწვეულია ფორმის მიხედვით ანიზოტროპულ მინერალთა პარალელური ორიენტაციით. ამიტომ გარკვეული მცირე შესასწავლი უბნის ნებისმიერი გადაადგილება აქ შეუძლებელია. შესასწავლი უბანი შეიძლება გადა-



ნახ. V.3. გრანიტგნეისის მიკროსტრუქტურა. მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით სტრუქტურა ანიზოტროპულ-ჰომოგენურია ელიფსით შემოსაზღვრული მინიმალური ზომის ჰომოგენური უბანი შენაცვლებადია მხოლოდ ტრანსლაციის (პარალელური გადაადგილების) ან 180°-ით შემობრუნების გზით (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).



ნახ. V.4. ტექტონიკურ რუკაზე ნაოჭთა ღერძების განაწილების მიხედვით (მიმართებები — 90°, 60° და 300°) გამოსახული უბანი ანიზოტროპულ-ჰომოგენურია. მაგრამ, თუ მხედველობაში მივიღებთ აგრეთვე ნაოჭთა ღერძებს, რომელთა მიმართება მერიდიანულია, მაშინ ეს უბანი ჰეტეროგენული იქნება (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

ვაადგილოთ მხოლოდ პარალელურად (ტრანსლაცია) ან შემოვაბრუნოთ 180°-ით.

აქედან გამომდინარე ჰომოგენურ სტრუქტურათა შორის უნდა გავარჩიოთ აგრეთვე იზოტროპული და ანიზოტროპული ჰომოგენურობა. V.4 ნახაზზე მოცემულია ნაოჭთა ღერძების განლაგება ტექტონიკური რუკის გარკვეულ უბანზე. სტრუქტურულ ელემენტთა ფორმის მიხედვით ანიზოტროპიის გამო ეს სტრუქტურა ანიზოტროპულ-ჰომოგენურია. ნაოჭთა ღერძებს აქვთ განედური, ჩრდილო-აღმოსავლეთური და ჩრდილო-დასავლეთური მიმართებები. მაგრამ, თუ მხედველობაში მივიღებთ, აგრეთვე შედარებით დამორჩილებულ მერიდიანულ მიმართულებას, მაშინ სტრუქტურა ამ უბანზე ჰეტეროგენული იქნება.

ამ მაგალითებიდან გამომდინარე შეიძლება ვთქვათ, რომ შესასწავლი სტრუქტურა გარკვეული სტრუქტურული ელემენტის მიმართ ჰომოგენურია, თუ მის ფარგლებში ცალკეული უბნების (ნაწილების) ურთიერთშენაცვლება არ იწვევს მთელი სტრუქტურის შეცვლას. ცალკეული ნაწილების მინიმალური ზომის შენაცვლებადი უბანი ჰომოგე-

ნურობის მასშტაბს წარმოადგენს. თუ ყველაზე მცირე, ზღვრული შენაცვლებადი ნაწილის სიდიდე აღემატება სტრუქტურის მთელი განსახილველი უბნის ნახევარს, მაშინ სტრუქტურის ეს უბანი უკვე ჰეტეროგენულია (ნახ. V.2). რაც უფრო მცირეა სტრუქტურის ურთიერთშენაცვლებადი ნაწილები, მით უფრო ჰომოგენურია სტრუქტურულ ელემენტთა განაწილება სტრუქტურის განსახილველ უბანზე.

სტრუქტურულ გერლოგიაში სტატისტიკური აღწერის დროს, გარდა ზემოთ აღნიშნულისა, მხედველობაშია მისაღები აგრეთვე დაკვირვების დროს წარმოშობილი ზოგიერთი შესაძლებელი შეცდომა, კერძოდ საველე დაკვირვების დროს ის ზედაპირები, რომლებიც გაშიშვლების სიბრტყის პარალელურია, შეიძლება ნაკლები რაოდენობით აღირიცხოს და მათ სიხშირეზე მცდარი წარმოდგენა შეგვექმნას. ამ შეცდომის თავიდან აცილების მიზნით, თუ არ არსებობს გაშიშვლების სხვა კვეთში მათზე დაკვირვების საშუალება, აღნიშნულ ზედაპირებს შეიძლება მეტი მნიშვნელობა მივანიჭოთ, ე. ი. ჩავთვალოთ, რომ გავზომეთ არა ერთი, არამედ რამდენიმე ასეთი მდებარეობის ზედაპირი. საერთოდ, ტექტონიკური ზედაპირების „მნიშვნელობის ხარისხის“ განსაზღვრა სტატისტიკური დაკვირვების დროს აუცილებელ პირობას წარმოადგენს, ვინაიდან სხვადასხვა ზომის ტექტონიკურ ზედაპირებს, ბუნებრივია, სხვადასხვა მექანიკური მნიშვნელობა გააჩნია. ამის გამო, წინასწარ შერჩეული „მნიშვნელობათა ხარისხის“ სქემის მიხედვით, საჭიროა სტატისტიკური დაკვირვების დროს ერთმანეთისაგან გავარჩიოთ უფრო „წონადი“ და ნაკლებად „წონადი“ ტექტონიკური ზედაპირები. შეძლებისდაგვარად მხედველობაში უნდა მივიღოთ აგრეთვე ამ ზედაპირების გასწვრივ გადაადგილების მასშტაბიც. მაგალითისთვის ტექტონიკური ზედაპირების „მნიშვნელობათა ხარისხის“ სქემას შეიძლება შემდეგი სახე ჰქონდეს:

მნიშვნელობის ხარისხი	გამოსავლის სიგრძე სმ-ში	გადაადგილების მასშტაბი სმ-ში
1	0—10	0
2	11—100	0
3	11—100	1
4	11—100	2—5
5	101—300	6—10
6	101—300	11—15

იმისდა მიხედვით, თუ როგორია კონკრეტული შესასწავლი სტრუქტურა, ეს სქემა შეიძლება უფრო მარტივი ან უფრო დეტალურიც იყოს.

სტატისტიკური კვლევისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს არა მხოლოდ საკმაო რაოდენობის საწყისი მონაცემების მოპოვებას, არამედ მათ საიმედოობასაც. ცნობილია, რომ სამთო კომპასით და კლინომეტრით სტრუქტურული ელემენტების მდებარეობის განსაზღვრისას დაკვირვების სიზუსტე ±5° აღწევს. განსაკუთრებით არაზუსტია მცირედ დაქანებული სიბრტყეების განლაგების ელემენტების განსაზღვრა. მიწისქვეშა გაზომვების დროს შესაძლოა არსებობდეს სისტემატური შეცდომის გამომწვევი სხვა წყაროებიც: რკინის სამაგრები, ელექტროკაბელი, სატრანსპორტო საშუალებანი და სხვ. კომპასის ისრის გადახრა შეიძლება გამოიწვიოს აგრეთვე ფუძე და ულტრაფუძე ამონთხეულმა ქანებმა და მაგნეტიტურმა გამადნებამ. გაზომვის პროცესში წარმოშობილი შემთხვევითი და არასისტემატური შეცდომების მნიშვნელობა ძლიერ მცირდება გაზომვების საკმაო რაოდენობის დროს. მაგრამ, მძლავრი მაგნიტური ველის არსებობის შემთხვევაში საჭიროა შესაბამისი შესწორების შეტანა გეოდეზიურ პოლიგონომეტრიულ ბადესთან მიბმის საშუალებით. ბუნებრივია, რომ სამთო კომპასით გაზომვების დროს მხედველობაში უნდა მივიღოთ საკვლევ რაიონში მაგნიტური მიხრილობის სიდიდე.

მიკროსტრუქტურული ანალიზის დროს სტატისტიკური დაკვირვების სიზუსტე დამოკიდებულია ძირითადად საკვლევი მინერალების თავისებურებებზე. განსხვავებით კარბონატებისგან მეტი სიზუსტის მიღწევა შეიძლება ქარსის კრისტალების შედარებით სრულყოფილი ტკეჩვადობის გაზომვის დროს. ნაკლებად ზუსტია გაზომვები ძალიან წვრილ მარცვლებში. ოპტიკური ღერძების მდებარეობის დადგენა უფრო ზუსტია მაღალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებისათვის, რადგან მათი ინტერფერენციული შეფერვა მაღლდება ღერძის პარალელური მდგომარეობიდან ოპტიკური ღერძის მცირე გადახრის შემთხვევაში. დაბალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებში ძნელია მაქსიმალური ჩაქრობის მდგომარეობის დადგენა. კარბონატებზე დაკვირვების დროს გარკვეული სიძნელე შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე იმ შემთხვევაში, როდესაც ზოგიერთ მარცვალში ან არ შეიმჩნევა ტკეჩვადობის და შემრჩობლების სიბრტყეები, ანდა ეს სიბრტყეები შლიფის სიბრტყესთან ძლიერ მახვილ კუთხეს ქმნიან (30°—35°-ზე ნაკლებს) და ამის გამო არ იზომებიან. ამასთან დაკავშირებით საჭირო ხდება მოცემული შლიფის მიმართ მართობული შლიფის გამოთლა და მასში იმავე კრისტალოგრაფიული ელემენტების სტატისტიკური გაზომვების ჩატარება.

საველე სტატისტიკური მონაცემების დამუშავებისათვის არსებითი მნიშვნელობა აქვს ამ მონაცემების მკაფიო სახით წარმოდგენას. ამი-

სათვის, საჭიროა წინასწარ შემუშავდეს გარკვეული შემოკლებული აღნიშვნები სხვადასხვაგვარი სტრუქტურული ელემენტებისათვის. მაგალითად:

შრ. — შრეებრივობის სიბრტყე
ფქ. — ფიქლებრივობის სიბრტყე
კლ. — კლივაჟის სიბრტყე
ნპ — ნაპრალის სიბრტყე
რღ. — რღვევის სიბრტყე

შეძლებისდაგვარად უნდა ვუჩვენოთ ნაპრალის გენეზისი და რღვევის ხასიათიც.

სნპ — სხლეტვის ნაპრალი
ბნპ — მოწყვეტის ნაპრალი
გნპ — გასრესვის ნაპრალი
შს — შესხლეტვა
ნს — ნასხლეტი
ნწ — ნაწევი

სპეციალური აღნიშვნაა აგრეთვე საჭირო გაურკვეველი და არატექტონიკური წარმოშობის გამყოფი ზედაპირებისათვის და წრფივი სტრუქტურული ელემენტებისათვის. მაგალითად:

გზ — გაურკვეველი წარმოშობის ზედაპირი
აზ — არატექტონიკური წარმოშობის ზედაპირი
სკ — სხლეტვის კვალი
შფ — შრეებრივობის და ფიქლებრივობის სიბრტყეების გადაკვეთის ხაზი.

ტექტონიკური ზედაპირების მნიშვნელობის ხარისხი, როგორც ადრე იყო აღნიშნული, გამოიხატება ციფრებით.

ამ აღნიშვნების გვერდით უნდა მივუთითოთ სტრუქტურულ ელემენტთა განლაგების ელემენტები და აგრეთვე მათი სხვა თვისებებიც: ტექტონიკური ზედაპირების მორფოლოგია, მათ გასწვრივ გადაადგილების სიდიდე, სხლეტვის კვლის (ხაზების) დაძირვის მიმართულება და კუთხე, ნაპრალების გახსნის ხარისხი და მათში მინერალიზაციის ნიშნების ან წყლის არსებობა და სხვ.

ქვემოთ მაგალითისათვის მოყვანილია საველე სტატისტიკური დაკვირვების შემდეგი ჩანაწერი:

26. VIII. 1973.....

გაშიშვლება № 27, სიგრძე — 25 მ, სიმაღლე — 30 მ. გაშიშვლების სიბრტყის მიმართება — 60—70°.

სტრატიგრაფიული მდებარეობა: პალეოცენ-ქვედა ეოცენი.

სტრუქტურული მდებარეობა: მეორე რიგის ნაოჭი ბორჯომის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში.

ქანების რაობა: კარბონატული თიხების და ქვიშაქვების მორიგეობა. გაზომილი სტრუქტურული ელემენტები [1].

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზიმუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
ჩრდილო ფრთა:			
	შრ	10/65	
1	შრ	7/68	
	შრ	10/70	
10	რღ	188/50	სკ დაქანების გასწვრივ
7	რღ	196/26	სკ დაქანების გასწვრივ
7	რღ	194/45	სკ დაქანების გასწვრივ
7	რღ	195/55	სკ დაქანების გასწვრივ
7	შს	180/42	სკ დაქანების გასწვრივ
7	რღ	155/28	სკ დაძირულია სამხრეთისაკენ 45°
7	შს	170/47	სკ დაქანების გასწვრივ
10	რღ	194/53	სკ დაქანების გასწვრივ
10	რღ	188/55	სკ დაქანების გასწვრივ
3	ნპ	176/50	
2	ნპ	184/44	
2	ნპ	180/40	
3	ნპ	195/48	
2	ნპ	170/35	
3	ნპ	194/48	
2	ნპ	230/65	
1	ნპ	220/80	
1	ნპ	210/75	
2	ნპ	225/80	
2	ნპ	222/78	
2	ნპ	210/70	
2	ნპ	224/85	
3	ნპ	215/60	
3	ნპ	225/62	
1	ნპ	235/65	
2	ნპ	235/60	
3	ნპ	228/80	
2	ნპ	140/80	
1	ნპ	138/75	
1	ნპ	125/80	
1	ნპ	135/85	
1	ნპ	132/90	
3	ნპ	130/90	
1	ნპ	120/45	
1	ნპ	130/45	
1	ნპ	125/40	
2	ნპ	115/60	
2	ნპ	110/70	
2	ნპ	130/50	
2	ნპ	128/48	
1	ნპ	145/35	
1	ნპ	100/75	
1	ნპ	105/80	

[1] ტექტ. ზედაპირების მნიშვნელობის ხარისხი განსაზღვრულია ზემოთ მოყვანილი მნიშვნელობათა ხარისხის სქემით.

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზიმუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
2	ნ3	115/65	
2	ნ3	125/50	
2	ნ3	128/50	
3	ნ3	122/55	
3	ნ3	120/52	
3	ნ3	126/50	
1	ნ3	126/54	
2	ნ3	158/40	
2	ნ3	155/35	
2	ნ3	160/35	
1	ნ3	190/35	
2	ნ3	195/30	
2	ნ3	210/30	
2	ნ3	230/40	
2	ნ3	240/45	
3	ნ3	250/50	
2	ნ3	248/45	
2	ნ3	245/45	
3	ნ3	240/30	
2	ნ3	245/30	
2	ნ3	230/35	კალციტი
2	ნ3	210/30	
3	ნ3	235/50	კალციტი
2	ნ3	235/40	
3	ნ3	255/50	
2	ნ3	260/65	
2	ნ3	260/60	
3	ნ3	250/45	
2	ნ3	252/40	
2	ნ3	230/38	
2	ნ3	230/35	
3	ნ3	234/40	
2	ნ3	235/45	
10	რ9	355/35	
3	ნ3	10/45	
3	ნ3	15/45	
3	ნ3	15/40	
2	ნ3	5/50	
3	ნ3	0/45	
2	ნ3	0/60	
3	ნ3	20/40	
3	ნ3	20/50	
3	ნ3	15/55	
2	ნ3	50/40	
3	ნ3	40/40	
2	ნ3	60/35	
2	ნ3	290/45	
2	ნ3	295/50	
2	ნ3	315/75	
2	ნ3	305/60	
2	ნ3	320/10	
2	ნ3	340/10	
2	ნ3	80/20	

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზიმუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
სამხრეთი ფრთა			
	შრ	170/30	
	შრ	180/35	
	შრ	185/35	
	შრ	185/28	
	შრ	175/25	
10	შს	5/48	სკ დაქანების გასწვრივ
7	რლ	10/55	„—„
3	ნპ	280/80	კალციტი (5 სმ)
3	ნპ	275/60	კალციტი (10 სმ)
3	ნპ	275/65	კალციტი (5 სმ)
3	ნპ	290/75	
3	ნპ	280/75	გახსნილი (10 სმ)
3	ნპ	285/75	
2	ნპ	275/80	გახსნილი (15 სმ)
3	ნპ	275/75	
7	შს	8/50	სკ ,დაქანების გასწვრივ
3	ნპ	175/55	
2	ნპ	180/60	
1	ნპ	180/50	
1	ნპ	190/55	
1	ნპ	185/65	
1	ნპ	105/40	
1	ნპ	195/35	
1	ნპ	200/60	
1	ნპ	200/55	
1	ნპ	200/50	
2	ნპ	190/40	
1	ნპ	205/50	
1	ნპ	205/60	
1	ნპ	170/45	
2	ნპ	165/50	
2	ნპ	160/70	
3	ნპ	225/60	
2	ნპ	230/80	
2	ნპ	230/90	
3	ნპ	235/80	
3	ნპ	240/75	
1	ნპ	238/60	
2	ნპ	215/50	
2	ნპ	220/80	
2	ნპ	210/60	
3	ნპ	210/65	
3	ნპ	205/80	
3	ნპ	200/85	
2	ნპ	195/75	
1	ნპ	196/80	
2	ნპ	205/60	
1	ნპ	210/75	
2	ნპ	290/70	
2	ნპ	300/80	
3	ნპ	300/70	
2	ნპ	290/85	
2	ნპ	330/70	
3	ნპ	310/70	

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზიმუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
2	ნ3	320/05	
3	ნ3	315/75	
1	ნ3	310/75	კალციტი
2	ნ3	295/80	
2	ნ3	325/60	
2	ნ3	320/60	
3	ნ3	320/75	
2	ნ3	310/65	
3	ნ3	310/75	
2	ნ3	318/65	
2	ნ3	318/70	
2	ნ3	315/68	
2	ნ3	315/60	კალციტი
2	ნ3	325/65	კალციტი
3	ნ3	325/70	
2	ნ3	320/70	
2	ნ3	345/65	
3	ნ3	348/70	კალციტი
2	ნ3	350/70	
2	ნ3	345/55	
3	ნ3	355/60	
2	ნ3	15/25	
3	ნ3	20/70	
3	ნ3	40/70	
3	ნ3	45/80	
2	ნ3	30/60	
2	ნ3	30/65	
3	ნ3	35/65	
3	ნ3	50/70	
3	ნ3	60/80	
2	ნ3	70/85	
2	ნ3	45/65	
3	ნ3	40/65	
3	ნ3	42/70	
2	ნ3	50/75	
2	ნ3	48/75	
3	ნ3	35/70	
3	ნ3	38/60	
2	ნ3	50/65	
3	ნ3	75/75	
2	ნ3	70/80	
3	ნ3	55/70	
2	ნ3	40/75	
3	ნ3	12/75	
2	ნ3	32/70	
2	ნ3	145/60	
3	ნ3	150/75	
2	ნ3	120/10	
2	ნ3	130/15	
1	ნ3	70/50	
2	ნ3	50/20	
2	ნ3	310/20	
2	ნ3	380/80	

2. სტატისტიკური დაჯგუფება (გამდიდრება)

სტატისტიკური კვლევისათვის გაზომილ სიდიდეთა საკმარის რაოდენობასთან ერთად საჭიროა „სტატისტიკური მასა“ წარმოვადგინოთ სტრუქტურულ ელემენტთა ცალკეული ერთგვაროვანი და ამავე დროს ცვალებადი ჯგუფების სახით. სტატისტიკური გამდიდრება სწორედ ამ ერთგვაროვანი ჯგუფების გამოყოფას გულისხმობს. ერთგვაროვან სტრუქტურულ ელემენტებს ერთი ან რამდენიმე საერთო ნიშანი აქვს. ერთგვაროვნების ცნებას, გარკვეული სახით, კვლევის მიზანი განსაზღვრავს. მაგალითად, ქანების გამძლეობის შესასწავლად სრულიად საკმარისია დავადგინოთ მათში ყველა გამყოფი ზედაპირის განლაგება სივრცეში, ისე, რომ ისინი გენეტურად არც განვასხვავოთ ერთმანეთისაგან. მაგრამ, უმეტეს შემთხვევაში, სტრუქტურული კვლევის დროს ამოცანა მოითხოვს ერთმანეთისაგან გამოვყოთ შრეებრივობის, ფიქლებრივობის, ნაპრალთა და რღვევის სიბრტყეები. ამ ცალკეულ, ერთგვაროვან ჯგუფებში სტრუქტურული ელემენტები განსხვავდება ერთმანეთისაგან სივრცობრივი მდებარეობით და ამრიგად, ამ თვალსაზრისით, ცვალებადია. სტატისტიკური გამდიდრების დროს, როგორც წესი, ცალკე გამოიყოფა შრეებრივობის სიბრტყეები, არატექტონიკური და ტექტონიკური ნაპრალები, მცირეამპლიტუდიანი რღვევები, კლივაჟის სიბრტყეები და სხვ. შეიძლება ამოცანამ მოითხოვოს გამოიყოს კიდევ უფრო მცირე ჯგუფებიც, კერძოდ, გახსნილი, შინერალიზებული, მადნის ან წყლის შემცველი ნაპრალები და სხვა ზედაპირები.

ამრიგად, პირველადი სტატისტიკური მასალის ამგვარი დაჯგუფება ხდება არა სტრუქტურულ ელემენტთა სივრცობრივი მდებარეობის, არამედ მათი სხვა თვისებების მიხედვით. მაგრამ, როგორც ქვემოთ დავინახავთ, ზოგიერთ შემთხვევაში, კერძოდ, ე. წ. სხივური დიაგრამების ასაგებად საჭირო ხდება სტრუქტურული ელემენტების დაჯგუფება მათი სივრცობრივი ორიენტაციის მიხედვითაც.

3. სტატისტიკური გამოსახვა

სტრუქტურული მონაცემების შემდგომი სტატისტიკური დამუშავების და ანალიზის უმარტივეს მეთოდს წარმოადგენს ამ მონაცემების გრაფიკული გამოსახვა სტრუქტურული დიაგრამების საშუალებით. სტრუქტურული დიაგრამა წარმოადგენს გრაფიკს, რომელიც სტრუქტურული ელემენტების სივრცეში განლაგებას გამოხატავს.

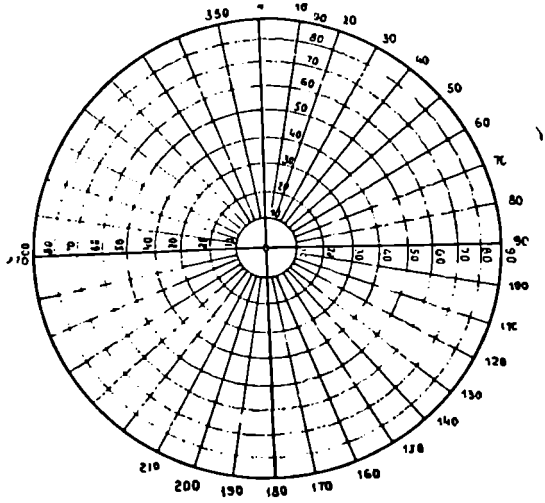
იმისდა მიხედვით, თუ როგორია სტრუქტურული ელემენტების განლაგება სივრცეში და რა ამოცანას ისახავს მათი სტატისტიკური შესწავლა, გამოიყენება სხვადასხვა სახის სტრუქტურული დიაგრამე-

ბი. ძირითადად ეს არის ორგანზომილებიანი და სამგანზომილებიანი, ანუ პერსპექტიული დიაგრამები.

ორგანზომილებიანი სტრუქტურული დიაგრამები. ორგანზომილებიან დიაგრამებს სტრუქტურულ გეოლოგიაში მიეკუთვნება დიაგრამები მართკუთხა კოორდინატებში და წრიული დიაგრამები, რომლებიც ძირითადად მაკროსტრუქტურების შესწავლის დროს გამოიყენება.

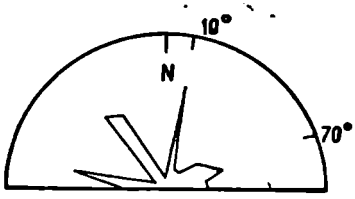
დიაგრამები მართკუთხა კოორდინატებში ძალიან მარტივი ასაგებია: აბსცისათა ღერძზე გადაიზომება სტრუქტურული ელემენტის დაქანების ან მიმართების აზიმუტი ანდა დაქანების კუთხე, ხოლო ორდინატთა ღერძზე — ამ ელემენტების რაოდენობა ან მათი რაოდენობა, გამოხატული პროცენტებში. ამგვარი დიაგრამები ნაკლებად თვალსაჩინოა — მათზე შეუძლებელია ყველა ანაზომის ერთდროული დატანა და ამის გამო ძირითადად გამოიყენება ვერტიკალურად დაქანებული სიბრტყითი ელემენტების გამოსახატავად. უფრო ხშირად კი, ვერტიკალურად დაქანებული სიბრტყეების გამოსახატავად იყენებენ წრიულ სტრუქტურულ დიაგრამებს, ანუ ე. წ. სხივურ დიაგრამებს. ამ დიაგრამების საფუძველს წარმოადგენს წრიული პოლარული ბადე (ნახ. V.5) რადიუსებით (მერიდიანებით) და წრეებით (პარალელებით). დიაგრამის ასაგებად შესაძლებელია ავიღოთ ამ ბადის ზედა ნახევარიც, რომელზეც დატანილია გრადუსების ბადე ჩრდილო რუმბებით. ბადის რადიუსები მიგვითითებენ სტრუქტურული ელემენტის მიმართების აზიმუტზე, ხოლო წრეები (პარალელები) კი — მიმართების აზიმუტების გარკვეულ ინტერვალში მოქცეული სტრუქტურული ელემენტების (ნაპრალის ან რაიმე სხვა ზედაპირის) რაოდენობაზე (ან მათ პროცენტულ წილზე ანაზომების მთელი რაოდენობის მიმართ). ინტერვალები მერიდიანებს შორის შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს 5°-იანი, 10°-იანი და სხვ. იმისდა მიხედვით, თუ როგორია ანაზომთა რიცხვი, მათი ორიენტირების სიზშირე და, ამის შესაბამისად, როგორი ჯგუფებია გამოყოფილი წინასწარი სტატისტიკური გამდიდრების დროს. რაც მეტია თითოეულ მიღებულ ინტერვალში მოქცეულ გაზომილ ელემენტთა რიცხვი, მით უფრო გრძელია დიაგრამის ცენტრიდან ამ ინტერვალის შუაში გავლებული სხივი. დიაგრამის წრეებს (პარალელებს) შორის მანძილი შეიძლება შეესაბამებოდეს მერიდიანების ინტერვალში მოხვედრილ 5,10 ან მეტ ანაზომს, რაც მათ საერთო რიცხვზეა დამოკიდებული ან ამ ანაზომთა გარკვეულ პროცენტულ წილს მათი საერთო რაოდენობის მიმართ.

ამრიგად, მიღებული დიაგრამების სხივების ბოლოები უერთდება ერთმანეთს და მიღებული ფიგურები იშტრიხება ან ივსება ტუშით (ნახ. V.6).

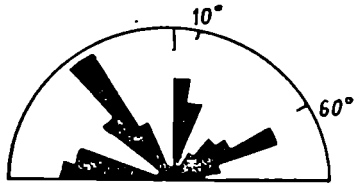


ნახ. V.5. წრიული პოლარული ბადე.

შესაძლებელია დიაგრამას მივცეთ სხვა სახეც, თუ რადიუსებს შორის მოქცეულ ინტერვალებს მთლიანად დავშტრიხავთ ან შევავსებთ ტუშით. ამ შემთხვევაში მივიღებთ სხივურ დიაგრამას გაშლილი სხივებით (ნახ. V.7).

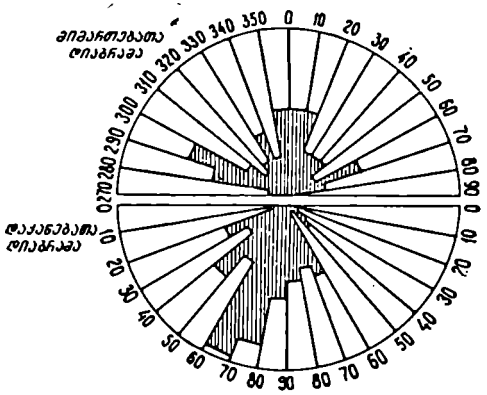


ნახ. V.6. მიმართებათა სხივური დიაგრამა.



ნახ. V.7. მიმართებათა სხივური დიაგრამა გაშლილი სხივებით.

თუ მიმართების აზიმუტის გარდა საჭიროველია გამოიხატოს სტრუქტურულ ელემენტთა დაქანების აზიმუტი ან დაქანების კუთხე, საჭიროა სხივების ბოლოს მათი მნიშვნელობის მითითება, ან სხვა დამოუკიდებელი დიაგრამის აგება (ნახ. V.8). ყველა აღნიშნული ოპერაცია სრულდება წრიულ პოლარულ ბადეზე (ნახ. V.5) დაფარებულ გამჭვირვალე ქაღალდზე.

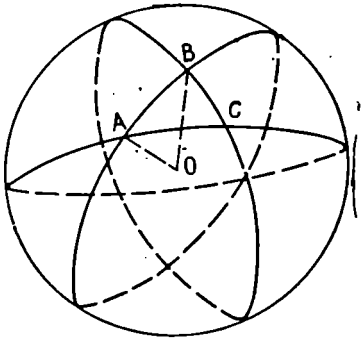


ნახ. V.8. მიმართებათა და დაქანებათა სხივური დიაგრამა (კრიგერის მიხედვით, 1951).

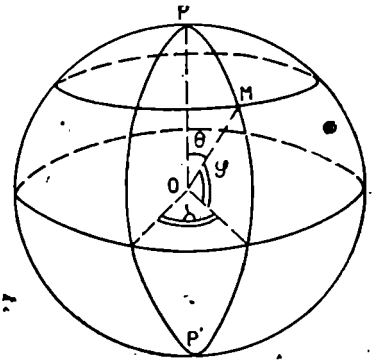
სხივური დიაგრამები ფართოდ გამოიყენება ე. წ. პლანეტური ნაპრალების პირველადი ორიენტაციის სტატისტიკური შესწავლის დროს, რომლის მაგალითი შემდგომში სპეციალურად იქნება განხილული.

სტატისტიკური მონაცემების გამოსახვა კარტოგრაფიული პროექციის საშუალებით. სფეროზე გამავალი ნებისმიერი სიბრტყე კვეთში იძლევა რაიმე წრეხაზს. თუ სიბრტყეს სფეროს ცენტრზე გავატარებთ, მაშინ სფეროს ზედაპირზე მივიღებთ კვალს, რომელსაც დიდ წრეს უწოდებენ. სფეროს ზედაპირის ყოველ ორ წერტილზე, გარდა დიამეტრულად საწინააღმდეგოდ განლაგებული წერტილებისა, შეიძლება გატარდეს მხოლოდ ერთადერთი დიდი წრე (ნახ. V.9). დიდი წრის რკალის სიგრძეს სფეროზე ზომავენ შესაბამისი, მისი პროპორციული, ცენტრალური AOB კუთხით. სფეროს ნაწილს, რომელიც სამი დიდი წრის რკალებს შუა არის მოქცეული, სფერულ სამკუთხედს უწოდებენ ($\triangle ABC$ V.9 ნახაზზე). სფეროზე წერტილის მდებარეობის განსაზღვრისათვის გამოიყენება სფერულ კოორდინატთა სისტემები, რომლებიც ერთმანეთისაგან განსხვავდება პოლუსების მდებარეობით სფეროს ზედაპირზე. პოლუსებად შეიძლება მივიჩნიოთ სფეროს ნებისმიერი ორი დიამეტრულად საწინააღმდეგოდ განლაგებული წერტილი (ნახ. V.10).

დიდი წრეები, რომლებიც პოლუსებზე გადის, მერიდიანებად იწოდება. ერთ-ერთი მერიდიანი მიიღება საწყის მერიდიანად. დიდ წრეს, რომლის სიბრტყე პოლუსების შემაერთებელი ხაზის მართობულია, კოორდინატთა მოცემული სისტემის ეკვატორს უწოდებენ. სფეროს



ნახ. V.9. დიდი წრეები და სფერული სამკუთხედი.



ნახ. V.10. სფერული კოორდინატები.

ნებისმიერი M წერტილის მდებარეობა განისაზღვრება სფერული კოორდინატებით: განედით φ, რომელიც იზომება მერიდიანის რკალით ეკვატორიდან მოცემულ წერტილამდე ან, რაც იგივეა, მისი შესაბამისი ცენტრალური კუთხით (ზოგჯერ ზომავენ პოლარულ მანძილს $\Theta = 90 - \varphi$) და გრძედით λ, რომელიც იზომება კუთხით მოცემული წერტილის მერიდიანსა და საწყის მერიდიანს შორის.

ისეთ წერტილთა გეომეტრიულ ადგილს, რომელთა ერთ-ერთი კოორდინატა მუდმივია, საკოორდინატო ხაზი ეწოდება. საკოორდინატო ხაზებს, რომელთაც მუდმივი გრძედი აქვთ, მერიდიანები წარმოადგენენ. მუდმივი განედის მქონე საკოორდინატო ხაზები, ანუ მცირე წრეები, ეკვატორის პარალელურია და მათ პარალელებს უწოდებენ.

სფეროს ზედაპირი ან მისი ნაწილი სიბრტყეზე გამოსახება კ ა რ ტ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი პ რ ო ე ქ ც ი ი ს საშუალებით. სფეროს პროექცია შეიძლება ვუწოდოთ სიბრტყეზე სფეროს ყოველ ისეთ გამოხატვას, როდესაც სფეროს ყოველ M_0 წერტილს ერთნიშნად შეესაბამება სიბრტყის M წერტილი, რომელსაც M_0 წერტილის გამოსახულება ეწოდება (ნახ. V.10).

საკოორდინატო ხაზების სისტემის გამოსახულებას სიბრტყეზე კ ა რ ტ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი ბ ა დ ე ეწოდება.

სფერული ზედაპირის სიბრტყეზე გამოსახვისას გარდუვალია გამოსახულების დამახინჯება, რადგან სფეროს არ გააჩნია სიბრტყეზე გაშლის თვისება. დამახინჯების ხასიათი დამოკიდებულია შერჩეული პროექციის თავისებურებებზე, ხოლო მისი სიდიდე პროექციის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია.

დამახინჯების ხასიათის შესაფასებლად სფეროზე გამოყოფენ უსასრულოდ მცირე რადიუსის მქონე წრეს, რომელსაც გამოსახავენ სი-

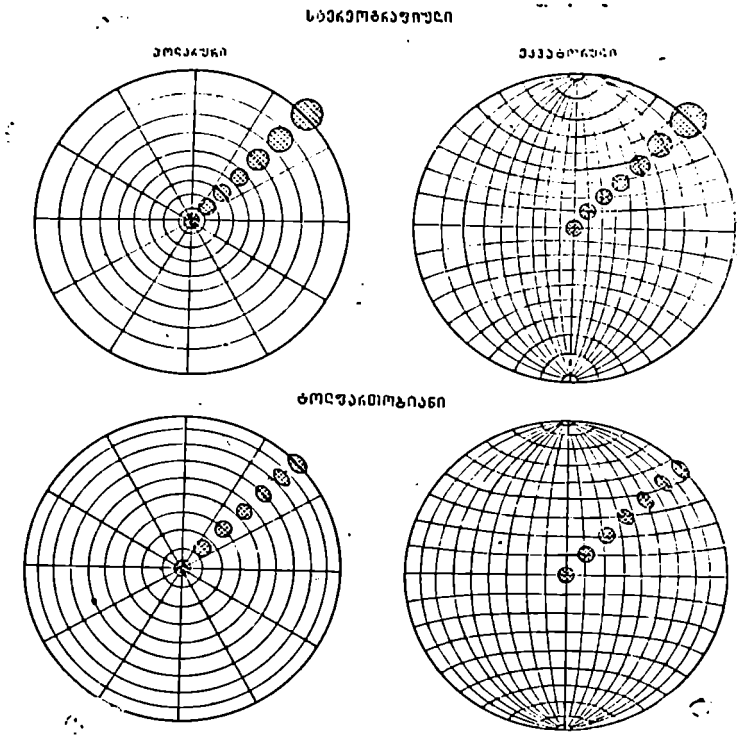
ბრტყეზე. ზოგად შემთხვევაში წრე პროექციაში გამოიხატება ელიფსის სახით. ელიფსს, რომელიც დამახინჯების ხასიათს გვიჩვენებს დამახინჯების ელიფსს უწოდებენ.

სხვადასხვა ტიპის კარტოგრაფიულ პროექციათა შორის სტრუქტურული გეოლოგიისათვის მნიშვნელოვანია **აზიმუტური კარტოგრაფიული პროექციები.** აზიმუტური ეწოდება ისეთ პროექციას, რომლის ნორმალური (პოლარული) ბადის პარალელები გამოიხატება კონცენტრული წრეხაზებით, მერიდიანები კი, ამ წრეხაზების რადიუსებით, ხოლო მერიდიანებს შორის კუთხეები ბადეზე შესაბამისი კუთხეების ტოლია.

პრაქტიკაში გამოიყენება აზიმუტური პროექციის როგორც პოლარული (ნორმალური), ისე ეკვატორული (გარდიგარდმო) ბადეები. ეკვატორული ბადის საკოორდინატო ხაზების სისტემის პოლუსების ხაზი ნორმალური სისტემის პოლუსების ხაზთან 90°-ს ქმნის.

გეოლოგიაში გამოიყენება ორი სახის აზიმუტური პროექცია: ტოლკუთხა, ანუ სტერეოგრაფიული და ტოლფართობიანი (ნახ. V.11).

ტოლკუთხა აზიმუტური პროექცია (ე. წ. ვულფის ბადე) დიდი ხანია გამოიყენება კრისტალოგრაფიაში კრისტალთა ოპტიკური ღერძების, კუთხეების და სხვადასხვა ზედაპირების გამოსახატავად. ტოლკუთხა პროექციაში კუთხური სიდიდეები არ მახინჯდება და წრეებს სფეროზე შეესაბამება წრეები პროექციაზე (ნახ. V.11). მაგრამ, ვინაიდან, სტრუქტურული კვლევებისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს სტატისტიკური მაქსიმუმების განსაზღვრას, და ვულფის ბადეზე კი ერთნაირი სიხშირის ველების ფართობი სხვადასხვა სიმეტროლოგიური ოპერაციების დროს მნიშვნელოვნად იცვლება, სტრუქტურულ გეოლოგიაში გამოიყენება ტოლფართობიანი აზიმუტური პროექცია (ე. წ. ლამბერტის პროექცია), რომელშიც ადგილი აქვს მთლიან თანაბარ დამახინჯებას საერთო პროექციის სიბრტყეზე. დამახინჯების ელიფსებს ყველგან ერთნაირი ფართობები აქვთ, მაგრამ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან ფორმით (ნახ. V.11). ტოლფართობიანი აზიმუტური პროექციის ეკვატორული ბადე სტრუქტურულ გეოლოგიაში ცნობილია შმიდტის ბადის სახელწოდებით (ნახ. V.12). მასთან ერთად იხმარება აგრეთვე პოლარული, ანუ ნორმალური ბადეც (ნახ. V.13). ნორმალური ბადე, როგორც წესი, იხმარება სტრუქტურული ელემენტების სწრაფი დატანისათვის წერტილების სახით მაშინ, როდესაც სხვადასხვა სახის სიბრტყეების და სტრუქტურების აგება დიდი წრეების სახით ხდება მხოლოდ შმიდტის ბადეზე. ტოლფართობიანი ბადე შეიძლება წარმოადგენდეს ზედა ან ქვედა ნახევარსფეროს პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე. შემდგომში განვიხილავთ ზედა ნახევარსფეროს პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე ისე, როგორც ეს მიღებულია საბჭოურ ლიტერატურაში.



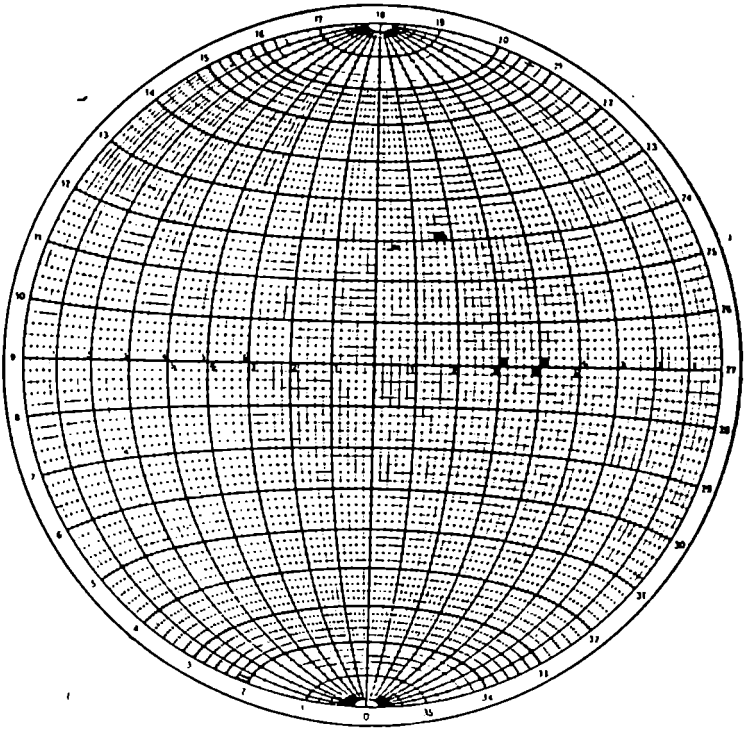
ნახ. V.11. სტერეოგრაფიული და ტოლფართობიანი პროექციების პოლარული და ეკვატორული ბადეები:

დაშტრიხულია ერთეული რადიუსის მქონე წრეების პროექცია სიბრტყეზე სფეროს სხვადასხვა ნაწილებიდან (ა. ვისტელიუსის მიხედვით, 1958).

სიბრტყითი და წრფივი ელემენტებით ზედა ნახევარსფეროს ზედაპირის გადაკვეთის დროს ვღებულობთ შესაბამისად დიდ წრეებს და წერტილებს (ნახ. V.14, V.15).

შმიდტის და ნორმალური ბადის მრავალჯერადი გამოყენების მიზნით, სტრუქტურული ელემენტები დაიტანება არა უშუალოდ ტრაფარეტებზე, არამედ მათზე დაფარებულ გამჭვირვალე ქაღალდზე.

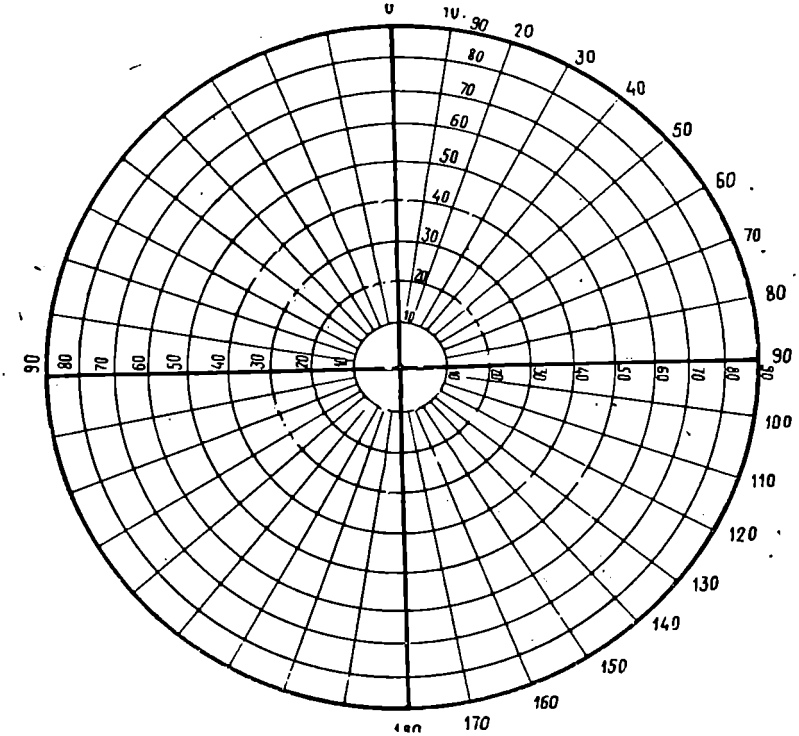
სიბრტყე და მისი გამოსახვა შმიდტის ბადეზე. სიბრტყე შმიდტის ბადეზე შეიძლება გამოისახოს დიდი წრის ან სიბრტყის პოლუსის საშუალებით. სიბრტყეების გამოსახვისათვის შმიდტის ბადეზე დიდი წრის სახით საჭიროა ბადე შემოვაბრუნოთ ისე, რომ ეკვატორმა მიიღოს მერიდიანული მიმართულება, ხოლო მერიდიანებმა — განედუ-



ნახ. V.12. ტოლფართობიანი პროექციის ეკვატორული ბადე (შმიდტის ბადე).

რი. ბადის გრადუირება უნდა მოვახდინოთ საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით 0°-დან 360°-მდე (ნახ. V.16).

გარდა ამისა, ეკვატორის გასწვრივ უნდა მოვახდინოთ გრადუირება 0°—90°-მდე, ბადის ქვედა კიდიდან ცენტრამდე და ცენტრიდან ზედა კიდემდე. ამგვარად მომზადებულ შმიდტის ბადეს ვაფარებთ გამჭვირვალე ქაღალდს, რომელზეც აღვნიშნავთ ჩრდილო მიმართულებას. სიბრტყის დასატანად დიდი წრის სახით გამჭვირვალე ქაღალდი უნდა შემოვაბრუნოთ საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით სიბრტყის დაქანების აზიმუტის შესაბამისად (ნახ. V.17, ბ). ამის შემდეგ დაქანების კუთხე გადაიზომება ბადის ქვედა კიდიდან ცენტრისკენ. მიღებულ წერტილზე გამავალი ბადის მერიდიანის დახმარებით გამჭვირვალე ქაღალდზე ვატარებთ მოცემული სიბრტყის შესაბამის დიდ წრეს. გამჭვირვალე ქაღალდს ვაბრუნებთ საწყის მდგომარეობაში (ნახ. V.17, გ). ბუნებრივია, რომ რაც უფრო ციცაბოდაა დაქანებული სი-

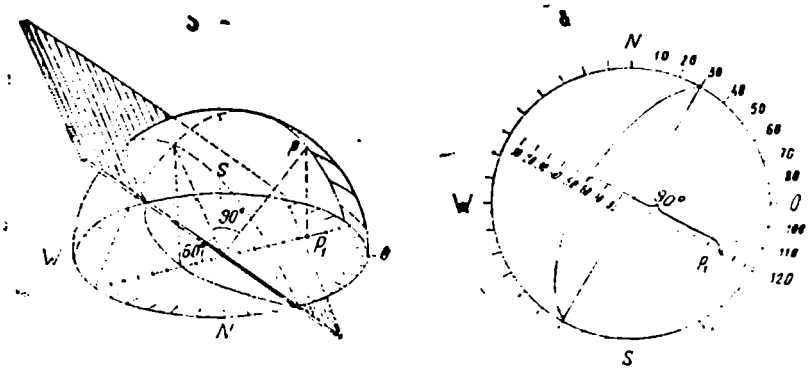


ნახ. V.13. ტოლფართობიანი პროექციის პოლარული (ნორმალური) ბადე.

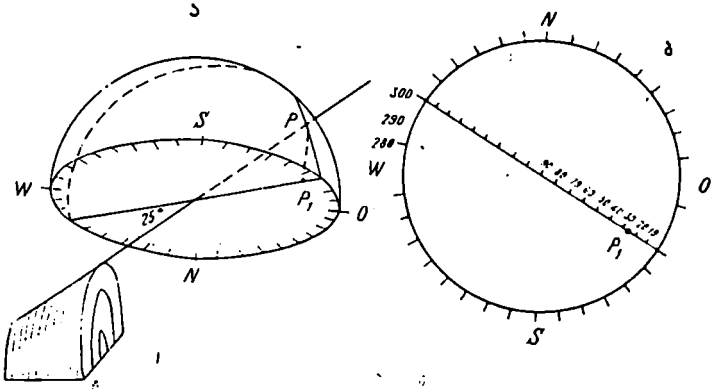
ბრტყე, მით უფრო ახლოა მისი კვალი ბადის ცენტრთან და პირიქით. ვერტიკალურად დაქანებული სიბრტყე ემთხვევა ცენტრზე გამავალ სწორ ხაზს, ხოლო თარაზული სიბრტყე კი, ბადის შემომსაზღვრელ წრეხაზს.

უმეტეს შემთხვევაში, განსაკუთრებით კი შმიდტის ბადეზე მრავალრიცხოვანი სიბრტყეების დატანის დროს, მიზანშეწონილია მათი გამოსახვა პოლუსების საშუალებით, ანუ სიბრტყის ნორმალის მიერ ნახევარსფეროს გაკვეთის წერტილის პროექციის საშუალებით ეკვატორულ სიბრტყეზე (ნახ. V.14).

ვინაიდან, სიბრტყეთა ნორმალები შესაბამისი სიბრტყეების მართობულია, მათი გადაკვეთის წერტილი ნახევარსფეროსთან და მისი პროექცია მდებარეობს ამ სიბრტყეთა გამომხატველი დიდი წრეების დიამეტრულად საწინააღმდეგო სექტორში და დაცილებულია მისგან 90°-ით. რაც უფრო ციცაბოდაა დაქანებული სიბრტყე, მით უფრო ახლოსაა მისი პოლუსი დიაგრამის კიდესთან და პირიქით.



ნახ. V.14. სიბრტყით და მისი ნორმალით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთა:
ა — საერთო ხედი, ბ — გეგმა.

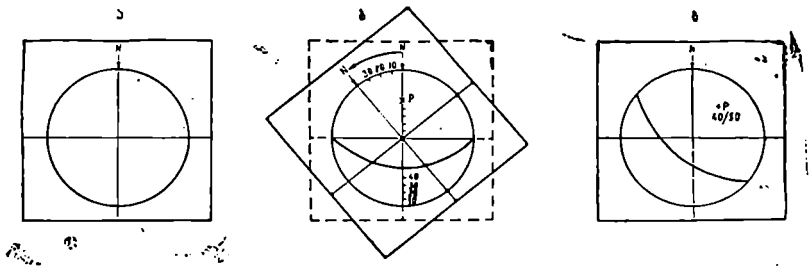


ნახ. V.15. წრფით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთა:
ა — საერთო ხედი, ბ — გეგმა.

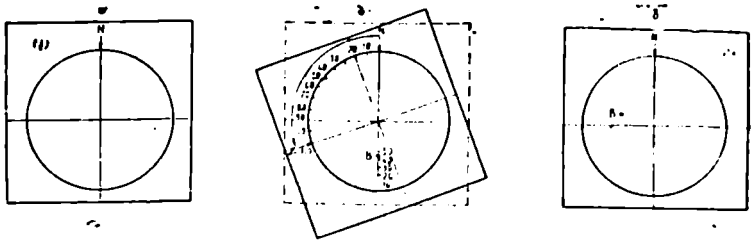
სიბრტყის პოლუსის დასატანად შმიდტის ბადეზე ვიქცევით ისევე, როგორც წინა შემთხვევაში, მხოლოდ დაქანების კუთხის შესაბამის სიდიდეს გადავზომავთ ბადის ცენტრიდან ზედა კიდისკენ (ნახ. V.17). მიღებული წერტილი P (x) არის მოცემული სიბრტყის პოლუსი.

წრფივი ელემენტების გამოსახვა შმიდტის ბადეზე. წრფივი ელემენტი შმიდტის ბადეზე გამოისახება წერტილის საშუალებით, რომელიც წარმოადგენს წრფივი ელემენტით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთის წერტილის პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე (ნახ. V.15).

ნახ. V.16. შმიდტის ბადის გრადუირება სტრუქტურული ელემენტების დასატანად.



ნახ. V.17. სიბრტყის დატანა შმიდტის ბადეზე დიდი წრის და პოლარული წერტილის სახით. სიბრტყის დაქ. 40°, ∢ 50°. ა — საწყისი მდგომარეობა, ბ — გამკვირვალე ქაღალდის მობრუნება და სიბრტყის დატანა, გ — კვლავ საწყისი მდგომარეობა.



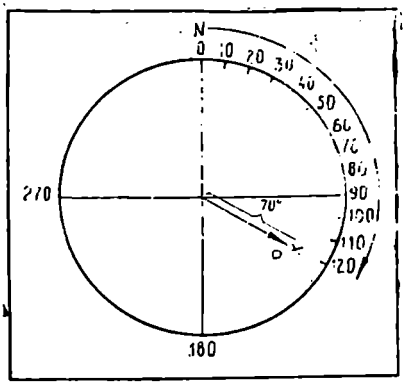
ნახ. V.18. შმიდტის ბადეზე წრფივი ელემენტის დატანა, რომლის დაძირვის მიმართულებაა 110°, ∢45°. ა — საწყისი მდგომარეობა; ბ — გამჭვირვალე ქაღალდის მობრუნება და წრფივი ელემენტის დატანა; გ — კვლავ საწყისი მდგომარეობა.

წრფივი ელემენტის დატანისას შმიდტის ბადე გრადუირებულია ისევე, როგორც წინა შემთხვევაში. გამჭვირვალე ქაღალდს ვაბრუნებთ ცენტრის გარშემო წრფივი ელემენტის დაძირვის მიმართულების შესაბამისად (ნახ. V.18). ამის შემდეგ დაძირვის კუთხე გადაიზომება ბადის ქვედა კიდიდან ცენტრისკენ. მიღებული წერტილი B (.) არის წრფივი ელემენტის გამოხატულება შმიდტის ბადეზე.

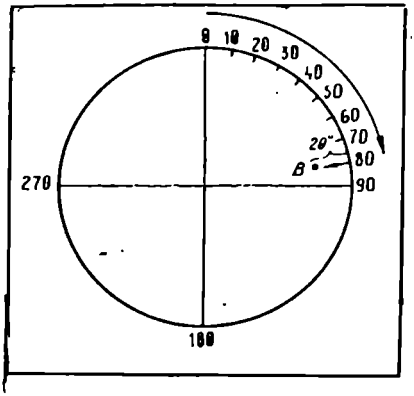
სიბრტყეების და წრფივი ელემენტების გამოსახვა ნორმალურ ბადეზე. იმისათვის, რომ სიბრტყეთა პოლუსების და წრფივი ელემენტების დატანის დროს თავიდან ავიცილოთ გამჭვირვალე ქაღალდის ბრუნვა, შეიძლება ისინი გამოვსახოთ ტოლფართობიანი პროექციის პოლარულ, ანუ ნორმალურ ბადეზე. ნორმალური ბადე გრადუირებულია 0°-დან 360°-მდე საათის ისრის მიმართულებით. სიბრტყის პოლუსის დასატანად, გამჭვირვალე ქაღალდის ბრუნვის გარეშე, საკმარისია ბადის გარე წრეზე მოიძებნოს სიბრტყის დაქანების აზიმუტის შესაბამისი წერტილი. შემდეგ ამ წერტილზე გამავალ ბადის რადიუსზე, ცენტრიდან ბადის კიდისკენ გადაიზომება სიბრტყის დაქანების კუთხის შესაბამისი სიდიდე (ნახ. V.19). მიღებული წერტილი P (x) არის მოცემული სიბრტყის პოლუსი ნორმალურ ბადეზე.

წრფივი ელემენტის დასატანად გამჭვირვალე ქაღალდზე უნდა აღვნიშნოთ ჩრდილო მიმართულება და ნორმალური ბადე შემოვაბრუნოთ მის ქვეშ 180°-ით (ნახ. V.20). სამხრეთი პოლუსიდან საათის ისრის მიმართულებით ბადის გარე წრეზე უნდა ვიპოვოთ წრფივი ელემენტის დაძირვის მიმართულების შესაბამისი წერტილი. შემდეგ, ამ წერტილზე გამავალ ბადის რადიუსზე, ბადის კიდიდან ცენტრისკენ გადავზომავთ დაძირვის კუთხეს. მიღებული წერტილი B (.) არის წრფივი ელემენტის გამოსახულება ნორმალურ ბადეზე.

წ ე რ ტ ი ლ თ ა გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ი ს ს ი მ ჭ ი დ რ ო ვ ე დ ა მ ა ქ ს ი მ უ მ ი. წერტილების სახით სტატისტიკური მონაცემების დიაგრამაზე გამოსახვის შედეგად ვღებულობთ წერტილთა სიმრავლეს.



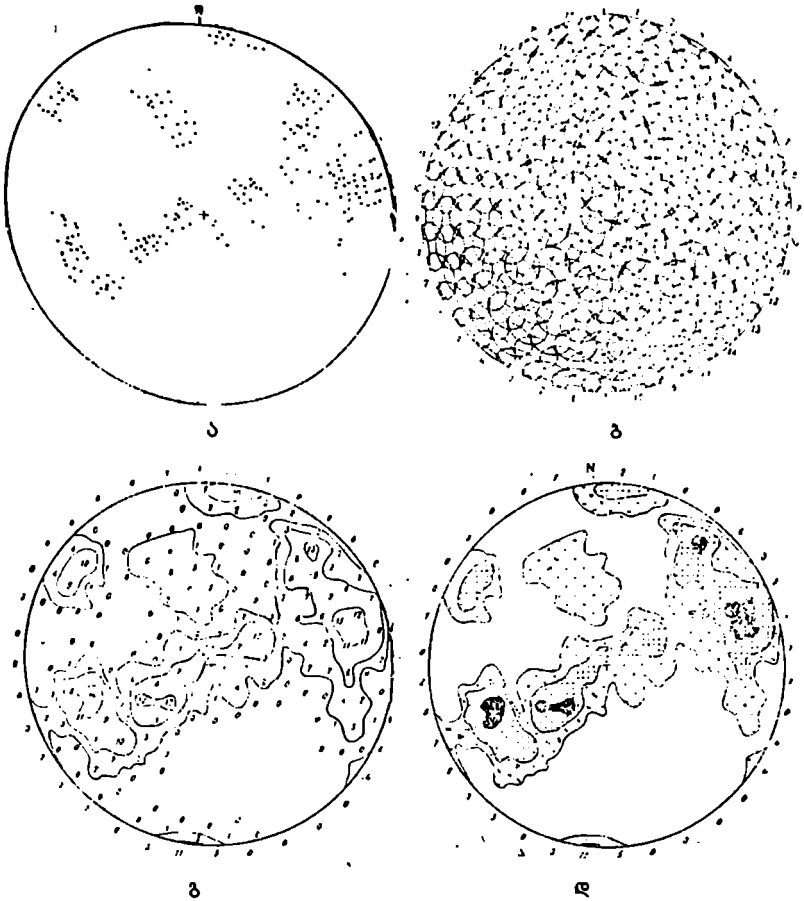
ნახ. V.19. სიბრტყის პოლუსის დატანა ნორმალურ ბადეზე. სიბრტყის დაქანება 120°, ∢ 70°.



ნახ. V.20. ნორმალურ ბადეზე წრფივი ელემენტის დატანა, რომლის დაძირვის მიმართულებაა 80°, ∢ 20°.

უკვე ამგვარი სახით წარმოდგენილ დიაგრამაზე შეიძლება შევამჩნიოთ, რომ მასზე წერტილები არათანაბრად არის განაწილებული: გამოიყოფა უბნები, სადაც ისინი შედარებით მჭიდროდაა განლაგებული (ნახ. V.21).

იმისათვის, რომ დიაგრამაზე გამოვყოთ თანაბარი და აგრეთვე მაქსიმალური სიმჭიდროვის უბნები, ანუ წერტილთა სიხშირის მაქსიმუმები, საჭიროა განვსაზღვროთ წერტილთა რაოდენობა წინასწარშერჩეულ დიაგრამის ერთეულ ფართობებზე. ჩვეულებრივ ერთეულად ირჩევენ ფართობს, რომელიც დიაგრამის მთელი ფართობის ერთ პროცენტს შეადგენს. წერტილების რაოდენობა შეიძლება გამოვთვალოთ სპეციალურად შედგენილი სხვადასხვა სახის ტრაფარეტული ბადეების საშუალებით, რომლებზედაც დიაგრამების ფართობი დანაწევრებულია ერთეულ ტოლ ფართობებად. ვინაიდან მხედველობაში მიიღება ტოლფართობიან პროექციაში სფეროს ზედაპირის გარკვეული დამახინჯება დიაგრამის კიდეებისაკენ (იხ. ნახ. V.11) ამიტომ ამ ერთეულ ტოლ ფართობებს სხვადასხვაგვარი ფორმა აქვთ (ნახ. V.21). წერტილების დათვლა ხდება თანმიმდევრულად ყველა ერთეულ ფართობში. ამ ფართობში მოხვედრილი წერტილების რაოდენობა აღინიშნება მის ცენტრში. ბუნებრივია, დათვლისას მხედველობაში მიიღება ცალკეულ წერტილთა მნიშვნელობის ხარისხიც. ბადის კიდეებში ერთეული ფართობების ცენტრებში, რომლებიც დიაგრამის გარეთ მდებარეობს, იწერება დიამეტრალურად საწინააღმდეგოდ განლაგებულ ერთეულ ფართობში მოხვედრილი წერტილების რაოდენობა (ნახ. V.21, ბ). მას შემდეგ, რაც აღნიშნული მეთოდით დიაგრა-



ნახ. V.21. ა — წერტილოვანი სტრუქტურული დიაგრამა, ბ — წერტილების დასათვლელი ტრაფარეტი (ბრაუნის ტრაფარეტი), გ — ერთეული ფართობების ცენტრებში დასმული განლაგების სიმჭიდროვის აღმნიშვნელი ციფრები, დ — სიმჭიდროვის იზოხაზების დიაგრამა.

მის მთელ ფართობზე გამოითვლება წერტილების რაოდენობა და მიიღება წერტილთა სიმჭიდროვის აღმნიშვნელი ციფრები, შეიძლება ერთნაირი სიმჭიდროვის ველები შემოვსაზღვროთ სიმჭიდროვის იზოხაზების საშუალებით. იზოხაზები ტარდება ერთნაირი მნიშვნელობის ციფრებზე. იმ შემთხვევაში, როდესაც იზოხაზის გავლების დროს რომელიმე ციფრი არ არის დასმული, ის მოიძებნება ინტერპოლაციის საშუალებით, ე. ი. ორ ციფრს შორის გარდამავალი მნიშვნელობის პოვნით (ნახ. V.22). წერტილთა დიდი რაოდენობის შემთხვე-

ნახ. V.22. სიმჭიდროვის იზოხაზების გავლების წესი.

ვაში სიმჭიდროვე შეიძლება გამოისახოს პროცენტებშიც. ამ შემთხვევაში ციფრები აღნიშნავს არა წერტილთა რაოდენობას ერთეულ ფართობზე, არამედ წერტილთა სიმჭიდროვეს, გამოხატულს პროცენტებში წერტილთა საერთო რაოდენობის მიმართ. მაგალითად, თუ დიაგრამაზე დატანილია სულ 200 წერტილი, ხოლო ერთეულ ფართობზე მოხვდა 6 წერტილი, მაშინ ის შეადგენს წერტილთა საერთო რაოდენობის 3% და ამიტომ, ამ ერთეული ფართობის ცენტრში ჩაიწერება ციფრი 3. შემდეგ კი, იზოხაზები ტარდება ზემოთ განხილული წესით.

იზოხაზების გატარების ინტერვალები წინასწარ უნდა შევარჩიოთ იმისდა მიხედვით, თუ როგორია წერტილთა სიმჭიდროვე. V.22 ნახაზზე წარმოდგენილ მაგალითში იზოხაზები გატარებულია ციფრ 1-ზე, 3-ზე, 5-ზე, 7-ზე და 10-ზე. საყურადღებოა, რომ სწორად შედგენილ იზოხაზებიან დიაგრამაზე, მისი ნებისმიერი დიამეტრის სხვადასხვა ბოლოებს უნდა თანხვდებოდეს ერთიდაიგივე სიმჭიდროვის იზოხაზები. ამის გამო, დიაგრამის კიდეებში იზოხაზების გატარების დროს ზოგან დამატებით საჭირო ხდება დიამეტრების გავლება ან ტრაფარეტის კიდეში ერთეული ფართობების სპეციალური დანომვრა (ნახ. V.21, ბ). იზოხაზებით შემოსაზღვრულ წერტილთა ერთნაირი სიმჭიდროვის ველები აღინიშნება სპეციალური სიგნატურით. როგორც წესი, რაც უფრო დიდია სიმჭიდროვე, მით უფრო მჭიდროა შესაბამისი ველის დაშტრიხვა.

ზოგიერთ შემთხვევაში, ჯამურ ანუ ე. წ. სინოპტიკურ დიაგრამებზე, რომლებზეც საბოლოო ანალიზისათვის ერთდროულად სულ სხვადასხვაგვარი სტრუქტურული ელემენტები არის გამოსახული, დაიტანება არა ყველა, არამედ ნთავარი მაქსიმალური სიმჭიდროვის ველები მათი სიმძიმის ცენტრში დასმული ერთი რაიმე გარკვეული ნიშნის საშუალებით. მაქსიმუმი ბევრად უფრო მკაფიოა მაშინ, როდესაც მაქსიმალური სიმჭიდროვის ველებს წრიული ფორმა აქვთ. წაგრძელებული ველების წარმოშობის მიზეზი მრავალნაირი შეიძლება იყოს. მაგალი-

თად, ორი მაქსიმუმის შერწყმა, სარტყლისებური სტრუქტურის არსებობა, რაიმე სტრუქტურული ღერძის გარშემო ბრუნვა და სხვა.

სიბრტყისა და წრფივი ელემენტების ტრანსფორმაცია შმიდტის ბადეზე. შმიდტის ბადეზე შესაძლებელია არა მარტო სხვადასხვა სტრუქტურული ელემენტების გამოსახვა, არამედ მათი ტრანსფორმაციაც (გარდაქმნა) და, აქედან გამომდინარე, ზოგიერთი სტრუქტურული ელემენტის პირველადი — დეფორმაციამდელი ორიენტაციის აღდგენა.

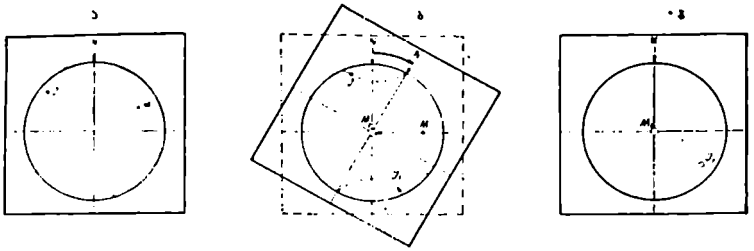
მაგალითად, დანაოჭების დროს პასიურად გადაადგილებული ქანის პირველადი გამყოფი ზედაპირები შეიძლება შმიდტის ბადეზე პირვანდელ მდგომარეობაში მოვიყვანოთ და აღვადგინოთ მათი თავდაპირველი ორიენტაცია. შესაძლებელია, აგრეთვე შრეებრივობის ზედაპირის (ნაოჭის ფრთის) ტრანსფორმაციის დროს დავადგინოთ როგორ იცვლება ნაოჭის ღერძის დაძირვის მიმართულება და სხვა.

ტრანსფორმაციისთვის გამოიყენება წერტილოვანი გამოსახულებები, ე. ი. სიბრტყეთა პოლუსები და წრფივი ელემენტებით სფეროს გაკვეთის წერტილები. ტრანსფორმაციის პრინციპი შემდეგში მდგომარეობს: იმ ელემენტს, რომლის ტრანსფორმაციასაც ვახდენთ, ვამოძრავებთ შმიდტის ბადის ეკვატორის გასწვრივ სასურველი მიმართულებით. დანარჩენ წერტილებს გადავაადგილებთ იმავე მიმართულებით და იმავე მანძილზე იმ მცირე წრეების (პარალელების) გასწვრივ, რომლებზეც ისინია განლაგებული. თუ წერტილი გადაადგილების დროს გაცდა შმიდტის ბადის კიდეს, მაშინ მის გადაადგილებას ვაგრძელებთ ბადის დიამეტრალურად საწინააღმდეგო კიდური წერტილიდან პარალელის გასწვრივ იმავე მიმართულებით.

ტრანსფორმაციის პროცესის საილუსტრაციოდ შეიძლება მოვიყვანოთ ორი მარტივი მაგალითი:

1-ლი მაგალითი: მიოცენური ასაკის შრეები დაქანების აზიმუტით 60° ∢ 65° განლაგებულია უშუალოდ შუაიურულ შრეებზე, რომელთა დაქანების აზიმუტია — 310° ∢ 80. ვინაიდან, მიოცენური შრეები თავდაპირველად თარაზულად იყო განლაგებული დანაოჭებულ შუაიურულზე, ბუნებრივია დავუშვათ, რომ მიოცენურისშემდგომმა დამანაოჭებელმა ძალებმა გამოიწვია, როგორც მიოცენური, ისე შუაიურული შრეების ორიენტაციის შეცვლა.

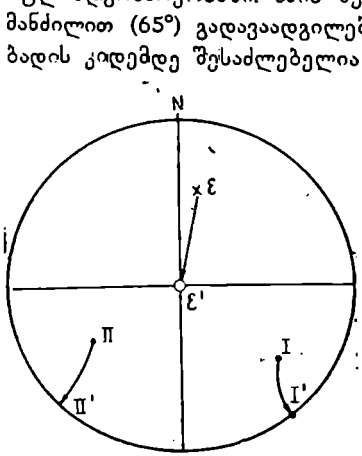
იმისათვის, რომ დავადგინოთ როგორ მდგომარეობაში იმყოფებოდა შუაიურული შრეები მიოცენის შემდგომ დანაოჭებამდე, საკმარისია მიოცენური შრეები შმიდტის ბადეზე მოვიყვანოთ თარაზულ მდგომარეობაში და ამის შესაბამისად მოვახდინოთ შუაიურული შრეების ტრანსფორმაცია (ნახ. V.23).



ნახ. V.23. სიბრტყეების ტრანსფორმაცია შმიდტის ბადეზე.

ა — საწყისი მდგომარეობა; *M* წერტილის (მიოცენის შრეების) განლაგების ელემენტებია: დაქ. 60°, ∢ 65°, *I* წერტილის (შუაიურული შრეების) კი — 310°, ∢ 80°. ბ — გამჭვირვალე ქაღალდის მობრუნება და *M* წერტილის შეთავსება ეკვატორთან. იმავე მიმართულებითა და მანძილით *I* წერტილის გადაადგილება პარალელზე, გ — კვლავ საწყისი მდგომარეობა ტრანსლაციის შემდეგ.

ამისათვის კი, საჭიროა შმიდტის ბადე მოვიყვანოთ ნორმალურ ორიენტაციაში (ნახ. V.12) და მიოცენური შრეების გამომსახველი პოლარული *M* წერტილი გამჭვირვალე ქაღალდის მობრუნებით უმოკლესი გზით დავამთხვიოთ ბადის ეკვატორს (ნახ. V.23, ა). შემდეგ, *M* წერტილს. გადავაადგილებთ დაქანების კუთხის შესაბამისი სიდიდით (65°-ით) ბადის ცენტრში. ამით მიოცენის შრეებს მოვიყვანთ თარაზულ მდგომარეობაში. ამის შემდეგ, იმავე მიმართულებით და იმავე მანძილით (65°) გადავაადგილებთ *I* წერტილს პარალელის გასწვრივ. ბადის კიდემდე შესაძლებელია ამ წერტილის გადაადგილება მხოლოდ 28°-ით. ამიტომ დარჩენილი 37°-ით წერტილს გადავაადგილებთ იმავე მიმართულებით დიამეტრალურად საწინააღმდეგო სექტორში (ნახ. V.23, ბ). შემდეგ, გამჭვირვალე ქაღალდს ვაბრუნებთ საწყის მდგომარეობაში. მივიღებთ შუაიურული შრეების მიოცენურისწინა დროის განლაგების ელემენტებს: დაქ. 132°, ∢ 77° (ნახ. V.23, გ).



ნახ. V.24. შრეებრივობის მართობული ნაპრალების ტრანსფორმაცია შმიდტის ბადეზე.

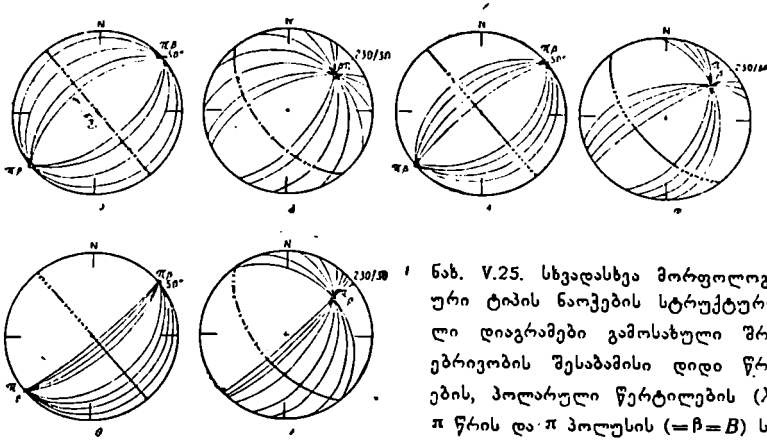
მე-2 მაგალითი: ზედაეოცენურ ქვიშაქვებში, რომლებიც დაქანებულია 10°, ∢ 50°, გაზომილია შრეებრივობის მართობული ორი არატექტონიკური, დანაოჭებამდელი ნაპრა-

ლის სიბრტყე: I დაქ. 127° ± 60° და II დაქ. 238° ± 50°. ამ ნაპრალების პირველადი ორიენტაციის აღსადგენად ზედაეოცენურ შრეებს მოვიყვანთ თარაზულ მდგომარეობაში (ნახ. V.24). მცირე წრეებზე (პარალელებზე) შესაბამისად გადავაადგილებთ მოცემულ ნაპრალთა სიბრტყეებსაც (მათ პოლუსებს). ვინაიდან, ეს ნაპრალები შრეებრივობის მართობულადაა ორიენტირებული, ტრანსფორმაციის შემდეგ ისინი განლაგდება ბადის კიდეზე. მათი პირველადი ორიენტაცია ყოფილა: I — მიმართება 140°—90° = 50° და II — მიმართება 225°+90°=315° (ნახ. V.24).

4. სტრუქტურათა გეომეტრია შმიდტის ბადეზე

ნაოჭის და მისი ელემენტების გამოსახვა. გავეცნოთ, როგორ გამოისახება შმიდტის ბადეზე სხვადასხვა სტრუქტურული ფორმები და როგორ განლაგდება დიაგრამაზე მათი შემადგენელი სტრუქტურული ელემენტები. განსაკუთრებული მნიშვნელობა სტრუქტურული კვლევის დროს აქვს ნაოჭთა ღერძების დადგენას და მათ გამოსახვას სტრუქტურულ დიაგრამაზე. ნაოჭის ღერძი, როგორც წრფივი სტრუქტურული ელემენტი, შეიძლება გამოისახოს შმიდტის ბადეზე მისი ნახევარსფეროსთან გადაკვეთის წერტილის საშუალებით. ამ წერტილის პროექცია შმიდტის ბადის სიბრტყეზე აღინიშნება *B* სიმბოლოთი.

ჩვეულებრივ შემთხვევაში, განსაკუთრებით კი მაშინ, როდესაც ბუნებრივ პირობებში გაშიშვლებულია ნაოჭის მხოლოდ ერთი ფრთა, ნაოჭის ღერძის მდებარეობის დადგენა გაძნელებულია. შრეებრივობის ზედაპირების საშუალებით ღერძის მდებარეობის განსაზღვრა შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც ის თარაზულად არის განლაგებული და მაშასადამე, შრეებრივობის სიბრტყეთა მიმართების პარალელურია. თუ ღერძი დახრილია, მაშინ ნაოჭის ცალ ფრთაში გაშიშვლებული შრეებრივობის სიბრტყეების საშუალებით შეუძლებელია ღერძის მდებარეობის დადგენა, რადგან შრეებრივობის მიმართების ხაზები და ნაოჭის ღერძი ურთიერთპარალელური არ იქნება. ასეთ შემთხვევაში ნაოჭის ღერძის მდებარეობის დადგენა შეიძლება კონსტრუქციულად შმიდტის ბადეზე. ამისათვის საჭიროა მოვიგონოთ, რომ კრისტალოგრაფიაში კრისტალის ყველა სიბრტყე, რომლებიც პარალელურ წიბოებს ქმნიან, ერთ ზონაში მდებარეობენ და იწოდებიან ტაუტოზონალურ სიბრტყეებად (ერთი ზონის ან წიბოთა ერთი სარტყლის სიბრტყეებად). ისინი ყველა კრისტალის შიგნით განლაგებული, წარმოდგენითი ე. წ. შიგა ღერძის პარალელურია. ტექტონიკაში არსებობს პრინციპულად ასეთივე დამოკიდებულება ნაოჭის ფრთების შრეებრივობის ცალკეულ სიბრტყეებსა და მის ღერძს შორის. თუ წარ-

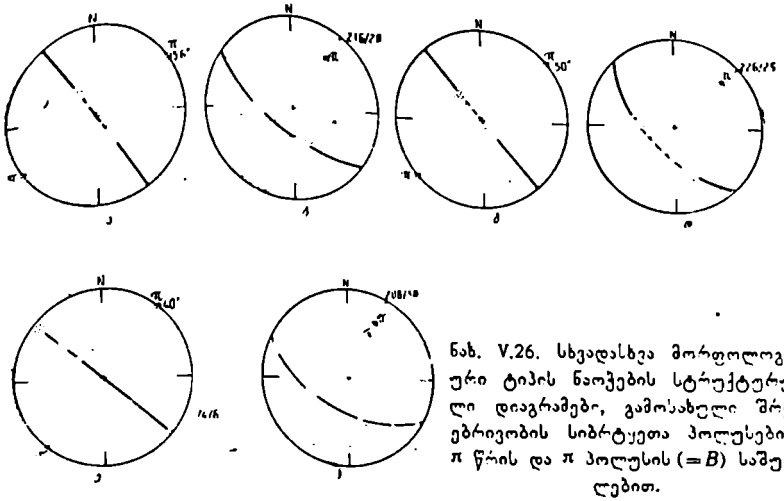


ნახ. V.25. სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოჭების სტრუქტურული დიაგრამები გამოსახული შრეებრივობის შესაბამისი დიდი წრეების, პოლარული წერტილების (*X*), π წრის და π პოლუსის (=β=*B*) საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოჭი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოჭი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოჭი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოჭი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული *SO* ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული *SO* ფრთით და დაძირული ღერძით (ადლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

მოვიდგენთ მარტივი ღუნვის ნაოჭს, რომელიც ერთი გარკვეული ღერძის გარშემო თავდაპირველად სწორი შრეების გაღუნვის შედეგად არის მიღებული, ადვილად დავინახავთ, რომ ბრუნვის ღერძი, ანუ ნაოჭის ღერძი ტაუტოზონალობის ღერძის ანალოგიური იქნება. გასაგებია, რომ შმიდტის ბადეზე ნაოჭის ღერძის მდებარეობის დადგენა შესაძლებელია ან შრეებრივობის სიბრტყეების გამომსახველი დიდი წრეების გადაკვეთის წერტილთა მაქსიმუმის საშუალებით, ანდა იმ დიდი წრის პოლუსის (ტაუტოზონალობის პოლუსი) საშუალებით, რომელზედაც განლაგებულია შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები. ეს ორი ხერხი ურთიერთკონტროლის საშუალებას იძლევა. ამრიგად, ნაოჭის ღერძის აგება შმიდტის ბადეზე შემდეგნაირად ხდება: თეორიულად ნაოჭის ფრთების შრეებრივობის გამომსახველი დიდი წრეები ერთ წერტილში (β) იკვეთება (ნახ. V.25, ბ). მაგრამ, როგორც წესი, შეიმჩნევა გადაკვეთის წერტილების გარკვეული მცირე გაბნევა. ამის გამო, საჭიროა მოიძებნოს ამ წერტილების მაქსიმუმი, რომელიც თავისი მდებარეობით პრაქტიკულად ემთხვევა ნაოჭის ღერძის საშუალო მდებარეობას.

შმიდტის ბადეზე ნაოჭის ღერძის მდებარეობის დადგენა, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება აგრეთვე შრეებრივობის სიბრტყეების პოლა-



ნახ. V.26. სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოჭების სტრუქტურული დიაგრამები, გამოსახული შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების, π წრის და π პოლუსის (=*B*) საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოჭი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოჭი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოჭი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოჭი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული *SO* ფრთით და დაძირული ღერძით (ადლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რული წერტილების საშუალებით. მაგრამ, ეს შესაძლებელია თუ გვაქვს ანაზომთა საკმაო რაოდენობა (ნახ. V.26). გამჭვირვალე ქაღალდი, რომელზეც დატანილია შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები, უნდა შემოვაბრუნოთ ისე, რომ ისინი შეუთავსდენ ერთ-ერთ დიდ წრეს, ანუ მერიდიანს შმიდტის ბადეზე. პოლარული წერტილების შემაერთებელი ეს დიდი წრე აღინიშნება როგორც π წრე. ანაზომთა გარკვეული გაბნევა გამოიხატება პოლარული წერტილების გაბნევით π-წრის გარშემო. π-წრის შესაბამისი სიბრტყის პოლუსი — π ემთხვევა შრეებრივობის სიბრტყეთა გამომხატველი დიდი წრეების გადაკვეთის წერტილს β-ს და შესაბამისად ნაოჭის ღერძის *B*-ს გამოსავალს.

ამგვარად, ნაოჭის ღერძის სივრცობრივ მდებარეობას ერთნაირად გადმოგვცემს *B*-ს, β-ს და π-ს განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე.

ნაოჭის ღერძის დასადგენად, გარდა შრეებრივობის სიბრტყეებისა, შეიძლება გამოვიყენოთ აგრეთვე არაერთგვაროვანი სტრუქტურული ელემენტების კომბინაცია, კერძოდ, შრეებრივობის და კლივაჟის სიბ-

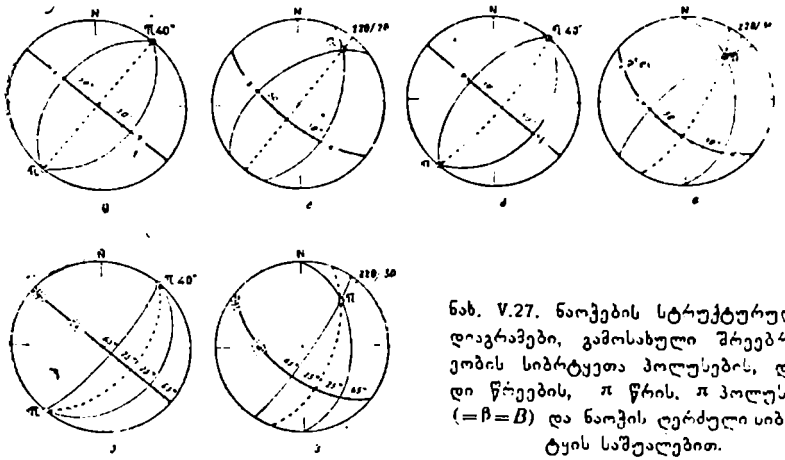
რტყეები, რომელთა გადაკვეთის ხაზის მდებარეობა სივრცეში ძალიან უახლოვდება ნაოჭის ღერძის მდებარეობას. შმიდტის ბადეზე ამ ხაზის ნახევარსფეროსთან გადაკვეთის წერტილი ისევე მოიძებნება, როგორც შრეებრივობის ორი სიბრტყის გადაკვეთის β წერტილი. ანაზომთა დიდი რაოდენობის შემთხვევაში წერტილთა სიმრავლიდან შეიძლება მოიძებნოს მაქსიმალური δ.

ქვემოთ მოყვანილია სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოჭების შმიდტის ბადეზე გამოსახვის მაგალითები შრეებრივობის გამომხატველი დიდი წრეების და მათი პოლუსების (ნახ. V.25) და მხოლოდ შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების საშუალებით (ნახ. V.26). ვინაიდან, სტრუქტურულ დიაგრამაზე ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭები ერთნაირად გამოისახება, ამიტომ მაგალითებში ისინი არ არის გარჩეული.

სტრუქტურულ დიაგრამაზე შრეებრივობის სიბრტყეების პოლუსების საშუალებით შესაძლებელია არა მარტო ნაოჭის, არამედ ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გამოსახვაც. ამისათვის საჭიროა, დიაგრამაზე გვქონდეს ნაოჭის ორივე ფრთის შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების მკაფიო მაქსიმუმები. როგორც სიმეტრიული, ისე დახრილი ნაოჭებისთვის, და აგრეთვე თაზარული და დახრილი ღერძის მქონე ნაოჭებისთვის, სტრუქტურულ დიაგრამაზე ღერძული სიბრტყის მდებარეობის განსაზღვრისათვის საჭიროა π-წრე შემოვაბრუნოთ და შევუთავსოთ შმიდტის ბადის შესაბამის დიდ წრეს, შემდეგ ამ წრეზე ვიპოვოთ შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმები ან დიდი წრეების მაქსიმუმებს შორის მოთავსებული რკალის (ე. ი. შესაბამისი ცენტრალური კუთხის) შუაზე გამყოფი წერტილი და ამ წერტილზე და π-პოლუსზე, გამქვირვალე ქაღალდის შესაბამისი მობრუნების შემდეგ, გავავლოთ დიდი წრე, რომელიც იქნება სწორედ ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გამოსახულება სტრუქტურულ დიაგრამაზე (ნახ. V.27, ა, ბ, გ, დ).

გადაბრუნებული ნაოჭის შემთხვევაში, როდესაც მისი ერთ-ერთი ფრთა გადაყირავებულია, უნდა ვიპოვოთ დიდი წრეების მაქსიმუმებს შორის მოთავსებული რკალის შუაზე გამყოფი წერტილი. ხოლო, თუ გვინდა ამ წერტილის პოვნა სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმების საშუალებით, საჭიროა მათ შორის რკალის შუაზე გამყოფი წერტილიდან გადავზომოთ 90° (ნახ. V.27, ე. ვ).

უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგიერთ შემთხვევაში, განსაკუთრებით კი მაშინ, როდესაც ბუნებაში გაშიშვლებულია ნაოჭის მხოლოდ ერთი ფრთა, შესაძლებელია ნაოჭის ღერძული სიბრტყის მიახლოებითი მდებარეობა ვიპოვოთ კლივაჟის სიბრტყეების საშუალებით, რომლე-



ნახ. V.27. ნაოჭების სტრუქტურული დიაგრამები, გამოსახული შრეებრიეობის სიბრტყეთა პოლუსების, დიდი წრეების, π წრის, π პოლუსის (=β=B) და ნაოჭის ღერძული სიბრტყის საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოჭი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოჭი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოჭი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოჭი დაძირული ღერძით ($P_{ღ.ძ}$ = ღერძული სიბრტყის პოლუსს), ე — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული *SO* ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული *SO* ფრთით და დაძირული ღერძით (აღლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

ბიც, როგორც ცნობილია, უმეტესად ღერძული სიბრტყის პარალელურია.

სტრუქტურათა სიმეტრია და სტრუქტურული კოორდინატები. იმისათვის, რომ გავერკვეთ სტრუქტურულ დიაგრამებზე სხვადასხვა სტრუქტურული ელემენტების კანონზომიერ განლაგებაში და მოვახდინოთ ამ დიაგრამების ანალიზი, საჭიროა პირველ რიგში წარმოდგენა გვქონდეს სხვადასხვა მასშტაბის სტრუქტურებისთვის დამახასიათებელი სიმეტრიის შესახებ.

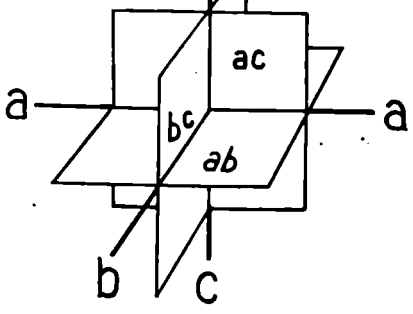
კრისტალოგრაფიაში მიღებული ფორმათა სიმეტრიის კლასიფიკაცია გამოსადეგია ქანთმაშენი მინერალებით და თვით ქანებით შექმნილი სტრუქტურებისთვისაც. კრისტალური მესრის ამგები ელემენტები შეიძლება შევადაროთ მიკრო და მაკროსტრუქტურების შემქმნელ სტრუქტურულ ელემენტებს, ისევე, როგორც მესრის ამგები ელემენტების სივრცობრივი განლაგება შეიძლება შევადაროთ სტრუქტურული ელემენტების განლაგებას. როგორც კრისტალური ფორმის პოლარულ წერტილთა დიაგრამა, ისე სტრუქტურული დიაგრამა იძლევა მითითებას მიმართულებათა სიმეტრიის შესახებ, მაგრამ, არ წსნის პირველ შემთხვევაში კრისტალის ჰაბიტუსს და მეორე შემთხვევაში — სტრუქტურის ფორმას.

განსხვავება კრისტალსა და ქანის სტრუქტურას შორის იმაში მდგომარეობს, რომ ქანის სტრუქტურა უფრო დაბალი რიგის არეა, რაც გამოხატულებას პოულობს გენეტურად განსხვავებული მიმართულებების არსებობაში. არსებობს კრისტალური მიმართულებები და სტრუქტურული მიმართულებები. პირველნი წარმოიქმნება კრისტალის ზრდის დროს შესრის ამგები ელემენტების გარკვეული განლაგებისას, ხოლო მეორენი — სტრუქტურის ჩამოყალიბების დროს სტრუქტურული ელემენტების განლაგების შედეგად. მეტად მნიშვნელოვანია აგრეთვე ის გარემოება, რომ ქანის დეფორმაციულ სტრუქტურაში არ არსებობს გეომეტრიული კრისტალოგრაფიისათვის დამახასიათებელი მკაფიო იდეალური სიმეტრიის სიბრტყეები და ღერძები. ქანის სტრუქტურაში სიმეტრიის ელემენტების დადგენა ხდება სტატისტიკური გზით. ამ სიმეტრიას ქმნის სტრუქტურის შემადგენელი სტრუქტურული ელემენტების უმრავლესობა, მაგრამ არსებობს ელემენტები, რომლებიც გადახრილია გამოვლენილი სიმეტრიიდან. სტრუქტურულ ელემენტებს ხშირად თვით კრისტალები წარმოადგენენ, ანდა, ყოველ შემთხვევაში, ისინი შედგებიან კრისტალებისაგან. ეს უკანასკნელნი სტრუქტურაში ქმნიან დეფორმაციისათვის უცხო კანონზომიერ მიმართულებებს, რომლებიც აქტიურად თუ პასიურად მონაწილეობენ სტრუქტურის ფორმირებაში.

მიკროსტრუქტურულ ანალიზში სიმეტრიული დახასიათება ხდება უმთავრესად ასეთი, დეფორმაციისათვის უცხო, კანონზომიერი მიმართულებების მაგ. კვარცის ოპტიკური ღერძების, ქარსების და კარბონატების ტკეჩვადობის სიბრტყეების და სხვ. საშუალებით. ეს მიმართულებები ძალიან ხშირად მნიშვნელოვნად მონაწილეობენ დეფორმაციის პროცესში, განსაკუთრებით კი ტექტონიტების სტრუქტურის ფორმირებაში, როდესაც დეფორმაცია მიკროსტრუქტურის დონეზე მიმდინარეობს (მარცვალთა ტრანსლაცია და ა. შ.). ამ შემთხვევაში ხდება ამ დეფორმაციისთვის უცხო მიმართულებათა შეკრება სხვა მიმართულებებთან და სტრუქტურის სიმეტრია მკაფიოდ არის გამოხატული. მაგრამ, თუ ეს უცხო მიმართულებები არ მონაწილეობენ აქტიურად დეფორმაციის პროცესში, მაშინ მათ შეუძლიათ გამოიწვიონ სტრუქტურის სიმეტრიის დაწევა (ძველი ორიენტაციის გადაფარვა), აწევა (სიმეტრიის ამწევი გადაფარვა), ანდა საერთოდ არ იმოქმედონ სიმეტრიის ხასიათზე (ერთნაირი სიმეტრიების გადაფარვა ან დეფორმაციისწინა ორიენტირების არსებობა). კრისტალურ სინგონიებთან (კუბური, ტეტრაგონული, ჰექსაგონური, ტრიგონული, რომბული, მონოკლინური, ტრიკლინური) შედარების საფუძველზე ქანების სტრუქტურები ასევე შესაძლებელია დავაჯგუფოთ ცალკეული სიმეტრიის სისტემებად. კუბური სისტემა ახასი-

ათებს იზოტროპიული ჰომოგენური ქანის სტრუქტურას. მაგალითად, არაორიენტირებულ გრანიტულ სტრუქტურას.

ცნობილია, რომ ქანების უმრავლესობა მიწის ქერქის ზედა ნაწილებში სხვადასხვა მასშტაბის მეტად თუ ნაკლებად მოწესრიგებული სტრუქტურით ხასიათდება. იმისათვის, რომ შესაძლებელი გახდეს ამ სტრუქტურების შემქმნელი სტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი განლაგების და სიმეტრიის ცალსახად აღწერა, სტრუქტურულ გეოლოგიაში, მსგავსად კრისტალოგრაფიისა, გამოიყენება კოორდინატთა სისტემა *abc*. თუ სტრუქტურაში ვლინდება უპირატესი მიმართულებების, მაგალითად, სიბრტყითი ან წრფივი ელემენტების არსებობა, მაშინ ეს უკანასკნელნი შეძლებისდაგვარად უნდა დავუკავშიროთ კოორდინატთა ღერძების განლაგებას იმისთვის, რომ შესაძლებელი გახდეს სტრუქტურის ამ უბნის შედარება სხვა უფრო მცირე ან უფრო დიდ უბანთან და, ამავე დროს, ცალკეულ სტრუქტურულ ელემენტთა გენეტური დახასიათება. მიკროსტრუქტურებში *abc* კოორდინატთა სისტემის განხილვის დროს მიღებულია, რომ ღერძი „*a*" წარმოადგენს ტექტონიკური ტრანსპორტის მიმართულებას და „*c*" ღერძთან ერთად მდებარეობს დეფორმაციის სიბრტყეში (*ac* — სიბრტყე). ღერძი „*b*" არის დეფორმაციის ღერძი და მას, სტრუქტურის ტრიკლინური სიმეტრიის გარდა, ყველა შემთხვევაში დეფორმაციის *ac* სიბრტყის მართობული ორიენტაცია აქვს. ღერძი „*c*", რომბული სიმეტრიის შემთხვევაში, განლაგებულია „*a*" და „*b*" ღერძების მართობულად. ამ შემთხვევაში ნებისმიერი ორი კოორდინატთა ღერძი განლაგებულია ერთ სიბრტყეში და, ამრიგად ვღებულობთ სამ ურთიერთმართობულ სიბრტყეს *ab*, *bc* და *ac* (ნახ: V. 28).



ნახ. V.28. *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატების და მათი შესაბამისი *ab*, *bc* და *ac* სიბრტყეების განლაგება რომბული სიმეტრიის სტრუქტურებში.

შემდგომ, მაკროსტრუქტურების შემთხვევაში, განვიხილავთ ძირითადად სტრუქტურული კოორდინატების განლაგების უმარტივეს შემთხვევას, ანუ მათ განლაგებას რომბული სიმეტრიის სტრუქტურებში. მიკროსტრუქტურებში სხვა სიმეტროლოგიური დამოკი-

დებულებები შეიძლება ვაწარმოოთ რომბული სიმეტრიიდან. მონოკლინური სიმეტრიის შემთხვევაში ორი ღერძი, ხოლო ტრიკლინურის შემთხვევაში კი, არც ერთი ღერძი არ არის ურთიერთმართობული. მაკროსტრუქტურებში სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობა ზოგადად ემთხვევა სამი ურთიერთმართობული, მთავარი ნორმალური დაძაბულობების σ_1, σ_2, σ_3 და, მაშასადამე, დეფორმაციის სამი მთავარი ღერძის (A, B და C) მდებარეობას. b ღერძის განლაგება ფაქტიურად ემთხვევა B-ს და σ_2-ს, მაგრამ, როგორც ქვემოთ დავინახავთ, მხოლოდ დეტალური ანალიზის საფუძველზე შეიძლება აღწერითი მნიშვნელობის სტრუქტურული კოორდინატების a და c და მთავარი ნორმალური დაძაბულობების ღერძების (σ_3 და σ_1) დაკავშირება და გაიგივება.

სტრუქტურულ კოორდინატებს სტრუქტურის სხვადასხვა უბანზე და სხვადასხვა რიგის სტრუქტურებში შესაძლებელია სხვადასხვაგვარი ორიენტაცია ჰქონდეთ. ასე, მაგალითად, მიწის ქერქის რომელიმე დანაოჭებული უბნისთვის დამახასიათებელი კოორდინატთა ღერძები არ გამოდგება ცალკეული გაშიშვლებების ნიმუშების და, მით უმეტეს, შლიფების ფარგლებში გამოხატული სტრუქტურებისთვის.

სტრუქტურული კოორდინატების ორიენტაციის დადგენა ზოგჯერ უკვე საველე პირობებშია შესაძლებელი: შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის სიბრტყეზე (ე. წ. S სიბრტყეზე) დაწვრილნაოჭების არსებობის შემთხვევაში b ღერძი განლაგებულია ამ სიბრტყეში დაწვრილნაოჭების პარალელურად, ხოლო a ღერძი კი — ამავე სიბრტყეში მის მართობულად. საკოორდინატო ღერძი c S სიბრტყის და შესაბამისად a და b ღერძების მართობულად არის ორიენტირებული. V.29 ნახაზზე გამოხატულია სტრუქტურული კოორდინატების განლაგების მაგალითი ამგვარი ქანის ნიმუშში. ანალოგიურად შესაძლებელია დაფიქლებულ ქანში ორი ურთიერთგამკვეთი სხლეტვის ნაპრალთა სისტემით (S' და S'') b ღერძის პოვნა (ნახ. V.30), რომელიც ემთხვევა ამ სისტემების გადაკვეთის ხაზს. a ღერძი განლაგებულია S სიბრტყეში (ფიქლებრივობის სიბრტყეში) b-ს მართობულად, ხოლო c კი კვლავ S სიბრტყის მართობულია.

იმ შემთხვევაში, როდესაც S სიბრტყეზე შეიმჩნევა არა დაწვრილნაოჭება, არამედ სხლეტვის კვალი, მაშინ მისი მიმართულება შეესაბამება a ღერძის მიმართულებას, b ღერძი კი, ამ შემთხვევაშიც განლაგებულია S სიბრტყეში a-ს მართობულად, ხოლო c — S სიბრტყის მართობულად.

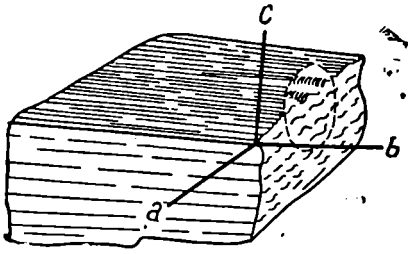
ამგვარად, სამივე ზემოთ განხილულ მაგალითში S-სიბრტყე (ab სიბრტყე) გენეტურად მეტად მნიშვნელოვანი სიბრტყეა. უნდა ვეცადოთ შეძლებისდაგვარად დავადგინოთ აგრეთვე a ღერძის, ანუ სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობის მიმართულება. მაგრამ, მხედვე-

ლობაში უნდა მივიღოთ, რომ დეფორმაციის პროცესში, როგორც წესი, ადგილი აქვს სტრუქტურულ კოორდინატთა ბრუნვას უმეტესად *b* ღერძის გარშემო. მაგალითად, ნაოჭის წარმოშობის დროს ხდება თავდაპირველად სწორი შრეების მოხრა ნაოჭის ღერძის *B*-ს გარშემო. ამის გამო, ნაოჭის ფრთაში *a* ღერძი შრეებრივობის სიბრტყეში მდებარეობს. მთელი ნაოჭისთვის კი *c* ღერძი ნაოჭის ღერძულ სიბრტყეში იქნება განლაგებული (ნახ. V.31). როგორც ნახაზიდან ჩანს *a* და *c* ღერძები ნაოჭის სხვადასხვა ნაწილში, *b* ღერძის გარშემო ბრუნვის შედეგად, იცვლიან თავის მდებარეობას, მაშინ, როდესაც *b* ღერძის მდებარეობა ყველგან უცვლელია და ემთხვევა ნაოჭისათვის საერთო *b* ღერძის მდებარეობას.

განხილული მაგალითებიდან კარგად ჩანს, რომ კოორდინატა *b*, როგორც გენეტური ღერძი, უფრო მყარი განლაგებით ხასიათდება, ვიდრე *a* და *c* ღერძები: მას ყოველთვის სტრუქტურის განსახილველ უბანზე ტექტონიკური ტრანსპორტის პერპენდიკულარული ორიენტაცია აქვს. ამავე დროს, როგორც დავინახეთ, სტრუქტურული კოორდინატების დადგენილი ორიენტაცია გამოდგება მხოლოდ იმ უბნისათვის და იმ რიგის სტრუქტურისთვის, რომლისთვისაც ის არის განსაზღვრული. ამიტომ, ვთქვათ მიკროსტრუქტურის ფარგლებში განსაზღვრული კოორდინატთა ღერძის *a*-ს მიმართულება არ შეიძლება, დამატებითი კონტროლის გარეშე, ჩავთვალოთ გეოლოგიური რუკის მასშტაბში ტექტონიკური ტრანსპორტის მიმართულებად [1].

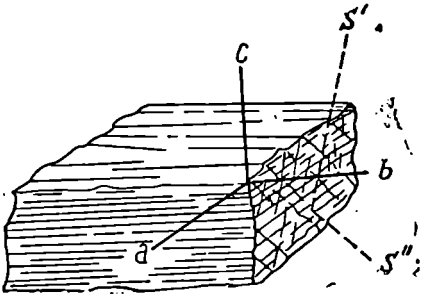
სტრუქტურული კოორდინატების გამოსახვა შმიდტის ბადეზე. სტრუქტურული კოორდინატების გამოსახვა შმიდტის ბადეზე გულისხმობს *ac*, *bc* და *ab* სიბრტყეების დატანას დიდი წრეების სახით (ნახ. V.32). რადგან ღერძების პარალელური სტრუქტურული ელემენტები ამ დიდ წრეებზე ტაუტოზონალურადაა განლაგებული, ამიტომ მათ ზ ო ნ ა ლ უ რ წ რ ე ე ბ ს უწოდებენ. რომბული სიმეტრიის სტრუქტურის არსებობის შემთხვევაში ნებისმიერი ორი სტრუქტურული კოორდინატის მიერ ნახევარსფეროს გაკვეთის წერტილებს შორის კუთხე და მისი შესაბამისი რკალის სიგრძე დიდ წრეზე 90°-ის ტოლია. ამრიგად, თუ ჩვენ დიაგრამაზე გვაქვს ნაოჭის სტრუქტურული გამოსახულება, მასზე სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის მიახლოებითი განსაზღვრა სიძნელეს არ წარმოადგენს: *b* ღერძის მდებარეობა ემთხვევა ნაოჭის ღერძის *B*-ს მდებარეობას, *c* ღერძი განლაგებულია ნაოჭის ღერძულ სიბრტყეში *b*-ს მართობულად, ხოლო *a* ღერძი კი *bc* სიბრტყის მართობულია. აღსანიშნავია, რომ შმიდტის ბადეზე ნაოჭის შიგნით სტრუქტურული კოორდინატების აგების დროს

[1] შლიფის ფარგლებში სტრუქტურული კოორდინატების განლაგების შესახებ ლაპარაკი იქნება მიკროსტრუქტურული დიაგრამებისადმი მიძღვნილ თავში.



ნახ. V.29. სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება შრეებრივი ქანის ნიმუშში, რომლის S სიბრტყეზე დაწერილნაოჭება შეიმჩნევა (ყარლის მიხედვით, 1964).

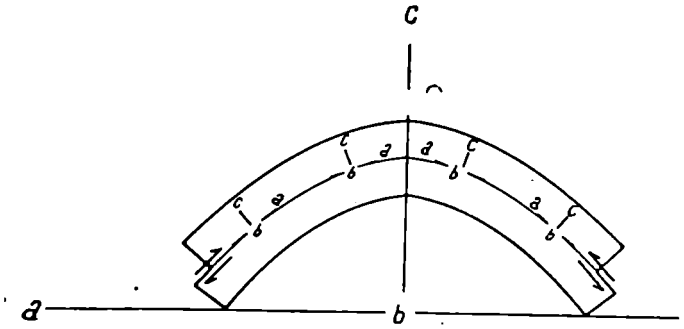
მხედველობაში უნდა მივიღოთ ნაოჭთან გენეტურად დაკავშირებული სხვა სტრუქტურული ელემენტების, კერძოდ, ტექტონიკური ნაპრალების განლაგებაც, რომლებიც, როგორც ქვემოთ დავინახავთ, სტრუქტურულ კოორდინატების მიმართ სრულიად კანონზომიერ ორიენტაციაში იმყოფებიან. V.33 ნახაზზე მოცემულია სხვადასხვა ტიპის ნაოჭების სტრუქტურული გამოხატულება სხვადასხვა სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით და მათში *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება. ნახაზიდან ჩანს, რომ *a* და *b* სტრუქტურული კოორდინატების გამოსავალი წერტილები მდებარეობენ *ab* ზონალურ წრეზე *a* და *c* კოორდინატები — *ac* ზონალურ წრეზე (π-წრეზე), ხოლო *b* და *c*—*bc* ზონალურ წრეზე. ამასთან, *ac* ზონალური წრის პოლარული წერტილი ემთხვევა *c*-ს, ხოლო *bc* ზონალური წრის პოლუსი კი— *a* ღერძის გამოსავალს.



ნახ. V.30. სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება დაფიქლებული ქანის ნიმუშში შეწყვილებული სხლეტვის ნაპრალთა სისტემების (*S'* და *S''*) საშუალებით (ყარლის მიხედვით, 1964).

ტექტონიკური ზედაპირების გენეტური ტიპები და მათი განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე. თუ სხეული განიცდის დაწოლას გარედან, ე. ი. გარე ძალების მოქმედებას, მაშინ მის ნებისმიერ წერტილში და ნებისმიერ წარმოდგენით სიბრტყეზე, რომელიც შესაძლებელია მის შიგნით გავატაროთ, წარმოიშობა გარე ძალების საწინააღმდეგოდ მიმართული შიგა ძალები.

თუ შიგა ძალის სიდიდეს შევუფარდებთ სხეულის იმ კვეთის ერთეულ ფართობს, რომელზეც ეს ძალა ვლინდება, მივიღებთ სიდიდეს, რომელსაც **დ ა ძ ა ბ უ ლ ო ბ ა ს** უწოდებენ. დაძაბულობის სიდიდე, ერთი და იმავე გარე დაწოლის და ერთი და იმავე დეფორმაციის დროს, დამოკიდებულია სხეულში გატარებული წარმოდგენითი სიბრტყის მიმართულებაზე. დაძაბულობები მაქსიმალური იქნება იმ სიბრტყე-

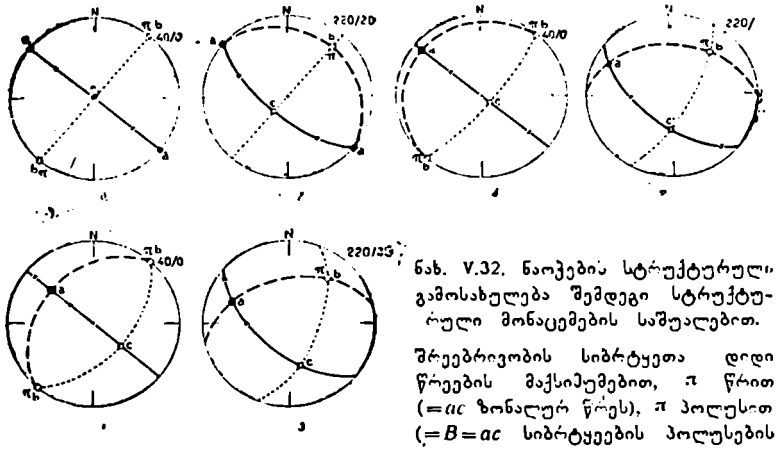


ნახ. V.31. სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება ნაოჭში და მის ცალკეულ ნაწილებში.

ზე, რომელიც გაჭიმვის ღერძის მართობულია და თანდათან შემცირდება ამ სიბრტყის მობრუნებით და მისი მიახლოებით ამავე ღერძის პარალელურ მდგომარეობასთან. დაძაბულობები ნულის ტოლი იქნება, როდესაც აღნიშნული სიბრტყე ამ ღერძის პარალელური გახდება.

დრეკადობის თეორიაში მტკიცდება, რომ ნებისმიერი ერთგვაროვანი დაძაბულობის მდგომარეობა შეიძლება დავიყვანოთ სამი ურთიერთმართობული ღერძის მიმართ შეკუმშვა-გაჭიმვის დაძაბულობაზე. ამ ღერძებს დ ა ძ ა ბ უ ლ ო ბ ი ს მ თ ა ვ ა რ ი ღ ე რ ძ ე ბ ი ეწოდება. ამასთან, ორი მათგანი ზღვრულია, ე. ი. ერთი მაქსიმალურია, ხოლო მეორე — მინიმალური. იმ კვეთებს, რომელთა მართობულად მოქმედებენ σ_1, σ_2, σ_3 ნორმალური დაძაბულობები, მთავარი ნორმალური დაძაბულობების სიბრტყეებს უწოდებენ.

მოცულობით დაძაბულობის მდგომარეობის შემთხვევაში არსებობენ მაქსიმალური, საშუალო და მინიმალური ნორმალური დაძაბულობები, რომლებიც გადაეცემა დაძაბულობის მთავარი ღერძების გასწვრივ და აღინიშნება შესაბამისად σ_1, σ_2 და σ_3-ით. მაქსიმალური მხები დაძაბულობების მიმართულებები შუაზე ჰყოფენ დაძაბულობის მთავარ ღერძებს შორის კუთხეს. თუ $\sigma_1 = \sigma_3$, ე. ი. $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, მაშინ მხები დაძაბულობები არ წარმოიქმნება. ეს არის თანაბარი, ყოველმხრივი შეკუმშვის ან გაჭიმვის შემთხვევა. ასეთია მაგალითად, ჰიდროსტატიკური წნევა, რომელსაც სითხეში ჩაძირული სხეული განიცდის. ტექტონიკურ ზედაპირთა სხვადასხვა გენეტურ ჯგუფებს (მოწყვეტის, სხლეტვის და გამოჭყლეტის ზედაპირებს) მთავარი ნორმალური დაძაბულობების მიმართ სრულიად გარკვეული კანონზომიერი ორიენტაცია ახასიათებთ (ნახ. V.32, ა). მაქსიმალური კუმშვის (σ_3 ღერძის) მართობულ კვეთში ვითარდება გამოჭყლეტის ზედაპირები.

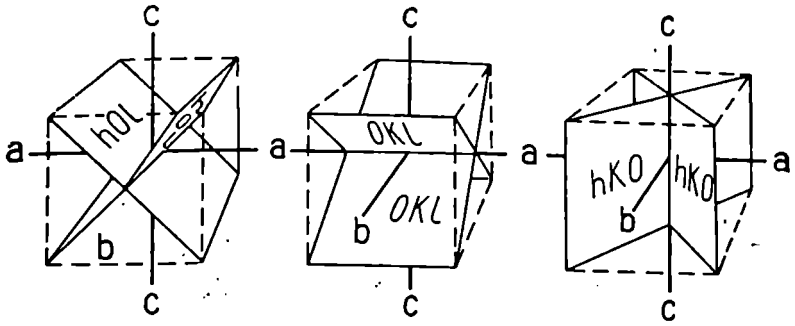


ნახ. V.32. ნაოჭების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით.

შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით ($=ac$ ზონალურ წრეს), π პოლუსით ($=B=ac$ სიბრტყეების პოლუსების მაქსიმუმს), a, b და c სტრუქტურული კოორდინატებით, ab, ac და bc ზონალური წრეებით, ab, ac და bc სიბრტყეების პოლუსებით. ა — სიმეტრიული ნაოჭი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოჭი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოჭი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოჭი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოჭი გადაყირავებული SO ფრთით და დაძირული ღერძით (ადლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

მოწყვეტის ზედაპირები კი ვითარდება σ_3 და σ_1 ღერძებზე გამავალ სიბრტყეების პარალელურად (ნახ. V.32, ბ). სხლეტვის ზედაპირები, როგორც ცნობილია, ვითარდება მაქსიმალური მხები დაძაბულობების მიმართულებით. მოცულობითი დაძაბულობის მდგომარეობისას უნდა ჩნდებოდეს სხლეტვის ზედაპირების სამი წყვილი (ნახ. V.33). მათგან მთავარი არის ის, რომელიც σ_3 და σ_1 ღერძებს შორის კუთხეებს შუაზე ჰყოფს და σ_2 ღერძში იკვეთება.

როგორც აღვნიშნეთ, სტრუქტურულ კოორდინატთა a, b და c ღერძების მიმართულება ზოგადად ემთხვევა მთავარი ნორმალური დაძაბულობების ღერძების σ_1, σ_2 და σ_3-ის მიმართულებას. ამის გამო, ტექტონიკური ზედაპირები ერთ რომელიმე გარკვეულ სტრუქტურულ გეგმაში სტრუქტურული კოორდინატების მიმართ, როგორც წესი, კანონზომიერადაა განლაგებული, რაც ამ ზედაპირების გენეტური სახესხვაობების დადგენის საშუალებას იძლევა. ab, ac და bc სიბრტყეები ზოგადად მთავარი ნორმალური დაძაბულობების სიბრტყეებს წარმოადგენენ და მათი განლაგება პოტენციურად შეესაბამება მოწყვეტის და გაჭყლეტის ნაპრალების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გან-



ნახ. V.33. სხლეტვის ნაპრალთა წყვილების განლაგება *abc* სტრუქტურულ კოორდინატთა სისტემაში.

ლაგებას. ეს სიბრტყეები ორი საკოორდინატო ღერძის პარალელურია და ჰკვეთს ერთ რომელიმე ღერძს. სხლეტვის ნაპრალების და სხვა მსგავსი წარმოშობის ტექტონიკური ზედაპირების ორიენტაცია ისეთია, რომ ისინი ორი ღერძის გამკვეთი და ერთი რომელიმე ღერძის პარალელურია.

ზოგადი მდებარეობის სიბრტყეები, რომლებიც სამივე საკოორდინატო ღერძის გამკვეთია, მსგავსად კრისტალოგრაფიისა, აღინიშნება როგორც *hkl* სიბრტყეები. ორი ღერძის გამკვეთი სხლეტვის სიბრტყეები აღინიშნება როგორც *okl*, *hol* და *hko* სიბრტყეები (ნახ. V.33). *o* აღნიშნავს რომელიმე ღერძის მიმართ პარალელურ ორიენტაციას.

მაგალითად, *okl* ნიშნავს *a* ღერძის მიმართ პარალელურ სიბრტყეს, რომელიც *b* და *c* ღერძების გამკვეთია და ა. შ.

ბუნებრივია, რომ ერთი ღერძის გამკვეთი სიბრტყეები წარმოადგენენ *hoo*(*bc*), *ool*(*ab*) და *oko*(*ac*) სიბრტყეებს.

მოწყვეტის ზედაპირებიდან, გასწვრივი კუმშვის შემთხვევაში, ბუნებაში ყველაზე ხშირად გამოხატულია *ac* სიბრტყეები, რომელთა დიდი წრე ემთხვევა π-წრეს, ე. ი. *ac* ზონალურ წრეს, ხოლო ამ სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმი კი π-პოლუსს და შესაბამისად β-ს და *B*-ს. საკმაოდ ხშირად გვხვდება აგრეთვე *bc* სიბრტყეები (გამოქყლეტის ზედაპირები), რომელთა დიდი წრეების განლაგება შეესაბამება *bc* ზონალურ წრეს და, მაშასადამე, ამ სიბრტყეების პოლუსების მაქსიმუმი ემთხვევა *a* ღერძის გამოსავალს. რასაკვირველია, ბუნებრივ სტრუქტურებში ეს დამთხვევები მიახლოებითი იქნება. თეორიულად შესაძლებელია არსებობდეს მოწყვეტის *ab* ზედაპირებიც, რომელთა პოლუსების მაქსიმუმი *c* ღერძის გამოსავალს ემთხვე-

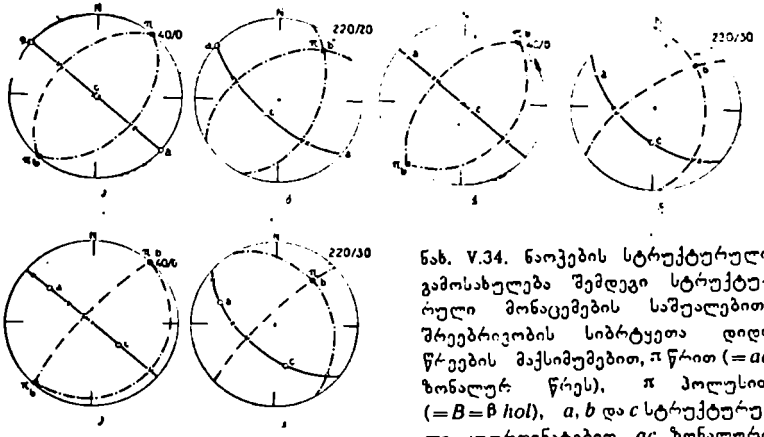
ვა, მაგრამ ამ ზედაპირების წარმოშობას, ბუნებრივ პირობებში, ჩვეულებრივ დაქანების სიმძიმის ძალით გამოწვეული ვერტიკალური დაწოლა ეწინააღმდეგება. აღნიშნული ზედაპირების განლაგება სხვადასხვა ტიპის ნაოჭების გამომსახველ სტრუქტურულ დიაგრამებზე მოცემულია V.32 ნახაზზე.

განივი ღუნვის შემთხვევაში ბუნებრივია მოწყვეტის ზედაპირები ჩნდება *ac* და *bc* სიბრტყეების გასწვრივ, ხოლო გაჭყლეტის ნაპრალები კი, *ab* სიბრტყეების გასწვრივ.

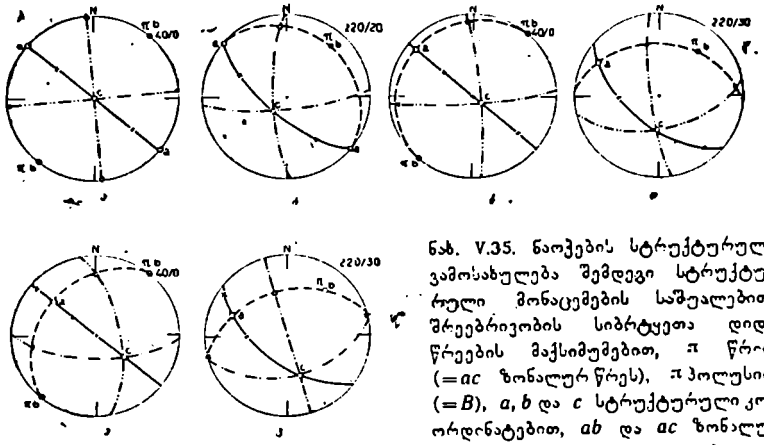
განსაკუთრებული მნიშვნელობა სტრუქტურული კვლევის დროს აქვს სხლეტვის *hol*, *hko* და *okl* ნაპრალებს. თითოეულ ამ შეწყვილებულ სხლეტვის ნაპრალებს შორის კუთხე 90°-ს უდრის, მაგრამ, ბუნებრივ პირობებში ეს კუთხე, როგორც წესი, უფრო ბლაგვი ან უფრო მახვილია. *hol* სხლეტვის ნაპრალთა და სხვა ტექტონიკურ ზედაპირთა შეწყვილებული სისტემები *b* ღერძში, და შესაბამისად ნაოჭის *B* ღერძში, იკვეთება და, მაშასადამე, მათი შესაბამისი დიდი წრეები სტრუქტურულ დიაგრამაზე იკვეთება *b* ღერძის (=*B*, π და β) გამოსავალ წერტილებში. *hol* სიბრტყეების პოლუსები მდებარეობენ *ac* ზონალურ წრეზე, ე. ი. π წრეზე. მათი მაქსიმუმები თეორიულად *a* და *c* ღერძებს შორის მდებარე კუთხეებს შუაზე ყოფენ. *hol* სიბრტყეებს, გასწვრივი კუმშვის შემთხვევაში, უმეტესად ბუნებაში შესხლეტვის და შეცოცების ზედაპირები წარმოადგენენ, მაგრამ ზოგიერთ შემთხვევაში, როდესაც ადგილი აქვს შრეების არა გასწვრივ, არამედ გარდიგარდმო ღუნვას, *hol* მიმართულებებს ნასხლეტების ზედაპირები შეესაბამება.

hol სიბრტყეების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე სხვადასხვა ტიპის ნაოჭებში მოცემულია V.34 ნახაზზე. *hko* სიბრტყეები *c* ღერძის პარალელურია და მათი შეწყვილებული სისტემების შესაბამისი დიდი წრეები ამ ღერძის გამოსავალ წერტილში იკვეთება. ამ სიბრტყეთა პოლუსები თეორიულად განლაგებულია *ab* ზონალურ წრეზე და შუაზე ჰყოფს *a* და *b* ღერძებს შორის მოთავსებულ კუთხეს. *hko* სიბრტყეები უმთავრესად ვითარდებიან გასწვრივი კუმშვის შედეგად და ბუნებრივ პირობებში წარმოადგენენ ნაწევის ზედაპირებს, რომლებიც ნაოჭის ღერძის მიმართ დიაგონალურადაა ორიენტირებული. *hko* სიბრტყეების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე სხვადასხვა ტიპის ნაოჭებში მოცემულია V.35 ნახაზზე.

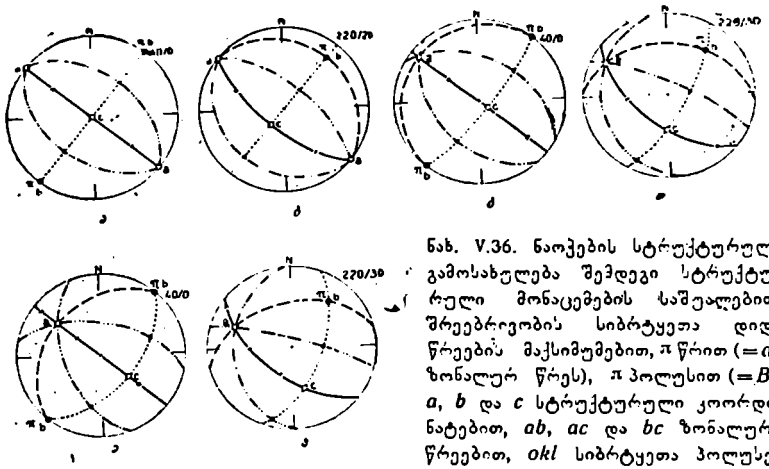
okl სიბრტყეები ბუნებაში შედარებით იშვიათად გვხვდება და უმეტესად ნაოჭის ღერძის მიმართ გარდიგარდმოდ ორიენტირებულ ნასხლეტებს წარმოადგენენ. ეს სიბრტყეები, და შესაბამისად მათი დიდი წრეები, იკვეთება *a* ღერძის გამოსავალ წერტილში, ხოლო მათი



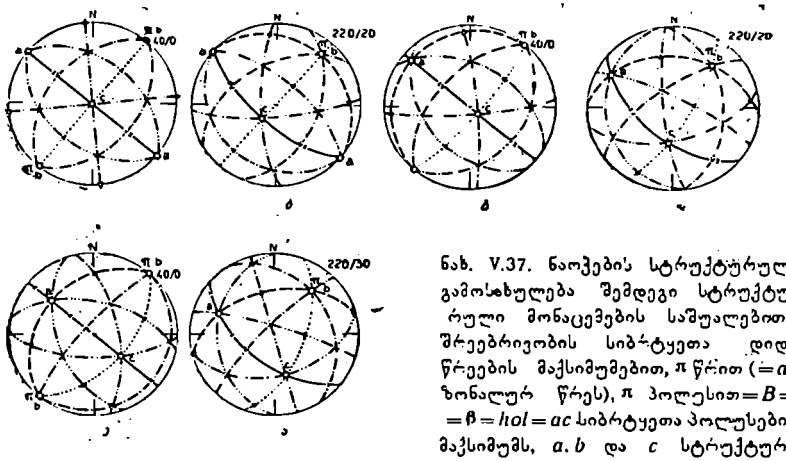
ნახ. V.34. ნაოჭების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით (=*ac* ზონალურ წრეს), π პოლუსით (=*B*=β *hol*), *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატებით, *ac* ზონალური წრით, *hol* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოჭთა ტიპები მოცემულია იმავე თანამიმდევრობით, როგორც V.32 ნახაზზე) (ადლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).



ნახ. V.35. ნაოჭების სტრუქტურული ვამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით (=*ac* ზონალურ წრეს), π პოლუსით (=*B*), *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატებით, *ab* და *ac* ზონალური წრეებით, *hko* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოჭთა ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, ოაც წინა ნახაზებში, ადლერის და სხვ. მიხედვით).



ნახ. V.36. ნაოკების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით (=*ac* ზონალურ წრეს), π პოლუსით (=*B*), *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატებით, *ab*, *ac* და *bc* ზონალური წრეებით, *okl* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოკთა ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, რაც წინა ნახაზებში) (ადლერის და სხვ. მიხედვით).



ნახ. V.37. ნაოკების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით (=*ac* ზონალურ წრეს), π პოლუსით=*B*= =*B*=*hol*=*ac* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმს, *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატებით, *ab*, *ac* და *bc* ზონალური წრეებით, *ab*, *ac* და *bc* სიბრტყეთა პოლუსებით, *hol*, *hko* და *okl* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოკთა ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, რაც წინა ნახაზებში) (ადლერის და სხვ. მიხედვით).

პოლუსების მაქსიმუმები განლაგებულია *bc* ზონალურ წრეზე და შუაზე ჰყოფს *b* და *c* ღერძებს შორის მოთავსებულ კუთხეს. *okl* სიბრტყეების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე სხვადასხვა ტიპის ნაოჭებში მოცემულია V.36 ნახაზზე.

V.37 ნახაზზე შეჯამებული სახით წარმოდგენილია ყველა სახის ტექტონიკური ზედაპირის განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე, გამოხატული მათი შესაბამისი დიდი წრეების და პოლარული წერტილების საშუალებით.

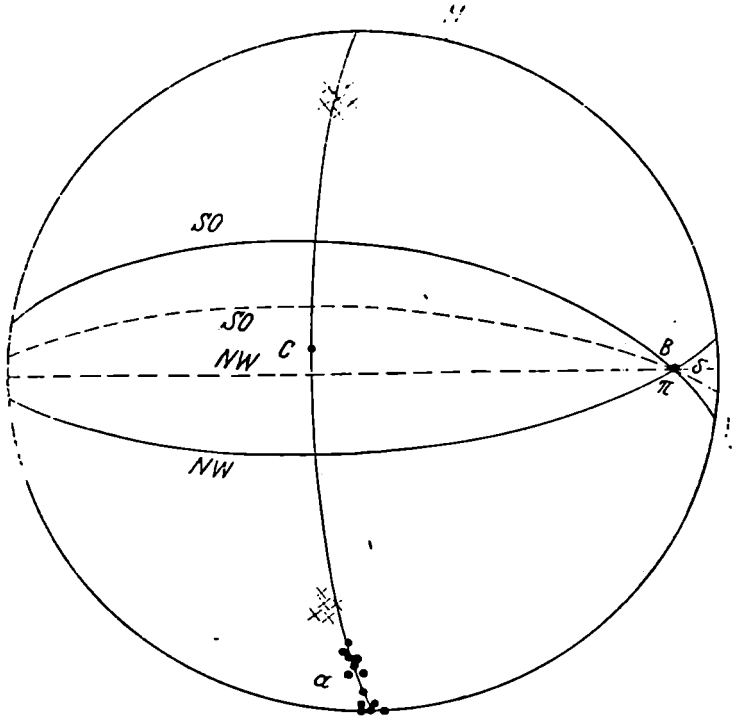
5. კლივაჟი და ნაოჭის სტრუქტურა

როგორც ცნობილია, სტრუქტურული კვლევისას ტექტონიკურ ზედაპირებს შორის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს კლივაჟის სიბრტყეებს, რომლებიც ზოგადად *hol* სიბრტყეებს წარმოადგენენ და მასალის რაგვარობის და დაძაბულობის ინტენსივობისაგან დამოკიდებულებით შეიძლება *ool* და *hoo* სიბრტყეებს შორის სხვადასხვა მდებარეობას იკავებდნენ. მათი მიმართება კი, როგორც წესი, შესაბამისი ნაოჭის ღერძული სიბრტყის მიმართებას ემთხვევა. როდესაც კლივაჟის სიბრტყეები ნაოჭის ღერძული სიბრტყის პარალელურია, მაშინ მათი პოლუსები განლაგებულია π წრეზე, მაქსიმუმები კი — *a* ღერძის გამოსავალს ემთხვევა. მაგრამ, ხშირად ნაოჭის სხვადასხვა ფრთაში კლივაჟის სიბრტყეებს სხვადასხვა დაქანება აქვს, კერძოდ, სინკლინებში ეს სიბრტყეები ქვევით გაშლილ, ხოლო ანტიკლინებში კი ზევით გაშლილ მარაოს ქმნიან. კლივაჟის ასეთ განლაგებას შებრუნებულ მარაოს უწოდებენ. თუ სურათი შებრუნებულია (სინკლინებში ზევით, ხოლო ანტიკლინებში — ქვევით გაშლილი მარაო), მაშინ პირდაპირ მარაოზე ლაპარაკობენ. V.38 ნახაზზე სწორედ ეს უკანასკნელი შემთხვევაა გამოხატული. *a* წერტილი აქ კლივაჟის სიბრტყეებს შორის კუთხეს დაახლოებით შუაზე ჰყოფს. შესაბამისად ნაოჭის ღერძული სიბრტყე კლივაჟის სიბრტყეების გამომხატველ დიდ წრეებს შორის მდებარეობს, რომლებიც ნაოჭის ღერძის გამოსავალ *B* და ამავე დროს, შრეებრივობის სიბრტყეების გადაკვეთის δ წერტილში იკვეთებიან.

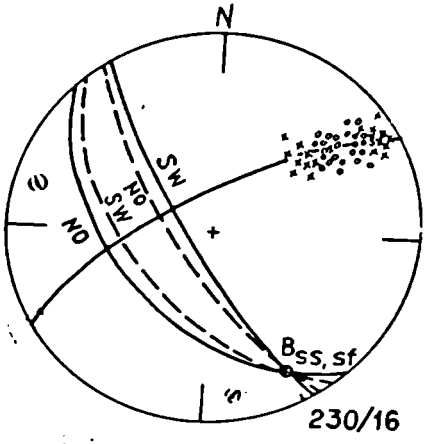
შებრუნებული მარაოს შემთხვევაში კლივაჟის სიბრტყეები ციცაბოდ დაქანებული ნაოჭის ფრთებში შრეებრივობის სიბრტყეებზე უფრო დამრეცადაა დაქანებული, ხოლო დამრეც ფრთებში კი — უფრო ციცაბოდ (ნახ. V.39).

აღსანიშნავია, რომ პირდაპირი და შებრუნებული მარაოს კლივაჟის სიბრტყეების საშუალებით შესაძლებელია ნაოჭის ღერძის მდე-

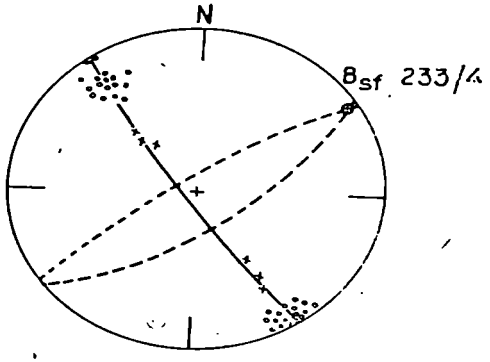
ბარეობის განსაზღვრაც (ნახ. V.40). ნაოჭის ღერძის გამოსავალი, როგორც აღნიშნული იყო, მიახლოებით შეიძლება განისაზღვროს აგრეთვე შრეებრივობის და კლივაჟის სიბრტყეების გადაკვეთის წერტილის პოვნით (ნახ. V.41). ამ ხერხს დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მაშინ, როდესაც ბუნებაში ნაოჭის მხოლოდ ერთი ფრთაა გაშიშვლებული.



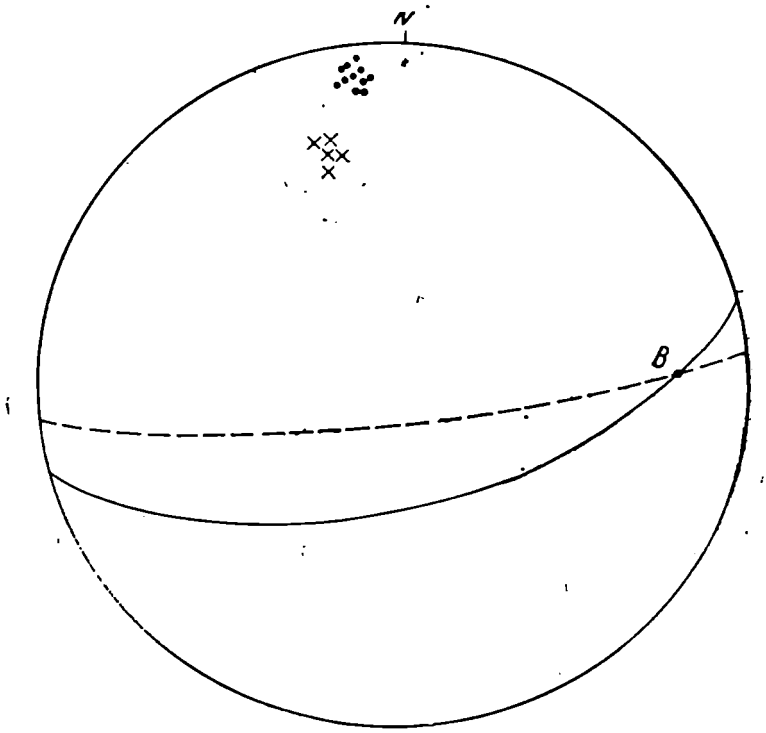
ნახ. V.39. კლივაჟის სიბრტყეების პირდაპირი მარაო აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის ზედაცარცულ კირქვებში (მდ. გვანანას ხეობა. ე. გამყრელიძის მიხედვით). უწყვეტი ხაზები და ჯვრები აღნიშნავს შრეებრივობის ზედაპირებს, ხოლო წყვეტილი ხაზები და წერტილები — კლივაჟის სიბრტყეებს.



ნახ. V.39. კლივაჟის სიბრტყეების შებრუნებული მარაო გადაბრუნებულ და *NW*-სკენ სუსტად დაძირულ ანტიკლინში (აჭარა-თრიალეთის ზედაცარცული კირქვები მღ. გვანანას ხეობაში, ე. გამკრელიძის მიხედვით). (აღნიშვნები იგივეა, რაც V.38 ნახაზზე).



ნახ. V.40. ნაოკის ღერძის მდებარეობის განსაზღვრა კლივაჟის სიბრტყეების საშუალებით. დიაგრამაზე გამოსახულია შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები (*X*), კლივაჟის სიბრტყეთა პოლუსები (*O*), π წრე და π პოლუსი $= B = \beta_{\text{კლ}}$ და კლივაჟის სიბრტყეთა მაქსიმალური დიდი წრეები.

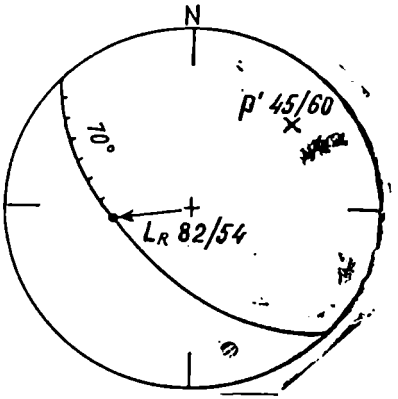


ნახ. V.41. ნაოჭის ღერძის მდებარეობის განსაზღვრა ღერძული სიბრტყის კლივაჟის და შრეებრივობის სიბრტყეთა გადაკვეთის წერტილია პოვნით. (ფდ. გვანანას ხეობის ზედაცარცული კირქვები, ე. გამყრელიძის მიხედვით).

6. სხლეტვის კვლის გამოსახვა სტრუქტურულ დიაგრამაზე

როგორც აღვნიშნეთ საველე პირობებში სხლეტვის კვლის სივრცობრივი მდებარეობის აღნუსხვის ორგვარი მეთოდი არსებობს: შესაძლებელია უშუალოდ ამ წრფივი ელემენტის დაძირვის მიმართულების (ან მიმართების) და დაძირვის კუთხის გაზომვა. მაგრამ, უმეტეს შემთხვევაში გაშიშვლების პირობები გვაიძულებს სხლეტვის კვლის მდებარეობა გავზომოთ იმ სიბრტყეზე, რომელზეც ის არის გამოხატული. ამ შემთხვევაში აღინუსხება კუთხე, რომელსაც ადგენს სხლეტვის კვლის მიმართულება სხლეტვის სიბრტყის მიმართების ხაზთან და მისი დაძირვის მიმართულება. იმისათვის, რომ სიბრტყეზე გაზომილი კუთხიდან მივიღოთ სხლეტვის კვლის ჰეშმარიტი განლაგების

ელემენტები, ეს სიბრტყე უნდა დავიტანოთ დიაგრამაზე დიდი წრის სახით (ნახ. V.42). შემდეგ, შმიდტის ბადეზე, სიბრტყის მერიდიანული ორიენტაციის მდგომარეობაში, დიდ წრეზე გადაიზომება აღნიშნული კუთხე ბადის იმ კიდიდან ცენტრისკენ, რომელიც სხლეტვის კვლის დაძირვის მიმართულების საწინააღმდეგო სექტორში არის მოთავსებული. მიღებული წერტილის განლაგების ელემენტები დიაგრამაზე იძლევა სხლეტვის კვლის ჭეშმარიტი განლაგების ელემენტებს. თუ ამ წერტილს შევუერთებთ ბადის ცენტრს, მაშინ ეს ხაზი საძებნი წრფივი სტრუქტურული ელემენტის ჭეშმარიტ მიმართებას შეესაბამება. თუ ამავე დროს, ცნობილია გადაადგილების მიმართულება, ისარი გვიჩვენებს აგრეთვე სხლეტვის სიბრტყეზე სხლეტვის ზედა ბაგის გადაადგილების მიმართულებას და, მაშასადამე, სხლეტვის ხასიათსაც: შესხლეტვა, ნასხლეტი, ნაწევი, ირიბი ნასხლეტი, ირიბი შესხლეტვა.



ნახ. V.42. სხლეტვის სიბრტყეზე გაზომილი სხლეტვის კვლის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა.

სტრუქტურული კვლევის დროს ტექტონიკური რღვევების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დადგენა ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ამოცანას წარმოადგენს. ამ მხრივ, განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რღვევების განმაშტოებელი ნაპრალების სივრცობრივი განლაგების და მათი განეტური ტიპების დადგენას. ამიტომ, ეს საკითხი შემდეგ თავში სპეციალურად არის განხილული.

7. ტრაშარეტეაის გამოყენება რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად

რღვევათა განხილვისას ყურადღება იყო გამახვილებული იმაზე, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს მათ გასწვრივ გადანაცვლების მიმართულების განსაზღვრას. აღნიშნული იყო აგრეთვე, რომ ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რღვევის განმაშტოებელი ნაპრალების შესწავლას. მაგრამ საველე დაკვირვებების დროს, ნაპრალების რღვევებთან გენეტური კავშირის დადგენა ყოველთვის არ ხერხდება.

ეს ნაკლი შეიძლება გამოსწორდეს ნაპრალებისა და მსხვრევის ზონების ფართობრივი აგეგმვის დახმარებით. ერთ-ერთი ასეთი აგეგმვა ჩატარებულია აჭარის მადნეული რაიონის ფარგლებში (მ. ჯაფარიძე, რ. მარდალეიშვილი, 1969).

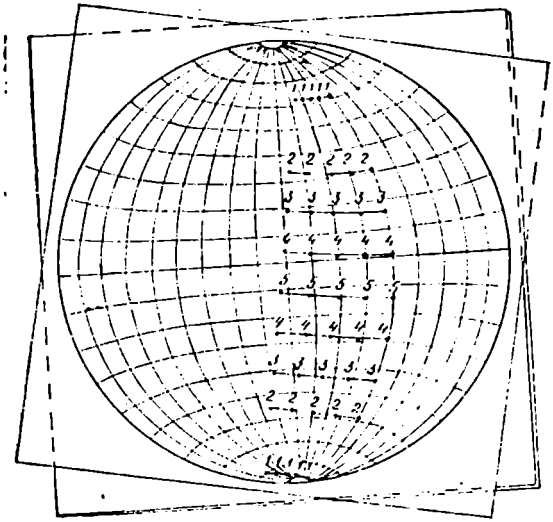
დიზიუნქტივებსა და მათ განმაშტოებელ ნაპრალებს შორის არსებული თეორიული სივრცობრივი ურთიერთდამოკიდებულებიდან გამომდინარე (ა. პეკი, 1939, 1940), საველე პირობებშივე დადგინდა მათ მიერ შექმნილი ორწახნაგა კუთხეთა მნიშვნელობები. ბუნებრივია, რომ მხედველობაში მიიღებოდა შემცველ ქანთა ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები, ვინაიდან ეს უკანასკნელნი ზეგავლენას ახდენენ განსასაზღვრავ კუთხეთა სიდიდეზე. გამოირკვა, რომ რღვევებისა და მათი განმაშტოებელი მოწყვეტის ნაპრალების მიერ შედგენილი ორწახნაგა კუთხეები მოცემულ შემთხვევაში 45-დან 60°-მდე იცვლება (85 განაზომი). დადგინდა აგრეთვე, რომ სხლეტვის I და სხლეტვის II სისტემების ნაპრალთა მიერ დიზიუნქტივებთან შედგენილი კუთხეები შესაბამისად 75—90° და 0—15° ფარგლებში იცვლება (200 განაზომი).

ნაპრალოვანი ტექტონიკის ერთ დიაგრამაზე შეიძლება რამდენიმე რღვევის განმაშტოებელი ნაპრალი შეგვხვდეს. ბუნებრივია, ასეთ შემთხვევებში უკანასკნელთა გენეტური სახის განსაზღვრა საკმაოდ რთულ ამოცანას წარმოადგენს. ეს სიძნელე კიდევ უფრო იზრდება, როდესაც საქმე გვაქვს ამ ტიპის მრავალრიცხოვან დიაგრამებთან. აღნიშნულმა გარემოებამ განაპირობა რღვევების განმაშტოებელი ნაპრალების ტიპების განსასაზღვრავი ტრაფარეტების შექმნა.

ტრაფარეტების აგებას საფუძვლად უდევს ის სივრცობრივი კანონზომიერებანი, რომლებიც ზემოთ აღვნიშნეთ.

ამ კანონზომიერებიდან გამომდინარე, რღვევის განმაშტოებელი მოწყვეტის ნაპრალთა პოლუსები სტერეობადეზე იმ სარტყელში უნდა განლაგდეს, რომელიც რღვევის პოლუსიდან 45 და 60°-ით მოცილებული მრუდებით იქნება შემოსაზღვრული. სხლეტვის I განმაშტოებელი ნაპრალების პოლუსები შესაბამისად განლაგდებიან რღვევის პოლუსიდან 75 და 90°-ით მოცილებულ სარტყელში. რაც შეეხება სხლეტვის II ნაპრალთა პოლუსებს, ისინი რღვევის პოლუსიდან 15°-ით მოცილებული მრუდის მიერ შემოსაზღვრული ფართობის შიგნით განლაგდებიან.

ტრაფარეტების აგება რთული არ არის. მათი მომზადება შეიძლება გამჭვირვალე ქაღალდზე. ამ უკანასკნელს დავაფარებთ სტერეოგრაფიულ ბადეს და მასზე ცნობილი წესით დავიტანთ რღვევის პოლუსს (ნახ. V.43), ვერტიკალურ დიამეტრზე რღვევის პოლუსიდან ორივე მხარეს დავნიშნავთ 15, 45, 60, 75 და 90°-ით მოცილებულ წერტილებს, რომლებიც დიზიუნქტივისა და მისი განმაშტოებელი



ნახ. V.43. რღვევების განმაშტოებელი ნაპრალების გასაშიფრი ტრაფარეტის აგების მეთოდი.

ნაპრალების მიერ შედგენილი ორწახნაგა კუთხეების მაქსიმალურ და მინიმალურ მნიშვნელობებს შეესაბამება. შემდეგ გამჭვირვალე ქაღალდს ვაბრუნებთ რღვევის პოლუსის მეზობელ მერიდიანთან შეთავსებამდე. ამის შემდეგ, ამ უკანასკნელზე ვპოულობთ იმავე კუთხეების შესაბამის წერტილებს. ამგვარ ოპერაციებს ვატარებთ მანამდე, ვიდრე რღვევის პოლუსი არ შეუთავსდება ვერტიკალური დიამეტრის სამხრეთ ნაწილს.

დადგენილი წერტილების შეერთებით მრუდთარგის საშუალებით მივიღებთ იმ სარტყელს, რომლებშიც უნდა განლაგდენ მოცემული რღვევის გასწვრივ მისი ბაგეების ნებისმიერი გადაადგილების დროს წარმოქმნილი განმაშტოებელი ნაპრალები.

ჩვენ უკვე ვიცით, რომ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლების მიმართულება დიზიუნქტივისა და მისი განმაშტოებელი ნაპრალების სიბრტყეთა გადაკვეთის ხაზის პერპენდიკულარია. ამიტომ ნასხლეტის (ან შესხლეტვის) ტიპის რღვევებისათვის, რომელთაც ნაწევური მდგენელი არ გააჩნიათ და გადანაცვლების ხაზი თვით დიზიუნქტივის დაქანებას მიუყვება, ზემოთ აღნიშნული კვალი უნდა თანხვდეს რღვევის მიმართებას. ასეთი სურათი გვექნება იმ შემთხვევაში, როდესაც რღვევისა და მის განმაშტოებელ ნაპრალთა მიმართებები ერთნაირია. ამრიგად,

შეიძლება დავასკვნათ, რომ ნასხლეტებისა და შესხლეტვების დროს განმაშტოებელ ნაპრალთა პოლუსები განლაგდება გამოყოფილ სარტყელთა შიგნით იმავე დიამეტრზე, რომელზეც თვით რღვევის პოლუსი არის განლაგებული.

ნაწევური გადაადგილებისას დიზიუნქტივისა და მისი განმაშტოებელი ნაპრალების გადაკვეთის ხაზი რღვევის დაქანების მიმართულებას თანხვდება. ამიტომ განმაშტოებელი ნაპრალების პოლუსები დაემთხვევიან იმ მერიდიანებს, რომელთაც თანხვდება რღვევის პოლუსი სტერეობადის ეკვატორზე მდებარეობისას. თუ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლება რთული ბუნებისაა (ნასხლეტ-ნაწევები, შესხლეტვა-ნაწევები), მაშინ განმაშტოებელ ნაპრალთა პოლუსები განლაგდება სარტყელთა იმ ნაწილებში, რომლებიც აღნიშნულ მერიდიანსა და ბადის ვერტიკალურ დიამეტრს შორის არიან მოქცეული. ზემოთ მოყვანილი მსჯელობიდან ჩანს, რომ ამ სარტყელთა ყოველი უბანი შეესაბამება მხოლოდ ერთი ტიპის გადანაცვლების დროს წარმოქმნილ განმაშტოებელ ნაპრალთა პოლუსების მდებარეობას.

კერძოდ, გადაადგილების რომელ კონკრეტულ ტიპს შეესაბამება სარტყელთა ესა თუ ის უბანი ნაჩვენებია ტრაფარეტის ერთ-ერთი ნაწილის ანალიზის მაგალითზე (ნახ. V.44).

ნახაზზე პუნქტირით დატანილია ტრაფარეტის ნაწილი, ვერტიკალურად დაშტრიხულია რღვევის, ხოლო ჰორიზონტალურად — მოწყვეტის განმაშტოებელი ნაპრალის სიბრტყეები; P და O ასოებით შესაბამისად აღნიშნულია დიზიუნქტივისა და ნაპრალის პოლუსები.

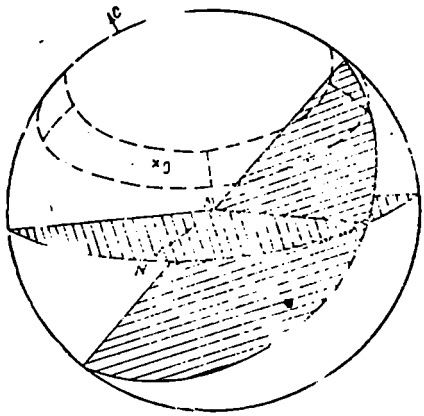
იმის გამო, რომ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლების ვექტორი (MN) მიმართულია დიზიუნქტივისა და მისი განმაშტოებელი მოწყვეტის ნაპრალის მიერ შედგენილი მახვილი ორწახნაგა კუთხის მიმართულებით, რღვევისა და განმაშტოებელი ნაპრალის სივრცობრივი თანაფარდობა შესხლეტვა — მარჯვენა ნაწევს შეესაბამება. ამიტომ ტრაფარეტის სარტყლის ის უბანი, რომელშიც განხილული განმაშტოებელი ნაპრალის პოლუსი (O) იმყოფება, შეესაბამება შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევის განმაშტოებელ მოწყვეტის ნაპრალთა ადგილს; მისი მარჯვენა მხრიდან მოსაზღვრე უბანი კი — შესხლეტვა — მარცხენა ნაწევის მოწყვეტის ნაპრალებს.

ანალოგიურად არის დადგენილი რღვევის გასწვრივ ნებისმიერი გადანაცვლების დროს წარმოქმნილი ორივე გენეტური ტიპის განმაშტოებელ ნაპრალთა პოლუსების (ნახ. V.45) ტრაფარეტზე განლაგების უბნები. მსგავსი ტრაფარეტები აგებული უნდა იყოს აგრეთვე სხვადასხვა დაქანების კუთხის მქონე რღვევებისათვის. რღვევების გასწვრივ გადანაცვლების ხასიათის გასარკვევად გამჭვირვალე ქაღალდზე

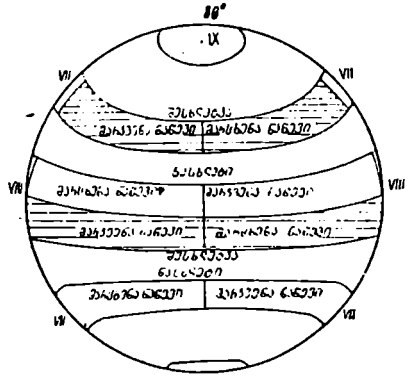
მომზადებულ ტრაფარეტს იმდაგვარად ვადებთ ზემოდან ნაპრალოვან დიაგრამას, რომ მასზე გამოსახული რღვევის პოლუსები ერთმანეთს შეუთავსდეს. ტრაფარეტზე ნაპრალთა მაქსიმუმების განლაგება მიუთითებს რღვევის გადანაცვლების ხასიათზე.

ერთიდაიგივე რღვევის გაშიფრვა რამდენიმე დიაგრამაზე გადანაცვლების დადგენილი ტიპის კონტროლის საშუალებას იძლევა.

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ მსგავსი ტრაფარეტები უნდა შევადგინოთ ყოველი საკვლევი რაიონისათვის მათ ფარგლებში განვითარებულ ქანთა ფიზიკურ-მექანიკური თვისებების გათვალისწინებით.



ნახ. V.44. ტრაფარეტის ზოლების ცალკეული უბნების ანალიზი.



ნახ. V.45. 80° დაქანების კუთხის მქონე რღვევის განმაშტოებელი ნაპრალების ცასაშიფრი ტრაფარეტი.

8. სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი

ყველაზე მნიშვნელოვან და ამავე დროს რთულ ამოცანას შედგენილი სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი წარმოადგენს. საბოლოო ანალიზი ტარდება, როგორც წესი, ჯამურ ანუ სინოპტიკურ დიაგრამებზე, რომლებზეც დატანილია ბუნებაში დადგენილი და გაზომილი ყველა სტრუქტურული ელემენტი, მათ შორის, დიდი მასშტაბის ტექტონიკური რღვევების ჭეშმარიტი ან სავარაუდო მიმართულებებიც, რადგან მათი გავლენა სტრუქტურულ გეგმაზე ხშირად შეიძლება საკმაოდ მნიშვნელოვანი იყოს. სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი საშუალებას იძლევა ერთის მხრივ დავადგინოთ

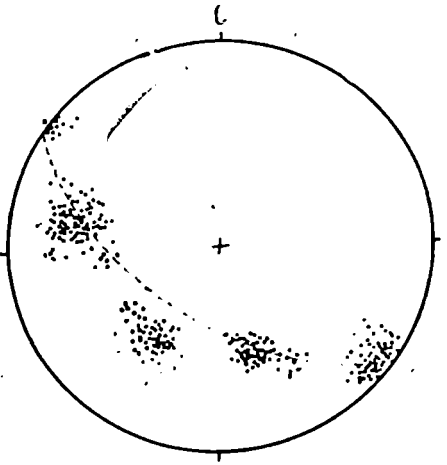
სტრუქტურის სიმეტრია და ცალკეულ სტრუქტურულ ელემენტთა გენეტური სახესხვაობები, ხოლო, მეორეს მხრივ, ზოგიერთ შემთხვევაში, განვსაზღვროთ მთავარი ნორმალური დაძაბულობების ღერძების ორიენტაცია და ამრიგად სტრუქტურის ფორმირების მექანიზმიც.

იმისათვის, რომ სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი ობიექტური იყოს, საჭიროა თავიდანვე, შეძლებისდაგვარად, ანალიზიდან გამოვრიცხოთ ყველა ის სტრუქტურული ელემენტი, რომელიც არ არის დაკავშირებული განსახილველ ძირითად დეფორმაციის აქტთან. ასეთი კი, პირველ რიგში შეიძლება იყოს დანაოჭებამდელი წარმოშობის პირველადი ნაპრალები ე. წ. პლანეტური ნაპრალები. ამ ელემენტების ცალკე გამოყოფა, მკვლევარის საკმაო გამოცდილების შემთხვევაში, უკვე საველე პირობებში ხერხდება, მაგრამ ხშირად ეს ელემენტები მაინც არის გამოსახული სტრუქტურულ დიაგრამაზე და აუცილებელი ხდება მათი გამორიცხვა ანალიზიდან.

პლანეტური ნაპრალების გამოყოფა სტრუქტურულ დიაგრამაზე. პლანეტური ნაპრალების ძირითად გეომეტრიულ ნიშანს მათი შრეებრივობის სიბრტყეების მიმართ მართობული ორიენტაცია წარმოადგენს. მნიშვნელოვანია აგრეთვე, რომ ამ ნაპრალებს მიწის ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში სრულიად კანონზომიერი, მსგავსი მიმართულებები ახასიათებთ.

აღნიშნულის გამო, ამ ნაპრალთა პოლუსები სტრუქტურულ დიაგრამაზე შრეებრივობის სიბრტყეების შესაბამისი დიდი წრეების გასწვრივ განლაგებულ სარტყლებს ქმნიან და ამრიგად, ადვილი გასარჩევია (ნახ. V.46). მაგრამ, იმისათვის, რომ თავიდან ავიცილოთ მათი არევა ზოგიერთ, აგრეთვე შრეებრივობის მართობულად ორიენტირებულ ტექტონიკურ ნაპრალთან, შეიძლება გამოვიყენოთ პლანეტური ნაპრალებისათვის დამახასიათებელი მეორე ძირითადი ნიშანი: სივრცეში მსგავსი ორიენტაცია. ამისათვის, კი საჭიროა სხვადასხვა ადგილას, ვთქვათ ნაოჭის სხვადასხვა ფრთაში შედგენილ სტრუქტურულ დიაგრამებზე, ზემოთ განხილული სიბრტყეების შმიდტის ბადეზე ტრანსფორმაციის მეთოდით, შრეებრივობის სიბრტყე და შესაბამისად მისი მართობული ნაპრალები, მოვიყვანოთ პირვანდელ ორიენტაციაში. (იხ. ნახ. V.24). თუ ორივე ფრთაში შედგენილ სტრუქტურულ დიაგრამებზე, აღნიშნული ოპერაციის შემდეგ, შრეებრივობის მართობული ნაპრალთა სისტემების მაქსიმუმები ერთმანეთს დაემთხვევა შეიძლება დავასკვნათ, რომ ეს ნაპრალები დანაოჭებამდეა ჩამოყალიბებული და პლანეტურ ნაპრალთა სისტემებს წარმოადგენენ. როგორც აღვნიშნეთ ეს სისტემები არ უნდა მივიღოთ მხედველობაში სტრუქტურული ანალიზის დროს. მაგრამ, პლანეტური ნაპრალების შესწავლა თავისთავად მრავალი თვალსაზრისით მნიშვნელოვან ამო-

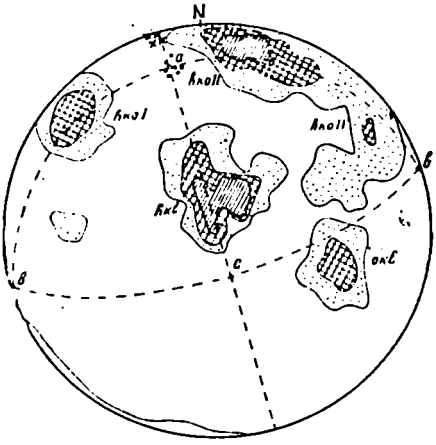
ცანას წარმოადგენს და ამიტომ, ამ საკითხს ჩვენ კიდევ დავუბრუნდებით.



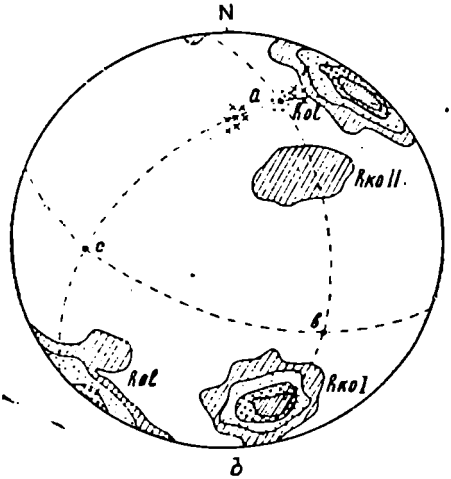
ნახ. V.46. პლანეტური ნაპრალების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე (თრიალეთის ქედი, ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ერთჯერადი დეფორმაციის გეგმა სტრუქტურულ დიაგრამაზე და მისი ანალიზი. ერთჯერადი დეფორმაციის დროს წარმოქმნილი დაძაბულობები ქანში, როგორც წესი, იწვევენ ნაოჭის სტრუქტურული ელემენტების, და მასთან კავშირში სხვა ტექტონიკური ზედაპირების, კანონზომიერ ურთიერთგანლაგებას. მაგრამ, ერთჯერადი დეფორმაციის ანალიზის დროს მხედველობაში უნდა მივიღოთ სტრუქტურის შესასწავლ უბანზე შედარებით მსხვილი ტექტონიკური რღვევების არსებობა, რადგან ამ რღვევებთან შესაძლებელია დაკავშირებული იყოს განმაშტოებელ ნაპრალთა სისტემები, რომელთაც, როგორც ცნობილია, რღვევის სიბრტყის მიმართ გარკვეული ორიენტაცია ახასიათებთ. ამიტომ, სტრუქტურულ დიაგრამაზე აუცილებელია ამ რღვევების ჭეშმარიტი ან სავარაუდო მიმართულების დატანა, რომელიც საშუალებას იძლევა გავარჩიოთ მასთან დაკავშირებული განმაშტოებელი ნაპრალები. V.47 ნახაზზე გამოსახულია უწერის ტექტონიკური კვანძის ერთ-ერთ უბანზე სხვადასხვა ნაოჭებისათვის შედგენილი სინოპტიკური სტრუქტურული დიაგრამები, რომლებზეც გარჩეულია სხვადასხვა გენეზისის მქონე ტექტონიკური ზედაპირები.

მრავალჯერადი დეფორმაციის გეგმა და მისი ანალიზი. როგორც ცნობილია, მიწის ქერქის ერთი და იგივე უბანი სხვადასხვა დროს შეიძლება რამდენიმე სხვადასხვაგვარად ორიენტირებულ ტექტონიკურ ძალთა ველში მოექცეს. ეს მოვლენა ართულებს ამ უბანზე შედგენილი სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზს. V.48 ნახაზზე განხილულია დასავლეთ პირენეებში დევონური ქანებისათვის შედგენილი (ს. ადლერი და სხვ. 1965) ერთ-ერთი ასეთი დიაგრამის ანალიზის მაგალითი. დასავლეთ პირენეებმა განიცადა დამანაოჭებელი ძალების მოქმედება ჯერ ჰერცინული, ხოლო შემდეგ ალპური ოროგენეზისის დროს. V.48 ნახაზზე გამოხატულ სინოპტიკურ სტრუქტურულ დიაგრამაზე, რომელზეც შრეებრივობის, კლივაჟის, ნაპრალოვნების და



ა



ბ

ნახ. V.47. უწერის ტექტონიკური კვანძის ორი სხვადასხვა ნაოკის სინოპტიკური სტრუქტურული დიაგრამა (ე. გამყრელიძის მიხედვით). დიაგრამებზე გამოსახულია: შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები (X), კლივაჟის სიბრტყეთა პოლუსები (O), *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატები, *ab*, *bc* და *ac* ზონალური წრეები და სხვადასხვა ნაპრალთა მაქსიმუმები. დიაგრამა ა-ზე *hol* და *okl* ნაპრალთა თითო მაქსიმუმი და *hko* ნაპრალთა ერთი მკვეთი (*hko* I) და მეორე *ab* ზონალურ წრეზე გაწელილი მაქსიმუმი (*hko* II და *hko* II′); დიაგრამა ბ-ზე—ოდნავ გადაადგილებული *hol* ნაპრალთა ერთი მაქსიმუმი და *hko* ნაპრალთა ორი მაქსიმუმი (*hko* I და *hko* II).

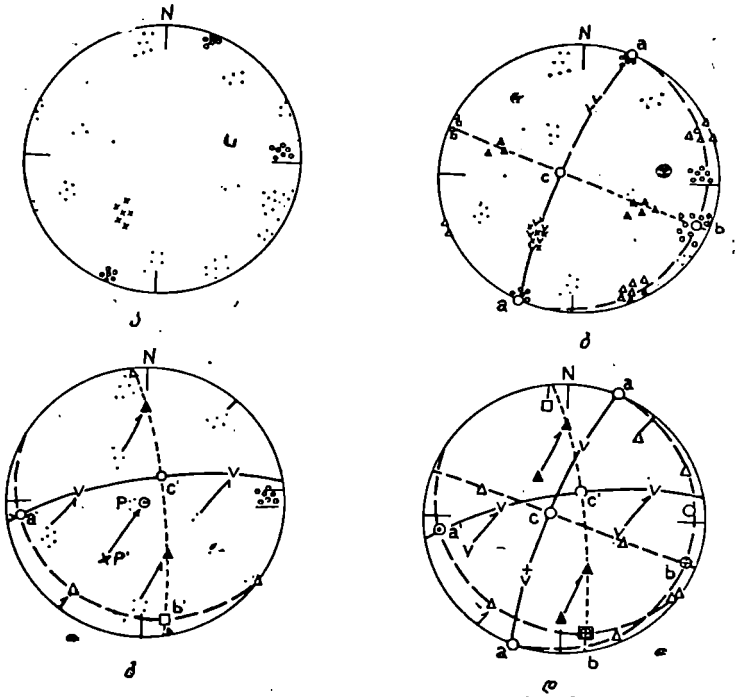
სხვადასხვა ტექტონიკური აშლილობების სიბრტყეებია დატანილი, ერთი შეხედვით ძნელია რაიმე კანონზომიერების დადგენა. მაგრამ, დაკვირვებული ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დიაგრამაზე მკაფიოდ არის გამოხატული კლივაჟის სიბრტყეების ორი სისტემა, რომელთაგან ერთი კარგად უკავშირდება დიდი წრის საშუალებით შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმს. V. 48 ნახაზზე ამ დიდი წრის პოლუსი (π პოლუსი) ემთხვევა სხვა წერტილთა მაქსიმუმს, რომელიც ამრიგად შეიძლება *ac* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმად და, შესაბამისად, *ac* მოწყვეტის ნაპრალთა სისტემად მივიჩნიოთ. ამით გარკვეულია აგრეთვე საკოორდინატო ღერძის *b*-ს გამოსავალიც.

რადგან ღერძული სიბრტყის პარალელური კლივაჟის სიბრტყეების პოლუსები *a* ღერძის გამოსავალს ემთხვევა, შესაძლებელია

აგრეთვე *ab* და შესაბამისად *bc* ზონალური წრეების აგებაც. *ab* წრეზე განლაგებული პოლუსები *hko* სხლეტვის ნაპრალების მაქსიმუმად უნდა მივიჩნიოთ, ხოლო *bc* ზონალური წრე *okl* სხლეტვის ნაპრალების მაქსიმუმებზე გადის. ამრიგად, მივიღეთ ერთი სტრუქტურული გეგმის მკაფიო სურათი, რომლის ღერძის *B*-ს განლაგება (დაძირვა 110°, ∢10°) ამ უბანზე დადგენილი ალპური ნაოჭების ღერძების მიმართულებას უახლოვდება და ამიტომ განხილული გეგმა ალპური ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად უნდა იყოს შექმნილი.

თუ ახლა დარჩენილ წერტილთა მაქსიმუმებს სპეციალურ გამჭვირვალე ქაღალდზე გადავიტანთ და ჩვენთვის ცნობილი ხერხით (ალპური შრეებრივობის სიბრტყეების თარაზულ მდგომარეობაში მოყვანით) მოვახდენთ მათ შესაბამის ტრანსფორმაციას (ისრები V.48, გ ნახაზზე) დავინახავთ, რომ ისინი ქმნიან კიდევ ერთ სტრუქტურულ გეგმას (*b* ღერძის დაძირვა 170°, ∢15°), რომლის ჩამოყალიბება მოხდა ჰერცინული ოროგენეზისის შედეგად. V.48, დ ნახაზზე გამოხატულ სინოპტიკურ დიაგრამაზე ჯამური სახით მოცემულია ჩატარებული ანალიზის საბოლოო შედეგი.

ტექტონიკური დაძაბულობის ველი და მთავარი ნორმალური დაძაბულობების მიმართულებების დადგენა სტრუქტურულ დიაგრამაზე. ქანებში არსებული ყველა დაძაბულობების ერთობლივობა ქმნის მის დაძაბულობის მდგომარეობას, ანუ მის დაძაბულობათა ველს. ცნობილია, რომ ქანების დეფორმაციას იწვევს ტექტონიკური წარმოშობის დაძაბულობები. მაშასადამე, შეიძლება დავაყენოთ შებრუნებული ამოცანაც: შემჩნეული დეფორმაციიდან აღვადგინოთ ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ დ ა ძ ა ბ უ ლ ო ბ ა თ ა ვ ე ლ ი, რომელმაც ეს დეფორმაცია გამოიწვია. მხედველობაშია მისაღები, რომ დეფორმაციების მიხედვით ტექტონიკურ დაძაბულობათა ველის აღდგენისას ქანების არაერთგვაროვნების გამო, შეუძლებელია განისაზღვროს ამა თუ იმ მიმართულებით მოქმედი დაძაბულობების თუნდაც შეფარდებითი სიდიდე, რის გამოც ვკმაყოფილდებით მხოლოდ დაძაბულობების მთავარი ღერძების ორიენტაციის დადგენით. ბუნებრივ პირობებში სხლეტვის *hol* სიბრტყეების შეწყვილებული სისტემების გადაკვეთის ხაზი მთავარი ნორმალური დაძაბულობის საშუალო ღერძის σ_2-ის მიმართულებას ემთხვევა. ამ ღერძის მდებარეობა კი, უმეტეს შემთხვევაში, ემთხვევა ნაოჭის ღერძის *B*-ს და, შესაბამისად, საკოორდინატო ღერძის *b*-ს მდებარეობას. ამრიგად, სტრუქტურული ანალიზის დროს ძირითად ამოცანას წარმოადგენს σ_3 და σ_1 ღერძების განლაგების განსაზღვრა. მ. გზოვსკის მიხედვით ალგებრულად მინიმალური მთავარი ნორმალური დაძაბულობის ღერძი — σ_3 ბუნებრივ პირობებში, ჩვეულებრივ, შეწყვილებული სხლეტვის *hol* ნაპრალებს შორის მოთავ-

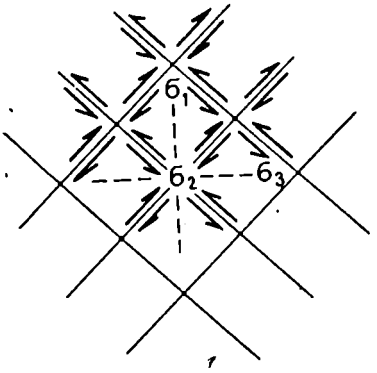


ნახ. V.48. მრავალჯერადი დეფორმაციის გეგმის ანალიზის მაგალითი (ადლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

დიაგრამები წარმოადგენენ ქვედა ნახევარსფეროს პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე. ა — შრეებრივობის, კლივაჟის და ჯერ კიდევ გაურკვეველი ტექტონიკური ზედაპირების პოლუსების გამომხატველი წერტილოვანი დიაგრამა, ბ — ალპური სტრუქტურის ანალიზი ($b = 140°$, $\measuredangle 90°$), გ — ალპური გეგმის გარეთ დარჩენილი სიბრტყეების ტრანსფორმაცია და ტრანსფორმირებული სტრუქტურის ანალიზი ($b = 170°$, $\measuredangle 15°$) — ჰერცინული სტრუქტურა, დ — ალპური და ჰერცინული სტრუქტურების სინოპტიკური დიაგრამა ტრანსფორმაციის ჩვენებით.

სებული მახვილი კუთხის ბისექტრისას წარმოადგენს. მაგრამ, ამ ღერძის მდებარეობის დადგენა უფრო სწორი იქნება მოვახდინოთ არა სხლეტვის ნაპრალებს შორის მოთავსებული კუთხის სიდიდის მიხედვით, არამედ ამ სიბრტყეების გასწვრივ გადაადგილების რეალური მიმართულების დადგენის საშუალებით, ანუ ე. წ. კუმშვის და გაფართოების კვადრანტების განაწილების განსაზღვრით, რადგან სხლეტვის მიმართულება, როგორც ამას შემდეგ თავში დავინახავთ, შეიძლება განპირობებული იყოს უკვე არსებული პირველადი წარმოშობის ნაპ-

რალის ზედაპირით და არ შეესაბამებოდეს მთლიანად მაქსიმალური მხები დაძაბულობების მიმართულებას. გარდა ამისა, კუმშვის მიმართულებით გაჩენილ სხლეტვის ნაპრალებს (*hol*) შორის მოთავსებული კუთხე, რომლის სიდიდე მასალის რაგვარობაზე და დეფორმაციის ხასიათზე არის დამოკიდებული, დეფორმაციის პროცესში შეიძლება მნიშვნელოვნად გაიზარდოს და ბლაგვიც კი გახდეს. მაგრამ, გადამკვეთი სხლეტვის ნაპრალებით შექმნილ იმ კვადრანტში, რომელშიც შეფარდებითი გადაადგილება ნაპრალების გასწვრივ მიმართულია შიგნით, ე. ი. შემხვედრია, ამ ნაპრალებს შორის მოთავსებული კუთხის ბისექტრისას ყოველთვის σ_3 ღერძი წარმოადგენს. ეს არია ე. წ. კუმშვის კვადრანტი. გაფართოების კვადრანტში კი, შეფარდებითი გადაადგილება გარეთ არის მიმართული და მასში კუთხის ბისექტრისას σ_1 ღერძი წარმოადგენს (ნახ. V.49).



ნახ. V.49. კუმშვისა და გაფართოების კვადრანტები.

ამრიგად, თუ სტრუქტურულ დიაგრამაზე სხლეტვის სიბრტყეებზე ჩვენთვის ცნობილი ხერხით, ვუჩვენებთ სხლეტვის კვლის და აგრეთვე ბუნებაში დადგენილი გადაადგილების მიმართულებას, შევძლებთ, *a*, *b* და *c* საკოორდინატო ღერძებთან ერთად სტრუქტურულ დიაგრამაზე მთავარი ნორმალური დაძაბულობების ღერძების σ_1, σ_2 და σ_3 განლაგების ჩვენებას. კერძოდ, თუ *hol* სხლეტვის ზედაპირების გასწვრივ გადაადგილება შესხლეტვის ტიპისაა, მაშინ σ_3 ღერძის გამოსავალი *a* ღერძის გამოსავალს დაემთხვევა, ხოლო σ_1-ის კი *c*-ს გამოსავალს. თუ *hol* ზედაპირები ნასხლეტის ზედაპირებს წარმოადგენენ, მაშინ, σ_3 ღერძი *c* ღერძის იდენტური იქნება, ხოლო σ_1 კი — *a* ღერძის. გარკვეული დახმარება დაძაბულობათა ღერძების განლაგების დადგენაში შეიძლება გაგვიწიოს აგრეთვე *hko* სიბრტყეებზე დაკვირვებამ: თუ *hko* ზედაპირები ნაწევის ზედაპირებია და ამ ზედაპირებით შექმნილ იმ კვადრანტში, რომლის ბისექტრისას *a* ღერძი წარმოადგენს შეფარდებითი გადაადგილებები შემხვედრია, მაშინ ეს ღერძი ამავე დროს σ_3 ღერძს წარმოადგენს. მთავარი ნორმალური დაძაბულობის ღერძების განლაგების განსაზღვრა რამდენიმე სტრუქტურულ დიაგრამაზე, სხვა სტრუქტურული მონაცემების გათვა-

ლისწინებით, საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ შესწავლილ უბანზე ტექტონიკური დაძაბულობის ველი და დავადგინოთ არა მარტო ცალკეულ სტრუქტურულ ელემენტთა გენეტური ტიპები და მათი განლაგების სიმეტრია, არამედ ვიმსჯელოთ ამ ელემენტებით შექმნილი სტრუქტურის წარმოშობის მექანიზმზეც.

9. პლანეტური ნაპრალოვნების სტატისტიკური შესწავლა

პლანეტური ნაპრალოვნების წარმოშობა და ზოგიერთი თავისებურებები. პლანეტური ნაპრალები შემდეგი ძირითადი ნიშნებით ხასიათდებიან: 1. გავრცელებული არიან ყველა დანალექ და დანალექ-ეფუზიურ წყებებში, როგორც ბაქნურ არეებზე, ისე ნაოჭა სარტყლებში; 2. არ უკავშირდებიან რაიმე ლოკალურ ტექტონიკურ სტრუქტურებს; 3. მიწის ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში ოთხი ძირითადი მიმართულება (*N*, *NO*, *NW* და *O*) ახასიათებთ; 4. შრეებრივობის მართობული ორიენტაცია აქვთ და ეშვიათად გადიან ცალკეული შრეების და ერთგვაროვანი დასტების ფარგლებს გარეთ; 5. შეიმჩნევა სრულიად გარკვეული დამოკიდებულება ამ ნაპრალების სიხშირესა და შრეების სისქეს შორის: რაც უფრო თხელია შრე, მით უფრო ხშირია მასში გამოხატული პლანეტური ნაპრალები.

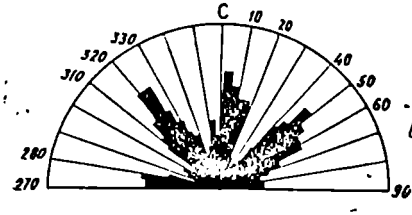
უკანასკნელ ხანებში პლანეტური ნაპრალოვნება დეტალური შესწავლის ობიექტად გადაიქცა. არსებობს საკმაოდ მდიდარი მასალა ბაქნური არეების პლანეტური ნაპრალოვნების შესახებ. ირკვევა, რომ განსაკუთრებული მნიშვნელობა პლანეტური ნაპრალოვნების შესწავლას აქვს ნაოჭა ზოლების დისოცირებულ წყებებში. ეს აუცილებელია არა მარტო პლანეტური ნაპრალების სივრცობრივი ორიენტაციის ზოგადი კანონზომიერების დასადგენად, არამედ მიწის ქერქის მოძრაობის და დეფორმაციის პროცესში ამ ნაპრალების როლის გასარკვევადაც. დანალექ წყებებში პლანეტური ნაპრალოვნების წარმოშობა, უმეტესი მკვლევარების აზრით, უკავშირდება ლითოგენეზისის პროცესებს. ამის სასარგებლოდ, სხვა მონაცემებთან ერთად, ლაპარაკობს მეტად საინტერესო გეოლოგიური ფაქტი, რომელიც თბილისის მიდამოებში არის შემჩნეული მეტეხის ციხის შუაეოცენურ „ხლართულშრეებრივ კონგლომერატებში". აქ შრეებრივი ქანის უზარმაზარი ბელტები, რომლებიც პირვანდელი მდგომარეობიდან შუაეოცენურ დროსვეა გამოყვანილი, რის შედეგადაც ამ ბელტებს ზღვის ფსკერზე სრულიად სხვადასხვაგვარი ორიენტაცია მიეღიათ, დამოუკიდებელი — შრეებრივობის მართობული ნაპრალებით არიან დასერილი.

ეს ნაპრალები ჩნდება, როგორც ჩანს, არა ნალექების ზედაპირულ ნაწილში, არამედ გარკვეულ სიღრმეზე, სადაც მიმდინარეობს სწორედ ნალექების შემკვრივების და დეჰიდრატაციის მოვლენები, რომლებიც მათი მოცულობის შემცირებას იწვევენ. ნაპრალთა სისტემები წარმოიქმნება ქანების ერთგვაროვან შრეებში დაძაბულობების არათანაბარი განაწილების გამო. ცნობილია, რომ მექანიკური დაძაბულობების არათანაბარ განაწილებას ერთგვაროვან სხეულებში, უმეტეს შემთხვევაში, კანონზომიერი პერიოდული ხასიათი აქვს, რაც მექანიკური დაძაბულობების ტალღური ბუნებით არის გაპირობებული. რაიმე გარემოში აღგზნების (მდგომარეობის შეცვლის) გავრცელება ტალღური ბუნებისაა. ტალღის გავრცელება არ არის დაკავშირებული ნივთიერების გადატანასთან. მაგალითად წყალში ტალღების გავრცელების დროს არ ხდება წყლის ნაწილაკების გადაადგილება, რაშიც ნაწილობრივ შეიძლება დავრწმუნდეთ თუ დავაკვირდებით წყალში ტალღების გავრცელების დროს მასზე მოტივტივე ნაფოტის ადგილზე ვერტიკალურ რხევას. ორი მეზობელი აღგზნების მაქსიმუმებს ან მინიმუმებს (ორ მეზობელ ამოზნექას ან ჩაზნექას) შორის მანძილს ტ ა ლ ღ ი ს ს ი გ რ ძ ე ეწოდება, ნაწილაკის ერთი სრული რხევის დროს კი, ტ ა ლ ღ ი ს პ ე რ ი ო დ ი. წონასწორობის მდგომარეობიდან მაქსიმალურ გადახრას ტ ა ლ ღ ი ს ა მ პ ლ ი ტ უ დ ა ს (*A*) უწოდებენ.

იმ წერტილებში, რომლებიც ერთმანეთთან დაცილებულია ტალღების მთელი რიცხვითი რხევა ერთნაირია (ხდება ფაზაში), ხოლო იმ წერტილებში, რომლებიც ერთმანეთისგან დაცილებულია ნახევარტალღების კენტი რიცხვით, რხევა ხდება უკუფაზაში, ე. ი. მაშინ, როდესაც ერთ წერტილში გადახრა უდრის *A*-ს, მეორეში მას საწინააღმდეგო ნიშანი აქვს, ანუ — *A*-ს ტოლია და პირიქით.

ტალღების დასახასიათებლად მეტად მნიშვნელოვანია ტოლი ფაზების ზედაპირის ხასიათი. თითოეულ ამ ზედაპირზე მოცემულ მომენტში ფაზები ერთნაირია. თუ ეს ზედაპირები ტალღის გავრცელების მართობულ სიბრტყეებს წარმოადგენენ, მაშინ ასეთ ტალღას ბ რ ტ ყ ე ლ ს უწოდებენ.

რომელიმე წერტილში ორი ტალღის შეხვედრის შემთხვევაში მათი მოქმედება დაჯამდება, ანუ ადგილი აქვს ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი ი ს მოვლენას. თუ ბრტყელი ტალღა ეცემა ასევე ბრტყელ ამრეკლავ ზედაპირს, წარმოიქმნება არეკლილი ტალღა. ხდება არეკლილი და დაცემული ტალღების ინტერფერენცია. იმ ადგილებში, სადაც ეს ტალღები ერთმანეთს ხვდება უკუფაზაში, წერტილები ყოველთვის ადგილზე რჩება და ქმნის რხევის უძრავ ნასკვებს, ხოლო იმ ადგილებში კი, სადაც ტალღების ფაზები ერთმანეთს ემთხვევა, ხდება მათი ურთიერთგაძლიერება — რხევების თხემების წარმოშობა.



ნახ. V.50. აპარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის მეზოზოურ-კონოზიური ნალექების პლანეტური ნაპრალოვნების სინოპტიკური სხივური დიაგრამა (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ამის შედეგად, წარმოიქმნება ე. წ. მ დ გ ა რ ი ტ ა ლ ღ ა. მდგარ ტალღაში არ არსებობს ენერგიის ნაკადი. მდგარ ტალღებს, გარდა მექანიკური დაძაბულობებისა, წარმოადგენენ აგრეთვე გრავიტაციული ტალღები სითხის ზედაპირზე.

მექანიკური დაძაბულობების გავრცელების დროს დეფორმაციის მაქსიმალური გამოვლინების ადგილები დაძაბულობათა მდგარი ტალღების ინტერფერენციული გაძლიერების ზონებს შეესაბამება და ამ ზონებს შორის მანძილი დაძაბულობათა ნახევარტალღის სიგრძის ტოლია. ამ მონაცემებიდან გამომდინარე, პლანეტური ნაპრალოვნების ძირითადი მასის განვითარება ცალკეული შრეების ფარგლებში, და მათ შორის მანძილის კანონზომიერი დამოკიდებულება შრის სისქესთან, შეიძლება ავხსნათ დაძაბულობათა ტალღების სიმაღლის, და შესაბამისად, სიგრძის შემოსაზღვრით დაშრეების ზედაპირებით, რომლებზეც ადგილი აქვს დაძაბულობათა ტალღების გავრცელების გარდატეხას. ამავე დროს, ამ შიგა დაძაბულობების ტალღების გავრცელების მიმართულებას, როგორც ჩანს, საერთო პლანეტური მიზეზები განსაზღვრავს, რაც იწვევს ნაპრალთა კანონზომიერი პლანეტური მიმართულებების წარმოქმნას.

პლანეტური ნაპრალოვნების სტატისტიკური შესწავლა. პლანეტური ნაპრალების ანაზომთა სტატისტიკური დამუშაკება შემდეგში მდგომარეობს: ცალკეული გაშიშვლებებისათვის შედგენილ სტრუქტურულ დიაგრამებზე შრეებრივობის ზედაპირების თარაზულ მდგომარეობაში მოყვანით, და მათი მართობული პლანეტური ნაპრალების შესაბამისი ტრანსფორმაციით ხდება ამ ნაპრალების თავდაპირველი ორიენტაციის აღდგენა. ამასთან, შესაძლებელია არა ცალკეული ნაპრალების, არამედ მათი მაქსიმუმების ტრანსფორმაცია. შემდეგ, მიღებული დიაგრამების საფუძველზე დგება ერთი საერთო სინოპტიკური სხივური დიაგრამა (ნახ. V.50).

პლანეტური ნაპრალების როლი ქანების დეფორმაციის პროცესში. მიწის ქერქში შრეებრივობის ზედაპირებთან ერთად სხვა პირველადი გამყოფი ზედაპირების არსებობა პლანეტური ნაპრალების სახით, ბუნებრივად სვამს საკითხს მათი როლის შესახებ ქანების დეფორმა-

ციის პროცესში. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ პლანეტური ნაპრალების სიბრტყეები მექანიკურად აქტიურ სიბრტყეებს წარმოადგენენ და მათ მიმართ გადაადგილება მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ქანების დეფორმაციის პროცესში. გადაადგილების ნიშნები შეიმჩნევა ყველა მიმართულების პლანეტური ნაპრალების გასწვრივ და მასზე დაკვირვება ზოგიერთ შემთხვევაში, საშუალებას იძლევა გაკვრკვეთ ქანებში დაძაბულობათა განაწილების ხასიათში.

დეფორმაციის პროცესში ნაოჭის ფრთებში პლანეტური ნაპრალები ხშირად იცვლიან თავის პირვანდელ ორიენტაციას შრეებრივობის ზედაპირების მიმართ, კერძოდ, უმეტესად შეიმჩნევა ნაპრალების გადახრა ანტიკლინის თაღური ნაწილებისკენ (ნახ. V.46), რაც დანაოჭების პროცესში შრეთა ურთიერთწაცოცების დროს წყვილძალის მოქმედებით არის გამოწვეული. ზოგიერთ შემთხვევაში შეიმჩნევა აგრეთვე თავდაპირველად სწორი პლანეტური ნაპრალების მოხრა სხვადასხვა მიმართულებით, რაც დეფორმაციის დროს ქანების პლასტიკურ გადაადგილებაზე მიგვითითებს. ხოლო იმ შემთხვევაში, როდესაც ეს ნაპრალები გახსნილია, შეიძლება ქანებში გაჭიმვის მოვლენების არსებობაზე ვილაპარაკოთ.

ამრიგად, პლანეტურ ნაპრალებზე დაკვირვება საკმაოდ მკაფიო წარმოდგენას იძლევა დეფორმაციის პროცესში ქანების გადაადგილების ხასიათზე და მასშტაბებზე და, მაშასადამე, ამ პროცესის კინემატიკურ მხარეზე. ამავე დროს, მონაცემები პლანეტური ნაპრალების შესახებ შეიძლება გამოვიყენოთ დეფორმაციის პროცესის დინამიკის დასადგენადაც.

ზემოთ მოყვანილი მონაცემები პლანეტური ნაპრალების პირველადი ზედაპირების არსებობის და მათი როლის შესახებ დეფორმაციის პროცესში ტექტონიკის როგორც თეორიული, ისე პრაქტიკული საკითხებისადმი ახლებურ მიდგომას მოითხოვს, კერძოდ, შეიძლება ზოგიერთ შემთხვევაში მნიშვნელოვნად შეიცვალოს ჩვენი წარმოდგენები სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ჩამოყალიბების და განვითარების შესახებ. ახლებურად ისმევა ცალკეული ნაპრალების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გენეტური ინტერპრეტაციის და მათი ასაკობრივი ურთიერთდამოკიდებულების საკითხიც. ხშირად, შესაძლებელია არ იყოს საჭირო დავუშვათ რომელიმე საბადოს სტრუქტურის ფორმირების სხვადასხვა ეტაპზე კუმშვის და გაჭიმვის პირობების მრავალჯერადი ცვლა და, შესაბამისად, ნაპრალების წარმოშობის და შემდეგ მათი გახსნის კავშირი გარკვეულ ტექტონიკურ მოძრაობებთან. ამასთან დაკავშირებით, შესაძლებელია სხვაგვარი ახსნა მივცეთ გამადნებისწინა, გამადნებისშიგა და გამადნებისშემდგომ ტექტონიკასაც. შესაბამისად შეიძლება შეიცვალოს წარმოდგენები გამადნების ასაკის შესახებ და სხვ.

10. მიკროსტრუქტურული დიაგრამები და მათი ანალიზი

მიკროსტრუქტურული ანალიზის საფუძველს ორიენტირებული სიბრტყითი და წრფივი სტრუქტურული ელემენტების სტატისტიკური შესწავლა წარმოადგენს. სტატისტიკური დაკვირვება მიკროსტრუქტურულ ანალიზში, როგორც აღვნიშნეთ, გულისხმობს ფიოდოროვის მაგიდის საშუალებით, გეოგრაფიული კოორდინატების მიმართ ორიენტირებულ შლიფებში, მიკროსტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი განლაგების სტატისტიკურ აღწერას [1].

სტატისტიკური გაზომვებისათვის გამოიყენება ჩვეულებრივი ოთხღერძა ფიოდოროვის მაგიდა, რომელსაც თან ახლავს სპეციალური მოწყობილობა — მარხილები შლიფის გადაადგილების დროს მისი ორიენტაციის შესანარჩუნებლად [2].

სტატისტიკური გაზომვების შედეგად მიღებული მონაცემები, კერძოდ, სიბრტყითი და წრფივი მიკროსტრუქტურული ელემენტების განლაგება სივრცეში გამოისახება დიაგრამებზე ჩვენთვის ცნობილი ხერხით.

მიკროსტრუქტურულ ელემენტთა ორიენტირების ძირითადი გენეტური ტიპები. ქანის შემადგენელი ერთი ან რამდენიმე მინერალის მარცვალთა კანონზომიერი ორიენტაციის წარმოქმნის მიზეზები სულ სხვადასხვა შეიძლება იყოს. დანალექ და ამონთხეულ ქანებში ფირფი-

---

[1] ორიენტირებული შლიფები, როგორც წესი, მზადდება ნიმუშის სამ ურთიერთმართობულ კვეთში. ეს საჭიროა იმისათვის, რომ მოვახდინოთ ე. წ. „კვეთის ეფექტის" კონტროლი. საქმე იმაშია, რომ შლიფის სიბრტყეში ქანის ამა თუ იმ მარცვლის მოხვედრის ალბათობა დამოკიდებულია ამ სიბრტყის ორიენტაციაზე მარცვლის გასაზომი ელემენტების მიმართ. ამ მოვლენას, რომელიც პირველად ბ. ზანდერმა შენიშნა „კვეთის ეფექტი" ეწოდა. ჰეტეროგენული (წაგრძელებული, ფირფიტისებური და ა. შ.) მარცვლების არსებობის შემთხვევაში კვეთის ეფექტის გამო შეიძლება შეიქმნას ცრუ ორიენტირების სურათი. ბუნებრივია, რომ იმ მარცვლებისათვის, რომლებიც შლიფის მართობულ სიბრტყეშია წაგრძელებული შლიფის სიბრტყესთან გადაკვეთის ბევრად უფრო მეტი ალბათობა არსებობს, ვიდრე იმათთვის, რომლებიც შლიფის სიბრტყის პარალელური მიმართულებითაა წაგრძელებული. კვეთის ეფექტის კონტროლისათვის საჭიროა ერთ კვეთში შედგენილი მიკროსტრუქტურული დიაგრამა შემოვაბრუნოთ შპიდტის ბადის დახმარებით და შევუთავსოთ მეორე და მესამე კვეთში აგებულ მიკროსტრუქტურულ დიაგრამებს. თუ სხვადასხვა კვეთში დადგენილი მიკროსტრუქტურული ელემენტების მაქსიმუმები ერთმანეთს არ უთავსდება, მაშინ საქმე გვქონია სწორედ კვეთის ეფექტით გამოწვეულ მოჩვენებით ორიენტაციასთან, ხოლო თუ მაქსიმუმები ერთმანეთს ემთხვევა, მაშინ დადგენილი ორიენტაცია კანონზომიერია და შესაძლებელია სტრუქტურული კოორდინატების აგებას შევუდგეთ.

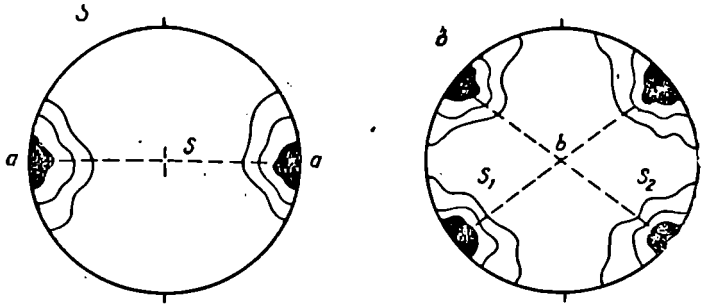
[2] ფიოდოროვის მაგიდის დახმარებით სტატისტიკური გაზომვების ტექნიკა დეტალურად არის აღწერილი ბ. ზანდერის (1950), ლ. ლუკინის და სხვათა (1965) და სხვა შრომებში.

ტისებური და ნემსისებრ-წაგრძელებული ფორმის მარცვალთა პირველადი კანონზომიერი განლაგება შესაძლებელია გაბოწვეული იყოს მათი დალექვის პროცესით უძრავი ან მოძრავი გარემოდან. პირველ შემთხვევაში ფირფიტისებური ნაწილაკები ფსკერზე ბრტყელად ლაგდება და ამრიგად, მათი ორიენტირება ამ ზედაპირის მდებარეობაზე მიგვითითებს. მოძრავი გარემოდან დალექვის შემთხვევაში წარმოიქმნება მინერალთა ისეთი ორიენტირება, რომელიც გვიჩვენებს არა მარტო აღნიშნული ზედაპირის მდებარეობას, არამედ დინების ხაზებსაც. ყველა აღნიშნულ შემთხვევაში ლაპარაკობენ ქანში მ ა რ ც ვ ა ლ თ ა ფ ო რ მ ი ს მ ი ხ ე დ ვ ი თ ორ ი ე ნ ტ ა ც ი ა ზ ე. ამგვარი ორიენტაცია შეიძლება იყოს აგრეთვე რომელიმე სიბრტყეზე მინერალის ზრდის ე. წ. მიმეტური კრისტალიზაციის შედეგი, რომელიც გვიჩვენებს ქანში ამგვარად შექმნილ ანიზოტროპიას.

მინერალთა ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი ორ ი ე ნ ტ ა ც ი ა ქანების დეფორმაციის შედეგად წარმოიქმნება. ასეთ ქანებს ბ. ზანდერმა ტ ე ქ ტ ო ნ ი ტ ე ბ ი უწოდა. დეფორმაციის დროს ქანებში შეიძლება ხდებოდეს მარცვალთა ერთმანეთის მიმართ დიფერენციალური მოძრაობები, ანდა, თვით მარცვალთა დეფორმაცია სხლეტვის ან შემრჩობლების სიბრტყეების, ანუ კრისტალური მესრის გარკვეული სიბრტყეების გასწვრივ. ქანების საერთო დეფორმაცია ასეთი მცირე მოძრაობების ჯამურ შედეგს წარმოადგენს. ამგვარი მოძრაობები და ქანების შესაბამისი დეფორმაცია შეიძლება განხორციელდეს მხოლოდ გარკვეულ სიღრმეზე, შესაფერისი წნევის და ტემპერატურის პირობებში. დეფორმაციით გამოწვეულ მოძრაობათა ხასიათი იცვლება აგრეთვე ზრდადი ჰიდროსტატიკური წნევის გამო. ამ პირობებში ტექტონიკური მოძრაობები ნაწილობრივ კარგავენ ეპიზოდურ ხასიათს, იკრიბებიან და განაპირობებენ ხანგრძლივი დაძაბულობის მდგომარეობას, რომელიც მინერალთა კრისტალური მესრის დონემდე აღწევს. ამრიგად, მინერალთა ტექტონიკური ორიენტაცია შეისწავლება ისეთ ქანებში, რომლებიც საკმაოდ დიდ სიღრმეზე ჩამოყალიბდა (ინტრუზული ქანები) ან შემდგომი ღრმა დაძირვა განიცადა (მეტამორფიზებული ქანები).

ქანების დეფორმაციის შედეგად მიღებული ორიენტირების შესწავლისა და ანალიზისთვის აუცილებელია პირველ რიგში იმ მინერალის დეფორმაციის მექანიზმის ცოდნა, რომლის ორიენტაციაც წარმოდგენილია სტრუქტურულ დიაგრამაზე. მხედველობაშია მისალები აგრეთვე, რომ ქანები პოლიკრისტალური და ამასთან უმთავრესად არამონომინერალური აგრეგატებია და შესასწავლი მინერალის მარცვლები სხვა მინერალებთან რთულ ურთიერთდამოკიდებულებაშია.

ტექტონიტების ძირითადი ტიპები. მინერალთა ორიენტირების ხა-



ნახ. V.51. *S*-ტექტონიტები:
ა — ერთი მაქსიმუმით, ბ — ორი მაქსიმუმით (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

სიათის მიხედვით ტექტონიტები ორ ძირითად ჯგუფად იყოფა: S-ტ ე ქ ტ ო ნ ი ტ ე ბ ა დ და B-ტ ე ქ ტ ო ნ ი ტ ე ბ ა დ.

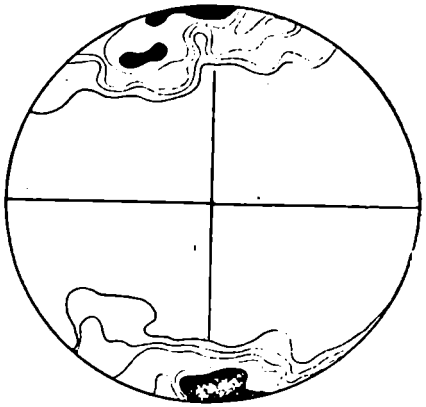
S-ტექტონიტებში მინერალთა ოპტიკური ღერძები ან სხვა კრისტალოგრაფიული ელემენტები ერთი ან ორი ძირითადი მიმართულებითაა განლაგებული, რის გამოც დიაგრამებზე გამოხატულია მკვეთრი მაქსიმუმები, რომელთა განლაგება, მინერალთა ორიენტირების თავისებურებიდან გამომდინარე, შესაძლებელია სხვადასხვაგვარი იყოს. ასეთი ტექტონიტები ხასიათდება ერთი ან, ყოველ შემთხვევაში, მცირე რაოდენობის *S*-სიბრტყეების არსებობით (ნახ. V.51, V.52).

თუ ქანების დეფორმაციას თან სდევს შემადგენელი მინერალების ბრუნვა, რომელიც უმთავრესად *b* ღერძის ირგვლივ ხდება, დიაგრამაზე ჩნდება მაქსიმუმთა რიგი, რომელიც *b* ღერძის ირგვლივ გარკვეულ სარტყელს ქმნის. ამის გამო, ამგვარ ტექტონიტებს *B*-ტექტონიტებს უწოდებენ (ნახ. V.53).

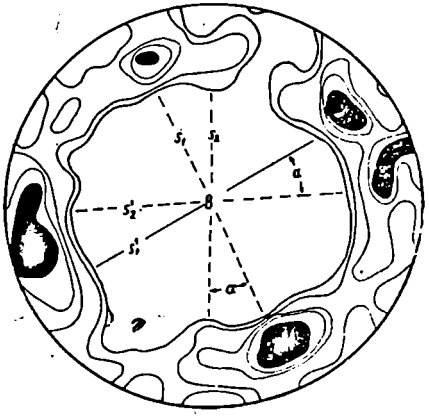
როდესაც ქანები ხასიათდება სარტყელში მაქსიმუმების თანაბარი განაწილებით, ისინი *R*-ტექტონიტებად იწოდება (ლათინური rotare ბრუნვა). *B*- და *R*-ტექტონიტებში *b* ღერძი რამდენიმე *S* სიბრტყის (სხლეტვის სიბრტყის) გადაკვეთის ხაზს წარმოადგენს. ამ ტიპის ტექტონიტების წარმოშობა დეფორმაციის პროცესში მარცვალთა სხლეტვის სიბრტყეების (*S* სიბრტყეების) *b* ღერძის ირგვლივ ბრუნვის შედეგია. *B*-და *R*-ტექტონიტებში *b* ღერძი უმთავრესად ემთხვევა დეფორმაციის *b* ღერძს და ამიტომ ეს ღერძი დიაგრამებზე აღინიშნება როგორც *B* ან *B* (*b*) ღერძი.

სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება მიკროსტრუქტურებში. ბ. ზანდერის მიერ დადგენილია, რომ ყოველი სტრუქტურა სიმეტრიულია მისი განმსაზღვრელი ვექტორების მიმართ. აქედან გა-

მომდინარეობს, რომ თუ სტრუქტურას გააჩნია სიმეტრიის სიბრტყე, ის ამავე დროს სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობის სიმეტრიის სიბრტყეს წარმოადგენს და ამ სიბრტყეში უნდა იყოს განლაგებული ტექტონიკური გადაადგილების მიმართულება (ტექტონიკური ღერძი *a*). სიმეტრიის სიბრტყის მართობული მიმართულება *b* ღერძის მიმართულებას წარმოადგენს, რომელიც ჩვეულებრივ მაკროსკოპულად შესამჩნევ ხაზობრივობის მიმართულებას და ნაოჭთა ღერძების მრმართულებას ემთხვევა. როგორც აღვნიშნეთ ქანებში მაკროსკოპულად შესამჩნევი ანიზოტროპიის არსებობის შემთხვევაში უკვე საველე პირობებში ხერხდება საკოორდინატო ღერძთა განლაგების დადგენა. მაგრამ, მიკროსტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის ზუსტი განსაზღვრა მხოლოდ მიკროსკოპის ქვეშ არის შესაძლებელი.



ნახ. V.52. კალციტის *S*-ტექტონიტი. (ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.53. კვარცის *B*-ტექტონიტი. (ზანდერის მიხედვით, 1950).

ქვემოთ განხილულია მიკროსტრუქტურული კოორდინატების განსაზღვრის რამდენიმე ტიპური მაგალითი:

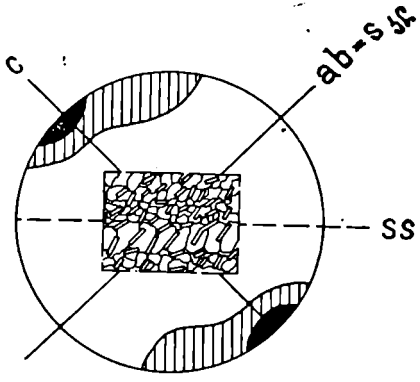
1. კლივაჟირებული ნიმუშის მიკროსტრუქტურულ დიაგრამაზე (ნახ. V.54) გამოხატულია კლივაჟის სიბრტყეში ქარსების პარალელური ორიენტირება. ეს სიბრტყე *ab* სიბრტყეს წარმოადგენს და *c* ღერძი მის მართობულად არის ორიენტირებული. ამ სიბრტყის მიმართ მახვილი კუთხით ნივთიერების განლაგება გამოწვეულია დაშრეების

არსებობით. დიაგრამაზე ეს მოვლენა გამოხატულია მაქსიმუმის ერთგვარი წაგრძელებით. სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობის მიმართულება (a ღერძი), ისე, როგორც b ღერძი, განლაგებულია კლივაჟის სიბრტყეში (S კლ). მათი განლაგების დადგენა ამ დიაგრამის საშუალებით შეუძლებელია, მაგრამ სხვა რომელიმე კვეთში, მაგალითად კლივაჟის სიბრტყეების პარალელურ კვეთში, შეიძლება მოხერხდეს a და b ღერძების ორიენტაციის დადგენა.

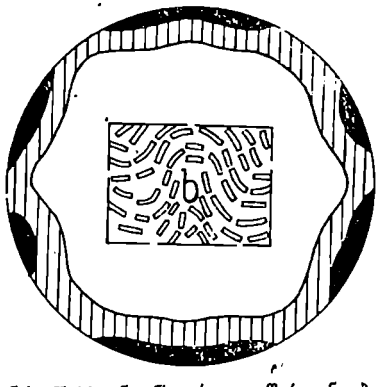
იმ შემთხვევაში, როდესაც ქარსებისათვის შედგენილ მიკროსტრუქტურულ დიაგრამაზე გამოხატულია (001) — ვერტიკალთა სარტყლისებური განლაგება, მაშინ სარტყლის სიბრტყის მიმართ ნორმალი საკოორდინატო ღერძ b-ს წარმოადგენს. V.55 ნახაზზე ჩანს მხოლოდ ერთი ღერძი $b(=B)$. a ღერძი განლაგებულია წრიულად b-ს და აგრეთვე c-ს გარშემო. ასეთი სტრუქტურის არსებობის შემთხვევაში ყურადღება უნდა მიექცეს კვეთის ეფექტსაც. თუ გაზომვებს ვაწარმოებთ მხოლოდ b-ს მართობულ კვეთში, მაშინ ქარსების ac-სიბრტყის პარალელური ორიენტაცია არამკაფიო იქნება.

ქარსებისათვის დამახასიათებელია სტრუქტურული დიაგრამები წყვეტილი, ანუ ნაწილობრივი სარტყლით (ნახ. V.56, V.57). V.56 ნახაზზე გამოსახულია სუსტი მიკროდანაოჭების სტრუქტურული დიაგრამა, რომელიც ხშირად ნიმუშზე გამოხატულია როგორც ზოლებრივობა S სიბრტყეში. ab სიბრტყე აქ სიმეტრიის სიბრტყეა, კოორდინატა $b(=B)$ კი, არასრული სარტყლის ac სიბრტყის ნორმალს წარმოადგენს. c ღერძი ab-ს მართობულია. b და c-ს მდებარეობით განსაზღვრულია a-ს მდებარეობაც.

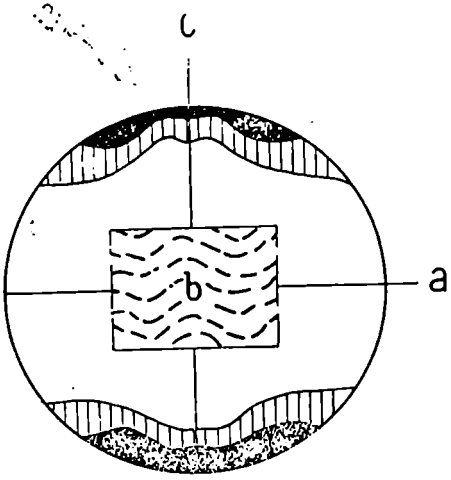
V.57 ნახაზზე გამოსახულია ქარსების სტრუქტურის სიმეტრიის და ორიენტირების ხასიათი, როდესაც გამოხატულია სხლეტვის შეწყვეტილებული (S_1 და S_2) და გამოჭყლეტის (S_3) სიბრტყეები, რომლებიც რომბულ სიმეტრიას ამეღავნებენ. მთელი სტრუქტურისთვის დამახასიათებელი გენეტური კოორდინატები a და c მიიღება კერძო S_1 და S_2 სტრუქტურებისთვის დამახასიათებელი კოორდინატებიდან: $S_1(a_1c_1)$ და $S_2(a_2c_2)$. მათთვის დამახასიათებელია გამოჭყლეტის სიბრტყის S_3 -ს არსებობა, რომელშიც განლაგებულია a და b ღერძები. B ღერძი S_1 და S_2-ის გადაკვეთის ხაზს წარმოადგენს, ხოლო c ღერძი ab სიბრტყის მართობულია. a-ს მიმართულება არის სტრუქტურის შემქმნელი მთავარი მოძრაობის მიმართულება და ამავე დროს გაჭიმვის ან გადინების ჯამური მიმართულება ჰორიზონტალური სიმეტრიის სიბრტყეში (მასში გადაადგილების მასშტაბი მეტია, ვიდრე პირდაპირი კუმშვის, ე. ი. c-ს მიმართულებით). თუ S_1 და S_2-ს შორის კუთხე 90°-ის ტოლია, მაშინ კუმშვის და გაჭიმვის მიმართულებები ორივე ეკვივალენტურად a კოორდინატის მიმართულებას წარმოადგენს.



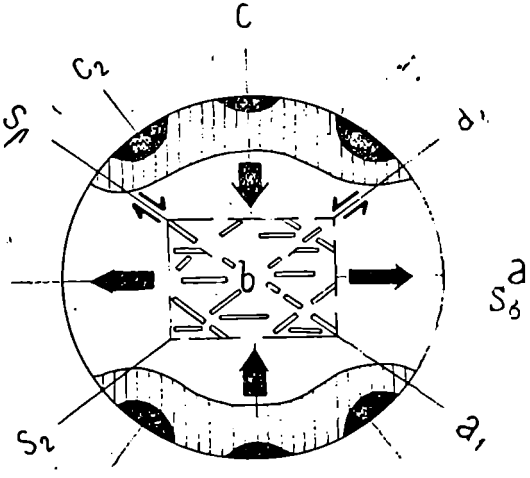
ნახ. V.54. ქარსის მარცვალთა პოლუსების სქემატური მიკროსტრუქტურული დიაგრამა კლივაჟის სიბრტყეების მართობულ კვეთში (კარლის მიხედვით, 1964).



ნახ. V.55. ინტენსიურად დაწვრილნაოჭებული ქანის შემადგენელი ქარსის მარცვალთა სქემატური მიკროსტრუქტურული დიაგრამა მართობულ კვეთში (კარლის მიხედვით, 1964).



ნახ. V.56. ქარსის მარცვალთა პოლუსების სქემატური დიაგრამა ქანის ზოლებრივობის მართობულ კვეთში.



ნახ. V.57. სხლეტვის რომბული ტექტონიტი (ქარსებში). შეწყვილებული S_1 და S_2 სხლეტვის სიბრტყეების მართობულ კვეთში. (კარლის მიხედვით, 1964).

V.58 ნახაზზე მოცემულია სხლეტვის მონოკლინური ტექტონიტის სქემატური დიაგრამა გაბატონებული S_1 და დამორჩილებული S_2 სიბრტყეებით. კოორდინატა b ისევ S_1 და S_2-ის გადაკვეთით განისაზღვრება. მთელი სტრუქტურისათვის დამახასიათებელი a და c ღერძები მიიღება კერძო სტრუქტურებისათვის დამახასიათებელი a_1c_1 და a_2c_2 კოორდინატებიდან იმის გათვალისწინებით, რომ სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობა უფრო მეტად მიმართულია a_1-ის მიმართულებით. ამის შესაბამისად a გადახრილია a_1-სკენ β კუთხით. β-ს სიდიდე არის a_1 მიმართულებით უფრო მეტი სხლეტვის უნარის საზომი, რაც S_1 სიბრტყეში ქარსების უკეთესი პარალელური ორიენტაციით არის გამოწვეული.

თუ სხლეტვის მონოკლინურ ტექტონიტში არსებობს დამატებითი გამოქყლეტის სიბრტყე, მაშინ ეს იქნება ab სიბრტყე (ნახ. V.59). ქარსებისთვის განხილული მაგალითების ანალოგიურად მარცვალთა კანონზომიერი განლაგების მექანიზმის ცოდნის საფუძველზე, შესაძლებელია გენეტიური კოორდინატების დახმარებით აღვწეროთ კვარცის, კალციტის და სხვ. მიკროსტრუქტურები.

მრავალ შემთხვევაში ქანის სტრუქტურაში გამოხატულია სხვადასხვა მინერალთა (ქარსის, კვარცის, მინდვრის შპატის) კერძო სტრუქტურები. ამ შემთხვევაში საჭიროა თითოეული კერძო სტრუქტურისათვის განისაზღვროს სტრუქტურული კოორდინატების ორიენტაცია. რის შემდეგ მთელი სტრუქტურისთვის დამახასიათებელი სიმეტრიის სურათი მიიღება ამ კერძო სტრუქტურულ კოორდინატთა შედარების საფუძველზე. არჩევენ კერძო სტრუქტურული კოორდინატების გადაფარვის შემდეგ შემთხვევებს:

1) ყველა კერძო კოორდინატა ერთმანეთს ემთხვევა: სტრუქტურის საერთო სიმეტრია=კერძო სტრუქტურის სიმეტრიას:

2) ყველა კერძო კოორდინატა არ ემთხვევა ერთმანეთს:

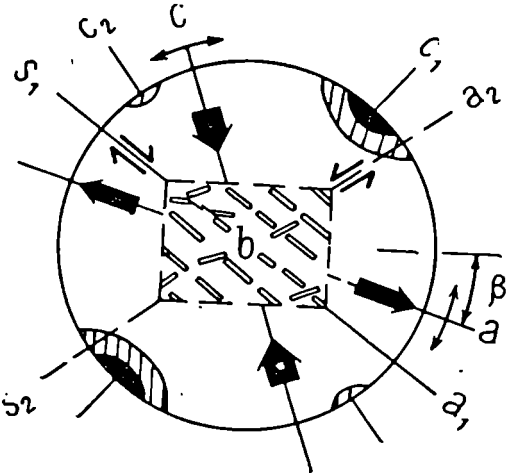
ა) სტრუქტურის საერთო სიმეტრია არ დაბლდება (მაგ. მონოკლინური კერძო სტრუქტურები სხვადასხვაგვარად ბრუნავენ საერთო b ღერძის ირგვლივ).

ბ) სტრუქტურის საერთო სიმეტრია დაბლდება (მაგ. რომბული და მონოკლინური კერძო სტრუქტურები საერთო b ღერძით).

3) არც ერთი კერძო კოორდინატა ერთმანეთს არ ემთხვევა: სტრუქტურის საერთო სიმეტრია დაბლდება.

ა) ბ. ზანდერი I შემთხვევაში ლაპარაკობს ჰომოტროპულ, II ა — შემთხვევაში — ჰომოტაქტურ, ხოლო II ბ და III შემთხვევაში კი — ჰეტეროტაქტურ კერძო სტრუქტურებზე.

ქარსების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი. ქარსების ორიენტირება შეიძლება გამოწვეული იყოს, ერთის მხრივ, მათი დალექ-

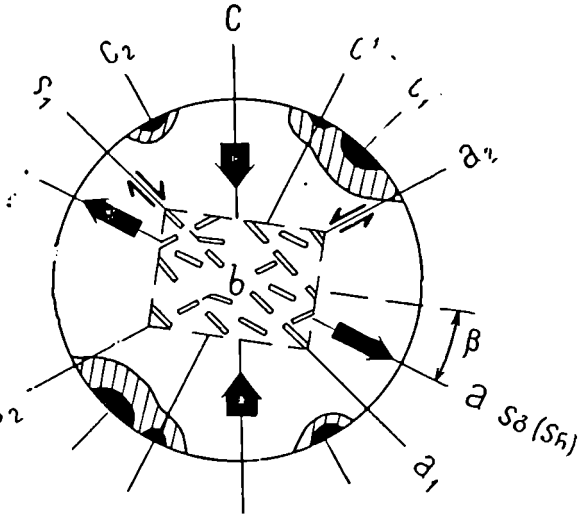


ნახ. V.58. სხლეტვის მონოკლინური ტექტონიტი (ქარსებისათვის). S_1 და S_2 სხლეტვის სიბრტყეების მართობული კვეთი (ყარლის მიხედვით, 1964).

ვით მოძრავი ან უძრავი გარემოდან (პირველადი ორიენტირება), ხოლო, მეორეს მხრივ, უკვე ჩამოყალიბებულ ქანზე ტექტონიკური ძალების მოქმედებით (მეორადი ორიენტირება).

დანალექ ქანებში ქარსის ფირფიტები ჩვეულებრივ განლაგებულია შრეებრივობის პარალელურად და დიაგრამებზე მკაფიოდ გამოხატულ მაქსიმუმს ქმნიან. ამავე დროს, სხვა მინერალების (კვარცის, მინდვრის შპატის) ორიენტირება აქ შედარებით სუსტად ვლინდება.

მეტამორფულ ქანებში ქარსის ფირფიტები ხშირად ფიქლებრივობის პარალელურადაა განლაგებული. მაგრამ, დანალექი ქანებისაგან განსხვავებით, მათში სხვა მინერალებიც, პირველ რიგში კი კვარცი, ოპტიკურ ღერძთა მკაფიო ორიენტირებას ავლენს. მეტამორფულ ქანებში ქარსის ფირფიტების შრეებრივობის მიმართ ორიენტირების ორი სახე შეიძლება გავარჩიოთ: 1) ფირფიტები განლაგებულია შრეებრივობის პარალელურად (ნახ. V.60) და 2) ფირფიტები გარკვეულ კუთხეს ქმნიან შრეებრივობის სიბრტყესთან. პირველ შემთხვევაში ქარსის ფირფიტები ავლენენ ერთ მაქსიმუმს, რომელიც შრეებრივობის, და ამავე დროს, ფიქლებრივობის შიმართ მათი პარალელური ორიენტაციით არის გამოწვეული. ასეთ შემთხვევაში *a* და *b* სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის განსაზღვრა შეუძლებელია. მაგრამ, ზოგჯერ ქარსის მაქსიმუმები, ქანების მიკროდანაოჭების გამო, ერთგვარად გაჭიმულია და *B*-ტექტონიტის სარტყლის წარმოქმნის

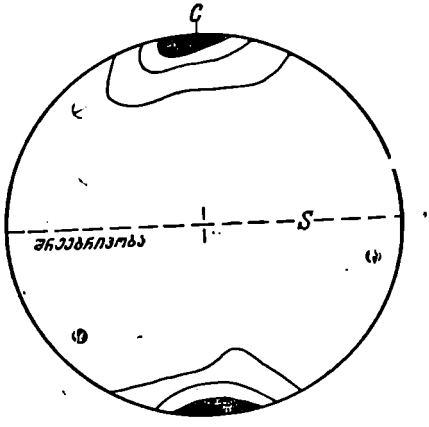


ნახ. V.59. სხლეტვის მონოკლინური ტექტონიტის სქემატური სტრუქტურული დიაგრამა S_1 და S_2 სხლეტვის სიბრტყეებით და გამოჭყლეტის S_3 სიბრტყით.

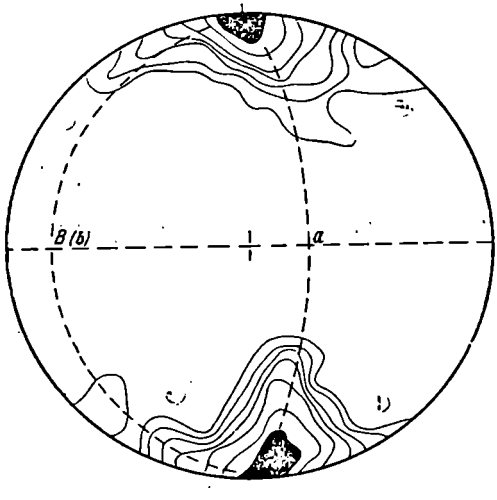
ab სიბრტყე შესამჩნევია გამოჭყლეტის S_3 და ზოგჯერ, აგრეთვე რელიქტური *S* სიბრტყის (S_4) ორიენტირებით. C^1 დამხმარე რომბული კოორდინატაა, რომელიც გამოიყენება გამოჭყლეტის S_3 ანდა რელიქტური *S* სიბრტყის დასახასიათებლად.

ტენდენცია აქვს (ნახ. V.61). ამ შემთხვევაში *B*-ტექტონიტის ღერძი განსაზღვრავს *b* ღერძის მდებარეობას. *a* ღერძი *b*-ს მართობულია და მდებარეობს ფიქლებრივობის სიბრტყეში. *c* ღერძს კი, როგორც ცნობილია, *ab* სიბრტყის მართობული ორიენტაცია აქვს და ადვილი საპოვნელია. მეორე შემთხვევაში ქარსის ფირფიტები შესაძლებელია აგრეთვე ერთ მაქსიმუმს ქმნიდეს, რომელიც ფიქლებრივობის მდებარეობის მაჩვენებელი იქნება. მაგრამ, ეს ფიქლებრივობა არ ემთხვევა დანაოჭებული ქანების შრეებრივობას და დაახლოებით ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეების პარალელურია. ზოგიერთ შემთხვევაში ის მარაოსებურ კლივაჟს შეესაბამება. ეს დიაგრამები არ იძლევა საშუალებას დავადგინოთ ზუსტად *a* და *b* ღერძების განლაგება და ამრიგად, გავარკვიოთ ფიქლებრივობის სიბრტყეში მოძრაობის მიმართულება.

ქარსის ფირფიტები ერთმაქსიმუმიან ორიენტირებას ავლენენ აგრეთვე გრანიტოიდებშიც. ზოგჯერ ეს ორიენტირება მაკროსკოპუ-



ნახ. V.60. ქარსების S-ტექტონიტი. (ლუ-
კინის და სხვ. მიხედვით, 1965).



ნახ. V.61. ქარსების დიაგრამაზე *b* და *a* ღერძების
მდებარეობის დადგენის მაგალითი· მაქსიმუმების წა-
გრძელების მიხედვით (ლუკინის და სხვ. მიხედვით,
1965).

ლადაც შესამჩნევია და ქარსის ფირფიტების პარალელურ განლაგებაში გამოიხატება. ქარსების ამგვარი ორიენტირების გაჩენა გრანიტოიდებში შეიძლება გამოწვეული იყო სხვადასხვა მიზეზებით (ლუკინი და სხვ. 1965): 1) მაგმის დინებით მისი შემოჭრის დროს, 2) მთელი მასივის ან მისი ნაწილის ტექტონიკური დეფორმაციით გამოწვეული დაგნეისებით, 3) ფიქლებრივი ქანების გრანიტიზაციის პროცესით (რელიქტური ორიენტირება). იმის გარკვევა, თუ ორიენტირების რომელ ტიპთან გვაქვს საქმე, შესაძლებელია მხოლოდ დეტალური გეოლოგიური დაკვირვების და მიკროსტრუქტურული ანალიზის საფუძველზე.

1) ქარსების ორიენტირება, რომელიც მაგმის დინებით არის გამოწვეული თავისი მდებარეობით კონტაქტის ზედაპირის უსწორმასწორობებს გამოხატავს. კონტაქტისგან მოშორებით მინერალთა ორიენტირება თანდათან ნაკლებ მკაფიო ხდება და ბოლოს ქრება კიდეც.

2) ტექტონიკური ძალებით გამოწვეული ქარსების ორიენტირება გრანიტოიდებში არ არის განსაზღვრული მასივის კონტაქტების ფორმით. ასეთი ორიენტირება შეიძლება მთელ მასივს მოიცავდეს, ანდა ლოკალიზებული იყოს მასივის შიგნით გარკვეულ ზონებში. აღნიშნულ დროს, მაგმის დინებით გამოწვეული ორიენტირებისგან განსხვავებით, ამ შემთხვევაში, როგორც წესი, მკაფიო ორიენტირებას ავლენს აგრეთვე კვარციც და მისი დიაგრამების ქარსის დიაგრამებთან შედარების დროს დგინდება ერთიანი სტრუქტურული გეგმის და მათი ერთობლივი დეფორმაციის არსებობა.

მხოლოდ ქარსების მაქსიმუმის მდებარეობით ყოველთვის არ ხერხდება *a* და *b* სტრუქტურული კოორდინატების განლაგების დადგენა. ეს ხერხდება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც მაქსიმუმი ერთგვარად გაჭიმულია *ac* სიბრტყეში და *B*-ტექტონიტის წარმოქმნის ტენდენცია აქვს.

3) ქარსების რელიქტური ორიენტირება წარმოიქმნება მაშინ, როდესაც ხდება ფიქლებრივი ქანების გრანიტიზაცია. ამ შემთხვევაში ქანები ან უბნობრივ მიგმატიტებს წარმოადგენენ, ანდა გრანიტულ მასაში შეიმჩნევა მეტამორფული ქანების მრავალრიცხოვანი ლინზისებური ან ფირფიტისებური ჩანართები, რომლებიც ინარჩუნებენ კანონზომიერ ორიენტირებას კონტაქტის მიმართ. ასეთ უბნებზე მკაფიოდ ჩანს მუქი კომპონენტების, მათ შორის ქარსების ორიენტირება. დამახასიათებელია, რომ მასივის შიგა ნაწილებისკენ მეტამორფული ქანების ჩანართების რაოდენობა თანდათან მცირდება და მუქი მინერალების ორიენტირებაც ქრება. აღნიშნული თავისებურებები საშუალებას იძლევა ორიენტირების ეს ტიპი გავარჩიოთ ადრე განხილულისგან.

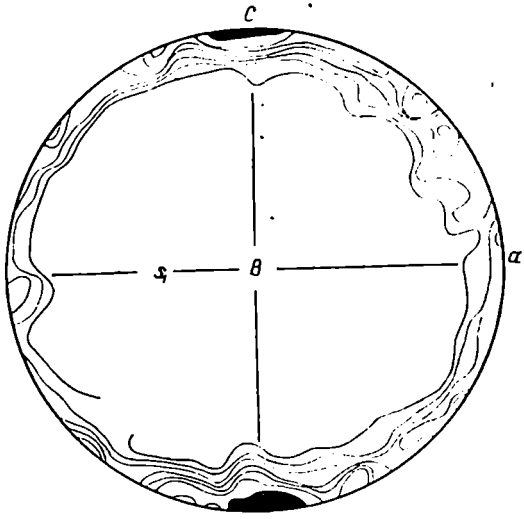
ფიქლებრივ მეტამორფულ ქანებში ქარსის ფირფიტები გარს არტყია კვარცის და მინდვრის შპატის სპირალურ დანაგროვებს. ასეთ შემთხვევაში ქარსის დიაგრამებზე მაქსიმუმები წყვეტილ სარტყელს ქმნიან. ხშირად სარტყლის ფონზე ჩანს ერთი მაქსიმუმი, რომელიც ფიქლებრივობის განლაგებას გვიჩვენებს. ქარსების ასეთ დიაგრამაზე შესაძლებელია *a*, *b* და *c* ღერძების მდებარეობის დადგენა. კერძოდ, *b* ღერძი განისაზღვრება როგორც მოცემული სარტყლის ღერძი. *a* ღერძი ამ ღერძის მართობულია და განლაგებულია ფიქლებრივობის სიბრტყეში, *c* ღერძს კი, ორივე ამ ღერძის მიმართ მართობული ორიენტაცია აქვს (ნახ. V.62). ზოგჯერ მაქსიმუმთა სარტყელში გამოიყოფა რამდენიმე თანაბარი მნიშვნელობის მაქსიმუმი, . რომლებიც ტექტონიტში რამდენიმე *S* სიბრტყის მდებარეობას გამოხატავენ (ნახ. V.63). ყველა ეს *S* სიბრტყეები იკვეთება ერთ ხაზში, რომელიც სტრუქტურის ღერძის მდებარეობას განსაზღვრავს. S_1, S_2 და S_3 სიბრტყეების მდებარეობის შესაბამისად შეიძლება გამოვყოთ a_1, a_2, a_3 და c_1, c_2, c_3 სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძები.

ქარსების მიკროსტრუქტურულ დიაგრამებზე a_1 *b* და *c* ღერძების განლაგების სხვა შემთხვევები ზემოთ განვიხილეთ.

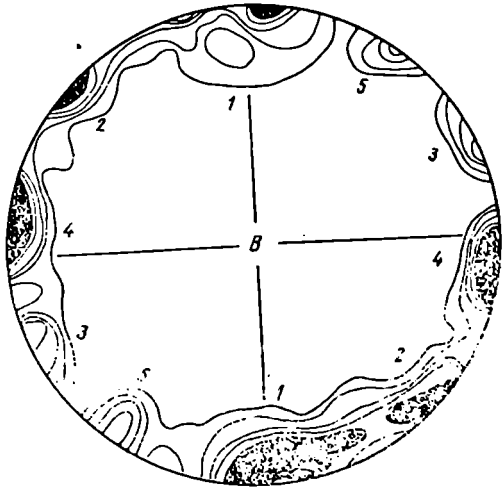
დასასრულს, უნდა აღინიშნოს, რომ ქარსების მიკროსტრუქტურული დიაგრამები შეიძლება ზოგიერთ შემთხვევაში გამოვიყენოთ ნაოჭების გენეზისის გასარკვევად. მაგალითად, გასწვრივი ღერძის ნაოჭებში, რომლებშიც ადგილი აქვს აგრეთვე შრეებრივობის პარალელურ ცოცვას, ქარსის ფირფიტები ცოცვის სიბრტყეების გასწვრივაა განლაგებული და იმეორებს ნაოჭის ფორმას (ნახ. V.64, ა). სხლტვის ნაოჭებში კი, რომელთა წარმოშობა უკავშირდება ქანის ცალკეული თხელი ფირფიტების ურთიერთცოცვას პარალელური ზედაპირების გასწვრივ, ქარსის ფირფიტები ან კალციტის მარცვლების შემრჩობლების სიბრტყეები $(01\bar{1}2)$ ამ ცოცვის ზედაპირების, ე. ი. ნაოჭების ღერძული სიბრტყეების პარალელურადაა განლაგებული (ნახ. V.64, ბ).

კვარცის ოპტიკურ ღერძთა დიაგრამების ანალიზი. კვარცის, ისევე, როგორც სხვა ქანთმაშენი მინერალების ორიენტაცია შესაძლებელია როგორც ტექტონიკური, ისე არატექტონიკური წარმოშობის იყოს. კვარცის მარცვლების ფორმის მიხედვით არატექტონიკური ორიენტირება შეიძლება მივიღოთ წყალში დალექვის, ანდა ნაპრალების კედლებზე კრისტალების ზრდის შედეგად. ჩვენ განვიხილავთ კვარცის მხოლოდ ტექტონიკური ორიენტირების სახეებს.

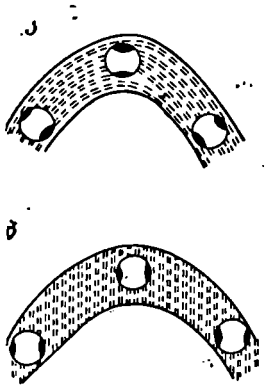
S-ტ ე ქ ტ ო ნ ი ტ ე ბ ი. კვარცის *S*-ტექტონიტები, რომლებიც გამოხატულია ერთი მკაფიო მაქსიმუმით, დამახასიათებელია ისეთი ქანებისათვის, რომელთაც წყვეტითი დისლოკაცია განიცადეს. განსაკუთრებით ხშირად, ასეთი ტექტონიტები დგინდება სხლეტვის სიბ-



ნახ. V.62. მუსკოვიტის ერთმაქსიმუმიანი *B*-ტექტონიტი (ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.63. მუსკოვიტის რამდენიმე მაქსიმუმიანი *B*-ტექტონიტი.



ნახ. V.64. ქარსის ფირფიტების ნორმალების ორიენტირების სქემა:

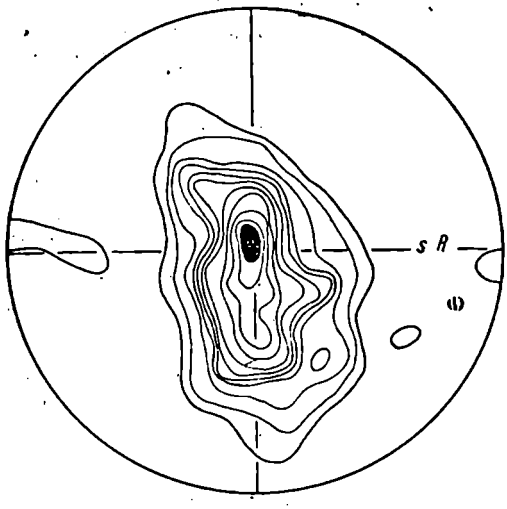
ა — გასწვრივი ღუნვის ნაოჭებში შრეგასწვრივი ცოცვით, ბ — სხლეტვის ნაოჭებში (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რტყეზე, სადაც ოპტიკურ ღერძთა მაქსიმუმები ემთხვევა ამ დეფორმაციასთან დაკავშირებულ სხლეტვის კვლის მიმართულებას. იმ შემთხვევაში, როდესაც ასეთი კვალი სიბრტყეებზე არ შეიმჩნევა, ანდა გამოხატულია მათი რამდენიმე მიმართულება, გაპირობებული მრავალჯერადი მოძრაობით, მიკროსტრუქტურული ანალიზი საშუალებას იძლევა დავადგინოთ იმ სხლეტვის კვლის მიმართულება, რომელიც ძირითად დეფორმაციას შეესაბამება. სხლეტვის სიბრტყეში დამზადებულ შლიფებში მკაფიოდ არის გამოხატული კვარცის ოპტიკურ ღერძთა მაქსიმუმი, რომელიც სხლეტვის ხაზის, მაშასადამე *a* ღერძის, მდებარეობას გვიჩვენებს (ნახ. V.65). *b* ღერძი *a*-ს მართობულია და აგრეთვე სხლეტვის სიბრტყეში მდებარეობს, ხოლო *c* ღერძი *ab* სიბრტყის მართობული მიმართულებით არის ორიენტირებული. მაგრამ, სტრუქტურული კოორდინატების ღერძების და მათ შორის *a* ღერძის, ე. ი. სხლეტვის ხაზის მდებარეობის გარკვევა არ არის საკმარისი სხლეტვის სიბრტყის გასწვრივ ბლოკების გადაადგილების მიმართულების დასადგენად. ამისათვის, როგორც ცნობილია, საჭიროა სპეციალური სტრუქტურული დაკვირვების ჩატარება.

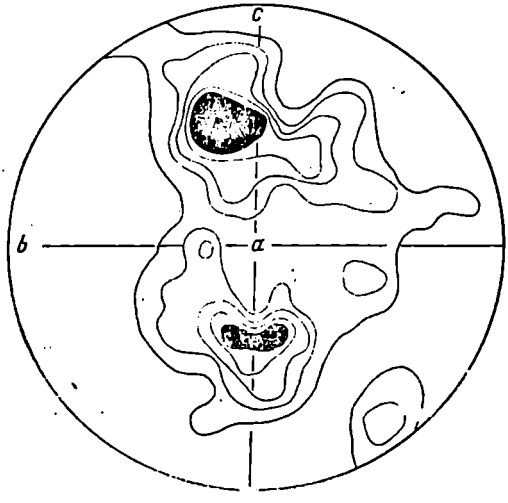
კვარცის ღერძების ორმაქსიმუმიანი ორიენტირების ყველაზე მარტივი სახეა, ე. წ. გაჭყლეტის ორიენტირება. დიაგრამებზე ის გამოხატულია ორი მაქსიმუმით, რომლებიც *hol* სიბრტყეებს შეესაბამება. მათ შორის კუთხე 90°-ს უახლოვდება და გადაკვეთა კი, განსაზღვრავს *b* ღერძის მდებარეობას (ნახ. V.66).

თუ შლიფი დამზადებულია აღნიშნულ *hol* სხლეტვის სიბრტყეების მართობულ კვეთში, მაშინ დიაგრამაზე გამოხატული იქნება წრის კიდეებში განლაგებული ორი მაქსიმუმი, ხოლო წრის ცენტრში კი — სტრუქტურის *b* ღერძი (ნახ. V.51, ბ).

იმ შემთხვევაში, როდესაც კუმშვის მართობულად შესაძლებელია ქანის ყველა მიმართულებით გაფართოება, ჩნდება სხლეტვის სიბრ-



ნახ. V.65. კვარცის ორიენტირების დიაგრამა *a*-ს მარ-
თობულ კვეთში. (ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.66. კვარცის ორიენტირების დიაგრამა *a*-ს მარ-
თობულ კვეთში (ზანდერის მიხედვით, 1950).

ტყეთა ოთხი (ორი *hol* და ორიც *hko*) სისტემა. აღნიშნული შემთხვევა სამღერძა დეფორმაციას შეესაბამება (ნახ. V.67).

B-ტექტონიტები. კვარცის ტიპური *B*-ტექტონიტები, მაქსიმუმების სრული სარტყლით მრავალ მკვლევარს აქვს აღწერილი გნეისებში, დანაოჭებულკვარციან ფილიტებში, კვარციტებში, მეტამორფიზებულ ქვიშაქვებში და სხვ. (ნახ. V.55 და V.68).

B-ტექტონიტები, კვარცის ოპტიკურ ღერძთა არასრული სარტყლით და *B*-ტექტონიტებში გარდამავალი *S*-ტექტონიტები, რომლებშიც *b* ღერძის მართობული მიმართულებით მაქსიმუმების ერთგვარი წაგრძელება შეიმჩნევა, აღწერილია დანაოჭებულ კრისტალურ ფიქლებში, გნეისებში, დაფიქლებულ კვარც-კარბონატულ და სხვ. ქანებში.

კვარცის *B*-ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა სრული სარტყლით, რომლის შიგნით არ გამოიყოფა მკაფიო მაქსიმუმები, ე. ი. *R*-ტექტონიტები (ნახ. V.69) აღწერილია დანაოჭებულკვარციან ფილიტებში და ზოგიერთ კვარციტებში.

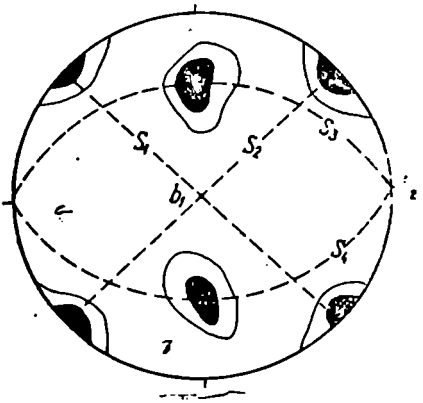
ნაოჭების გენეზისის გარკვევა კვარცის ოპტიკურ ღერძთა დიაგრამების დახმარებით. გასწვრივი ღუნვის ნაოჭებში, როდესაც ადგილი აქვს შრეებრივობის პარალელური სიბრტყეების გასწვრივ ცოცვას, კვარცის მარცვლები შეიძლება ისე იყოს ორიენტირებული, რომ მათი ოპტიკური ღერძების გამოსავლების მაქსიმუმები ემთხვეოდეს სხლეტვის ხაზს (ნახ. V.70, ა).

სხლეტვის ნაოჭებში კი კვარცის ოპტიკური ღერძები განლაგებულია ნაოჭის ღერძული სიბრტყის პარალელური (ნახ. V.70, ბ) ან მარაოსებურად განლაგებული (ნახ. V.70, გ) სხლეტვის ზედაპირების გასწვრივ.

რთული ტექტონიტები. კვარცის რთული ტექტონიტები წარმოიქმნებიან ხანგრძლივი, მრავალსტადიური დეფორმაციის შედეგად, რომლის დროსაც ხდება დეფორმაციის ღერძების და შესაბამისად სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძების სივრცეში ორიენტაციის შეცვლა.

რთულ ტექტონიტებს შეიძლება მივაკუთვნოთ ოთხმაქსიმუმიანი გაჭყლეტის *S*-ტექტონიტები, რომლებიც დეფორმაციის ორ სტადიაშია ფორმირებული და რომელთა *c* ღერძები პარალელურია, ხოლო *b* ღერძებს შორის კუთხე 90°-ს უახლოვდება (ნახ. V.67). რთულ ტექტონიტებს მიეკუთვნება აგრეთვე სამმაქსიმუმიანი ტექტონიტები, რომლებშიც ოპტიკურ ღერძთა საშუალო მიმართულებები ერთმანეთის მიმართ დაახლოებით მართობულადაა განლაგებული. ამ ტექტონიტების ფორმირებაც ორ სტადიაში ხდება. პირველ სტადიაზე წარმოიქმნება მარტივი ორმაქსიმუმიანი გაჭყლეტის ტექტონიტი, მეორე სტადიაზე ხდება ცოცვა (ან დინება) *b* ღერძის, ანუ პირველი

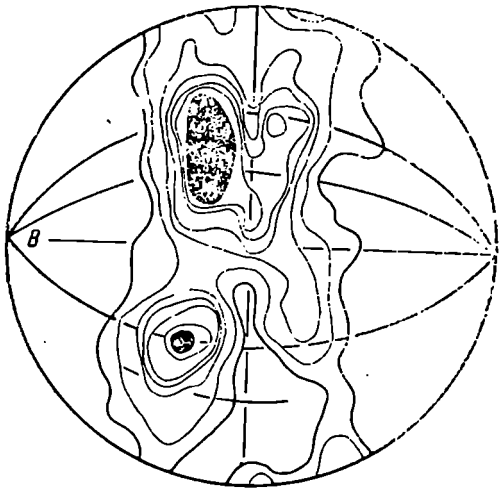
სტადიის სხლეტვის სიბრტყეების გადაკვეთის ხაზის მიმართულებით. ამ პროცესს თან სდევს ოპტიკურ ღერძთა მესამე მაქსიმუმის გაჩენა, რომელიც პირველ ორ მაქსიმუმთან 90°-ს ქმნის.



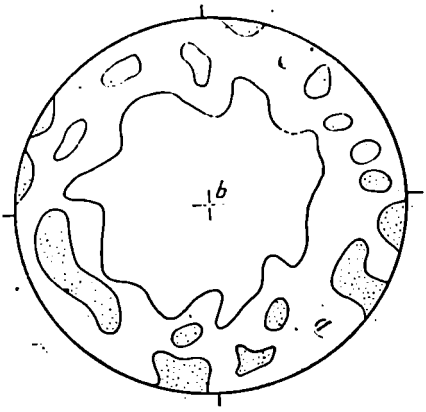
ნახ. V.67. რთული S-ტექტონიტი სხლეტვის ოთხი სიბრტყით (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რთული ტექტონიტების შიგა აგებულება შესაძლებელია მეტად მრავალფეროვანი იყოს (ნახ. V.71). მათი ანალიზის საფუძველს წარმოადგენს კვარცის ორიენტირების გარკვევა შეტამორფიზმის (ან მინერალთა წარმოქმნის) ყველა სტადიისთვის, სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძების ორიენტირების განსაზღვრა დეფორმაციის თითოეული სტადიისთვის და, მაშასადამე, ტექტონიტის ფორმირების ისტორიის დადგენა.

კარბონატების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი. კარბონატების ორიენტირება შეიძლება გაპირობებული იყოს როგორც

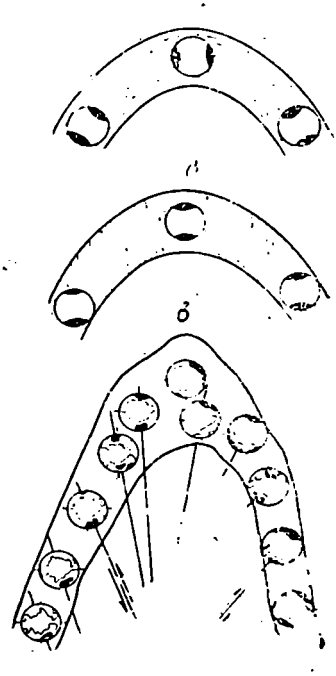


ნახ. V.68. კვარცის B-ტექტონიტი B-ს პარალელურ კვეთში (ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.69. B-ტექტონიტი მცირე სიმკვიდროვის მქონე მრავალი მაქსიმუმით (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

ლებასთან. ეს დამოკიდებულებები დეტალურად არის განხილული ა. პეკის (1939, 1962), ფერბერნის (1949), ტერნერის და სხვ. (1958) და ლ. ლუკინის და სხვ. (1965) მიერ. მოკლედ, შეიძლება აღინიშნოს შემდეგი: კალციტის კრისტალის ოპტიკური ღერძი ქმნის შემრჩობლების *e* სიბრტყის (01$\bar{1}$2) ნორმალთან 26°15′ კუთხეს, ხოლო ტკეჩვადობის *r* სიბრტყის (10$\bar{1}$1) ნორმალთან კი — 44°30′. სხლეტვის ხაზის ორიენტაცია ემ-

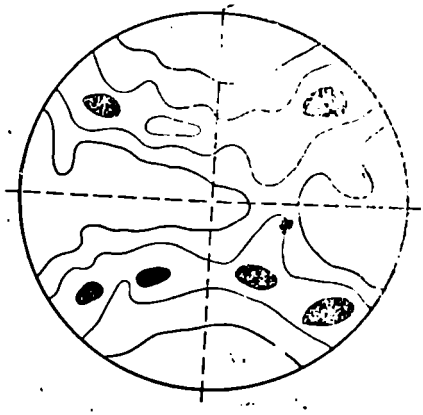


ნახ. V.70. კვარცის ოპტიკური ღერძების ორიენტირების სქემა: ა — გასწვრივი ღუნვის ნაოჭებში შრეგასწვრივი ცოცვით, ბ — სხლეტვის ნაოჭებში (ღერძული სიბრტყის პარალელური განლაგება), გ — სხლეტვის ნაოჭებში (მარაოსებრი განლაგება (ა და ბ ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965, გ — ზანდერის მიხედვით, 1950).

სიცარიელეებში კრისტალთა ზრდის კანონზომიერებით, ისე დეფორმაციის პროცესებით.

დოლომიტის და კალციტის მარცვლების ტექტონიკური ორიენტირების ანალიზის საფუძველს წარმოადგენს მონაცემები ამ მინერალთა შემრჩობლების და ტკეჩვადობის სიბრტყეების გასწვრივ სხლეტვის მიმართულებათა შესახებ და აგრეთვე ამ ელემენტების სივრცობრივი დამოკიდებულება კრისტალთა ოპტიკური ღერძების მიმართუ-

თხვევა კალციტის ბლაგვი რომბოედრის *e* წახნაგის მოკლე დიაგონალს. სხლეტვა შემრჩობლების *e* სიბრტყეზე (01$\bar{1}$2) მიმართულია კალციტის ძირითადი მარცვლის ოპტიკური ღერძისკენ. *r* წახნაგზე (10$\bar{1}$1) სხლეტვა (ტრანსლაცია) მიმართულია ძირითადი მარცვლის ოპტიკური ღერძიდან გარეთ. კალციტის კრისტალის აღნიშნული ძირითადი ელემენტების სტერეოგრაფიული პროექცია მოცემულია V.72 ნახაზზე.

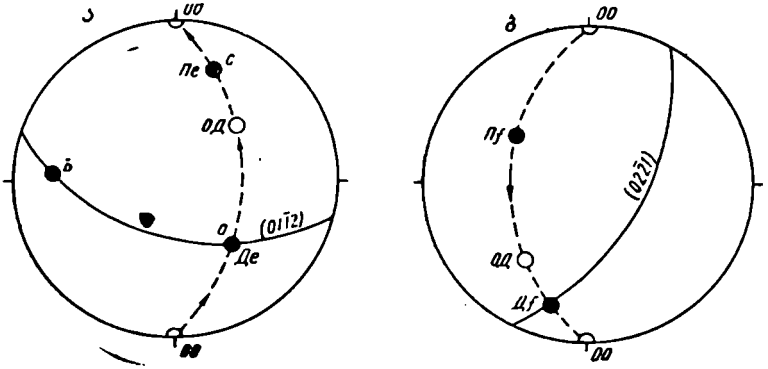


ნახ. V.71. რთული ტექტონიტი. (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რომბოედრის *e* წახნაგის (0$\bar{1}$12) მოკლე დიაგონალის სტერეოგრაფიულ პროექციას, ანუ სხლეტვის ხაზს შემრჩობლების სიბრტყეზე პოულობენ შემდეგნაირად:

დიაგრამაზე დაიტანება წერტილები, რომლებიც ახასიათებენ ოპტიკური ღერძის (*oo*) და კალციტის ერთ მარცვალში გაზომილი შემრჩობლების სიბრტყის ნორმალის (*πe*) მდებარეობას (ნახ. V.72,ა). შემდეგ, დიაგრამის მობრუნებით ცენტრის გარშემო ეს წერტილები უთავსდება ბადის ერთ-ერთ მერიდიანს — დიდ წრეს (წყვეტილი ხაზი V.72, *a* ნახაზზე). ამ მერიდიანზე ნორმალის (*πe*) პროექციიდან გადაიზომება 90° და დაისმება წერტილი (*De*), რომელიც შემრჩობლების (01$\bar{1}$2) სიბრტყეშია განლაგებული და მისი მოკლე დიაგონალის პროექციას წარმოადგენს. ეს სიბრტყე ნახაზზე გამოხატულია უწყვეტი ხაზით. ისრით წყვეტილი ხაზის გასწვრივ ნაჩვენებია სხლეტვის მიმართულება შემრჩობლების სიბრტყეში. ნაჩვენებია *a*, *b* და *c* სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობა. ჩანს, რომ ღერძი *a* ემთხვევა კალციტის *e* წახნაგის (01$\bar{1}$2) მოკლე დიაგონალს.

დოლომიტის ძირითადი სტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი დამოკიდებულება სტერეოგრაფიულ პროექციაში ნაჩვენებია V.72, ბ ნახაზზე. ამ მინერალის ოპტიკურ ღერძსა და შემრჩობლების *f* (02$\bar{2}$1) და ტკეჩვადობის *r* (10$\bar{1}$1) სიბრტყეების ნორმალებს შორის კუთხეები შესაბამისად ტოლია 63°,07′ და 44°. სხლეტვის ხაზი შემრჩობლების სიბრტყეში დოლომიტის მახვილი რომბოედრის *f* წახნაგის (0$\bar{2}$21) გრძელი დიაგონალის პარალელურია. სხლეტვა შემრჩობ-



ნახ. V.72. კალციტის კრისტალის ძირითადი ელემენტების სტერეოგრაფიული პროექცია (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

ა — კარბონატის ძირითადი მარცელის (*OO*) და მრჩობლის (*OD*) ოპტიკური ღერძების, *e* სიბრტყის (01$\bar{1}$2) ნორმალი (*Пе*) და რომბოედრის წახნაგის მოკლე დიაგონალის (*De*) ანუ სხლეტვის ხაზის სტერეოგრაფიული პროექცია, ბ — ძირითადი მარცელის (*OO*) და მრჩობლის (*OD*) ოპტიკური ღერძების, რომბოედრის წახნაგის (02$\bar{2}$1) ნორმალის (*пf*) და მისი გრძელი დიაგონალის (*Df*) სტერეოგრაფიული პროექცია.

ლების სიბრტყეში, კალციტისგან განსხვავებით, მიმართულია კრისტალის ღერძიდან გარეთ. V.72, ბ ნახაზზე სხლეტვის მიმართულება ნაჩვენებია ისრით, რომელიც *f* სიბრტყის (02$\bar{2}$1) ნორმალის წერტილიდან არის გავლებული.

ზემოთქმულიდან გამომდინარეობს, რომ კარბონატების თითოეული ცალკე აღებული დიაგრამა, შედგენილი ოპტიკური ღერძებისათვის, შემრჩობლების სიბრტყეებისათვის ან წახნაგთა დიაგონალებისთვის მართალია წარმოდგენას იძლევა ტექტონიტის აგებულების კანონზომიერების შესახებ, მაგრამ, უმეტეს შემთხვევაში, ვერ გვიჩვენებს დეფორმაციის პროცესის თავისებურებებს. მხოლოდ ამ დიაგრამების შედარება და მათი ერთობლივი ანალიზი იძლევა საშუალებას დავადგინოთ სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძების განლაგება და დეფორმაციის ძირითადი თავისებურებები.

დეფორმირებული კარბონატული ქანები შიგა აგებულების მიხედვით აგრეთვე იყოფა ორ დიდ ჯგუფად: *S*-და *B*-ტექტონიტებად.

კარბონატების *S*-ტექტონიტებს შორის ლ. ლუკინი და სხვ. (1965) შემდეგ ძირითად სახესხვაობებს გამოჰყოფენ (ნახ. V.73, I—V):

1) ტექტონიტები, რომლებიც ხასიათდებიან შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ერთი და ოპტიკურ ღერძთა ერთი ან ორი მაქსიმუმით.

2) ტექტონიტები შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ერთი მაქსიმუმით და ოპტიკურ ღერძთა კონუსისებური ორიენტირებით.

3) ტექტონიტები, რომლებიც ხასიათდებიან სხვადასხვა (უმთავრესად დიდი) კუთხით ერთმანეთის გამკვეთი შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ორი მაქსიმუმით. ასეთ ტექტონიტებში ოპტიკური ღერძები ორიენტირებულია ორი და მეტი მიმართულებით და განლაგებულია დაახლოებით ნორმალთა სიბრტყეში.

4) ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა ერთი მაქსიმუმით და შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების კონუსისებური ორიენტირებით. ნორმალთა მაქსიმუმები დიაგრამებზე ქმნის სარტყელს ოპტიკურ ღერძთა მაქსიმუმის ირგვლივ. თითოეული ამ სახის ტექტონიტი დეტალურად არის გარჩეული ლ. ლუკინის და სხვ. მიერ (1965).

B-ტექტონიტები. კარბონატების *B*-ტექტონიტებს შორის გამოიყოფა ოპტიკურ და კრისტალოგრაფიულ ელემენტთა ორიენტირების ორი მთავარი ტიპი:

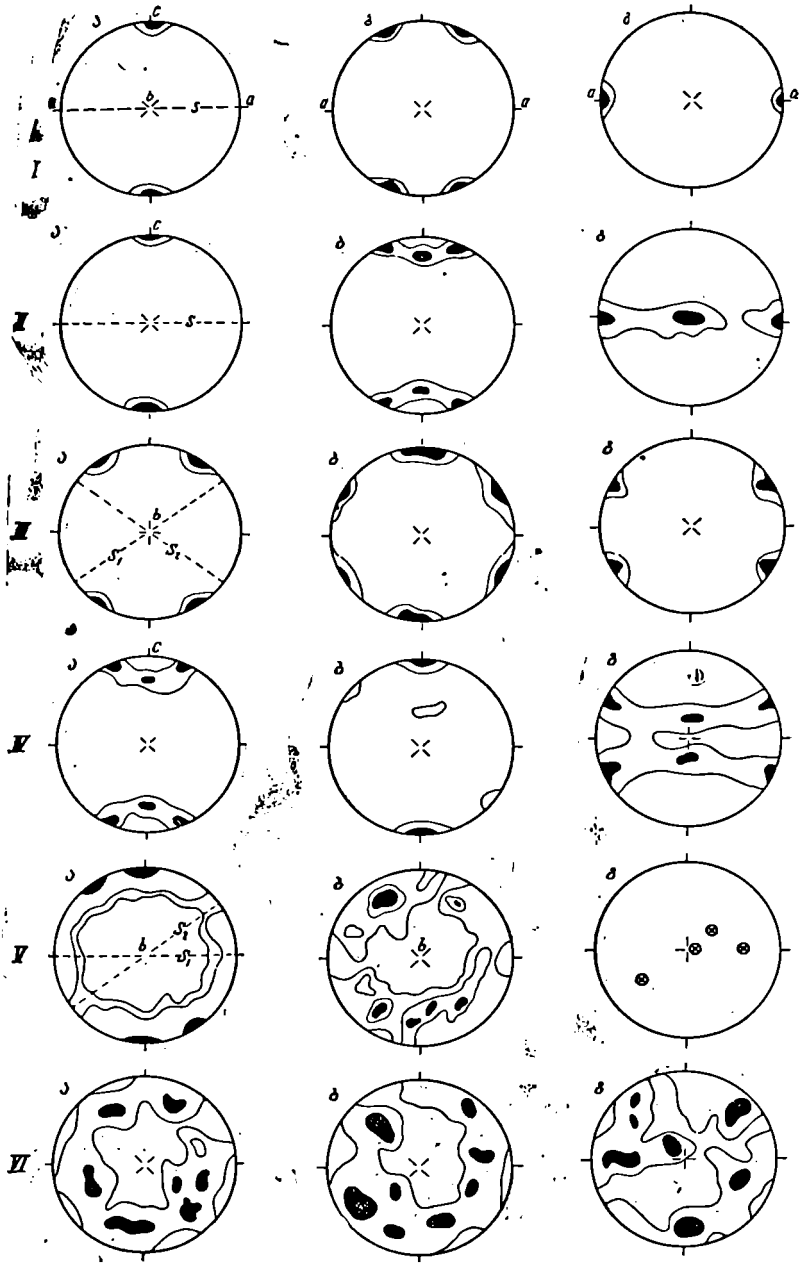
1) ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა და შემრჩობლების და ტკეჩვადობის სიბრტყეთა ნორმალების ერთი სარტყლით და

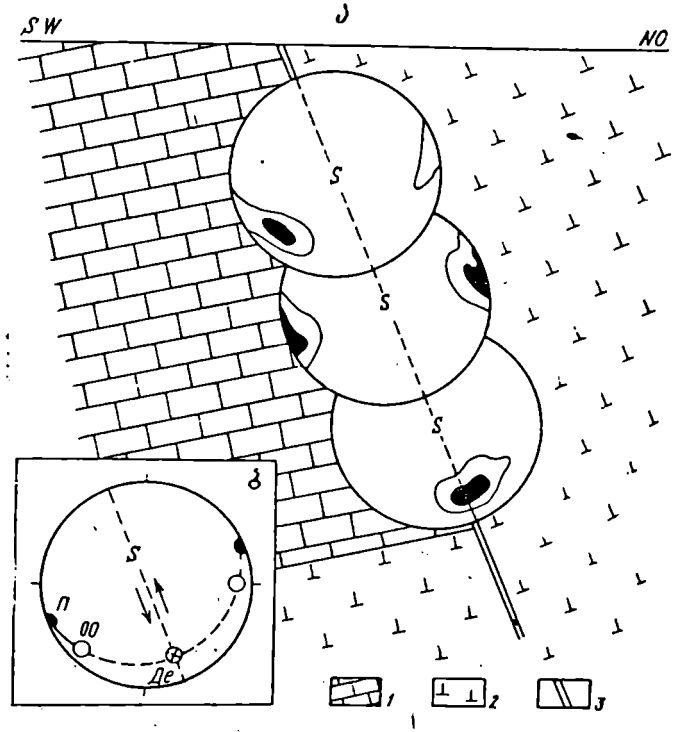
2) ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა და შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ორმაგი სარტყლით.

ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა ორმაგი სარტყლით გვხვდება ორ სახესხვაობაში:

პირველ მათგანში შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების მაქსიმუმები დიაგრამაზე ქმნიან ერთ სარტყელს და დიდი წრის რკალზე ოპტიკური ღერძების სარტყლებს შორის ზონაში არიან განლაგებული (ნახ. V.73, V); მეორე სახესხვაობა ხასიათდება შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ორმაგი სარტყლით, რომელთა მაქსიმუმები განლაგებულია მათი შესაბამისი ოპტიკური ღერძების მაქსიმუმების მახლობლად (ნახ. V.73, VI).

რღვევების შესწავლა კარბონატების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების დახმარებით. კარბონატების მიკროსტრუქტურული დიაგრამები ზოგიერთ შემთხვევაში შეიძლება გამოვიყენოთ რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად. მაგალითად, ლ. ლუკინის და სხვ. მიერ ტურინის მადნეულ ველზე შესწავლილი რღვევა ციცაბოდ არის დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ და მის ჩრდილო-აღმოსავლეთურ ბაგეში გაშიშვლებული ქვედა და შუადევონური ეფუზიები შესხლეტილია შუადევონურ გამარმარილოებულ კირქვებზე. კალციტის ოპტიკური ღერძები ქმნის ერთ მაქსიმუმს, რომელიც ოდნავ გაწელილია რღვევის სიბრტყის დაქანების გასწვრივ (ნახ. V.74, ა). პოლისინთეტური შემრჩობლების სიბრტყეები *e* ($01\bar{1}2$) რღვევის სიბ-


I
II
III
IV
V
VI
c
b
s
a
s_1
s_2
d



ნახ. V.74. მარმარილოს ტექტონიტის შიგა აგებულების მაჩვენებელი ჭრილი დიდი რღვევის (შეცოცების) ზონაში (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

1 — გამარმარილოებული კირქვები, 2 — ეფუზიური წყების პორფირიტები, 3 — რღვევა; ა — დიაგრამები ჭრილზე გვიჩვენებს შემდეგი ელემენტების ორიენტირებას: ზედა — კალციტის მარცვალთა ოპტიკური ღერძებისას შეცოცების ახლოს, შუა — ნორმალებისას შემრჩობლების სიბრტყეზე $\bar{e}$ (01$\bar{1}$2) კალციტის იმავე მარცვლებში, ქვედა — რომბოედრის მოკლე დიაგონალებისას (01$\bar{1}$2); ბ — ნორმალების (П), ოპტიკური ღერძების (*OO*) და მოკლე დიაგონალების (*De*) შეფარდება და შემრჩობლების *S* სიბრტყეზე ცოცვის მიმართულება (ნაჩვენებია ისრებით).

ნახ. V.73. ტექტონიტებში კალციტის ორიენტირების სხვადასხვა ტიპები. (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

I—IV დიაგრამები ახასიათებს *S*-ტექტონიტების აგებულებას, V—VI — *B*-ტექტონიტებისას. ა სვეტში დიაგრამები გამოხატავს კალციტის რომბოედრის *c*-ს (01 12) მიმართ შემრჩობლების სიბრტყეების ნორმალების ორიენტირებას; ბ სვეტში ნაჩვენებია კალციტის მარცვლების ოპტიკური ღერძების ორიენტირება; ხოლო გ სვეტში — რომბოედრის წახნაგთა (01 $\bar{1}$2) მოკლე დიაგონალების ორიენტირება.

რტყის პარალელურია. რომბოედრის წახნაგების *e* მოკლე დიაგონალების ორიენტირების მაქსიმუმი განლაგებულია რღვევის პარალელურ სიბრტყეში და თითქმის ემთხვევა სხლეტვის კვლის პროექციას. ოპტიკურ ღერძთა და ნორმალთა მაქსიმუმების ურთიერთდამოკიდებულება გვიჩვენებს, რომ რღვევის გასწვრივ მოძრაობა შესხლეტვის ტიპისაა (ნახ. V.74, ა, ბ). სტრუქტურულ კოორდინატთა *a* ღერძი ემთხვევა რომბოედრის *e* (0112) მოკლე დიაგონალების მაქსიმუმს, *b* ღერძი თითქმის რღვევის მიმართულების პარალელურია, ხოლო *c* ღერძი — მისი მართობულია.

კარბონატების რთული ტექტონიტები წარმოიქმნება ხანგრძლივი მრავალსტადიური დეფორმაციის შედეგად, როდესაც ხდება დეფორმაციის სიბრტყის და შესაბამისად სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძების ორიენტაციის მკვეთრი ცვლა. რთული ტექტონიტის კონსტრუქცია შეიძლება წარმოვიდგინოთ როგორც იმ მარტივ ტექტონიტთა კონსტრუქციების ჯამი, რომელთა ტიპები ადრე იყო განხილული. რთულ ტექტონიტებს შეიძლება მივაკუთვნოთ უკვე აღწერილი *B*-ტექტონიტები ოპტიკური ღერძების და შემრჩობლობის სიბრტყეთა ნორმალების ორმაგი სარტყლით და სხვ.

საერთოდ, რთული აგებულების ტექტონიტების ანალიზის საფუძველს, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოადგენს პლასტიკური დეფორმაციის სტადიურობის დადგენა. ეს საკითხი სპეციალურად არის განხილული. ბ. ზანდერის (1930, 1958), ა. პეკის (1939), ხ. ფერბერნის (1949), ნ. ელისეევის (1953), ფრ. კარლის (1965), დ. ლუკინის და სხვ. (1965) შრომებში.

დანართი 1

დახრის კუთხეების შესწორებების ცხრილი მიმართების არამართობულად გადაკვეთის დროს

ჭეშმარიტი დახ-რის კუთხე	კუთხე მიმართებასა და ჭრილის ხაზს შორის															
	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
10°	9°51′	9° 40′	9° 24′	9° 5′	8° 41′	8° 13′	7° 41′	7° 6′	6° 28′	5° 46′	5° 2′	4° 15′	3° 27′	2° 37°	1° 45′	0° 53′
15°	14°27′	14° 31′	14° 8′	13° 39′	13° 38′	12° 26′	11° 36′	10° 46′	9° 46′	8° 44′	7° 28′	6° 28′	5° 14′	2° 43′	2° 40′	1° 20′
20°	19°43′	19° 23′	18° 53′	18° 15′	17° 30′	16° 36′	15° 35′	14° 25′	13° 10′	11° 48′	10° 19′	8° 45′	7° 6′	5° 23′	3° 37′	1° 49′
25°	24°48′	24° 15′	23° 39′	22° 55′	22° 0′	20° 54′	19° 39′	18° 15′	16° 41′	14° 58′	13° 7′	11° 9′	9° 3′	6° 53′	4° 37′	2° 20′
30°	29°27′	29° 9′	28° 29′	27° 37′	26° 34′	25° 18′	23° 51′	22° 12′	20° 21′	18° 19′	16° 6′	13° 48′	11° 10′	8° 30′	5° 44′	2° 53′
35°	34°36′	34° 4′	33° 21′	32° 24′	31° 13′	29° 50′	28° 12′	26° 20′	24° 14′	21° 53′	19° 18′	16° 29′	13° 48′	10° 16′	6° 56′	3° 30′
40°	39°34′	39° 2′	38° 15′	37° 15′	36° 0′	34° 30′	32° 44′	30° 41′	28° 20′	25° 42′	22° 45′	19° 31′	16° 0′	12° 15′	8′ 17°	4° 11′
45°	44°34′	41° 1′	43° 13′	42° 11′	40° 54′	39° 19′	37° 27′	35° 16′	32° 44′	29° 50′	26° 33′	22° 55′	18° 53′	14° 30′	9° 51′	4° 59′
50°	49°34′	49° 1′	48° 14′	47° 12′	45° 54′	44° 17′	42° 23′	40° 7′	37° 27′	34° 21′	30° 47′	26° 44′	22° 11′	17° 9′	11° 41′	5° 56′
55°	54°35′	54° 4′	53° 19′	52° 18′	51° 3′	49° 29′	47° 35′	45° 17′	42° 33′	39° 20′	30° 32′	31° 7′	26° 2′	20° 17′	13° 55′	7° 6′
60°	59°37′	59° 8′	58° 26′	57° 30′	56° 19′	54° 49′	53° 0′	50° 46′	48° 4′	44° 47′	40° 54′	36° 14′	30° 29′	24° 8′	16° 44′	8° 35′
65°	64°40′	64° 14′	63° 36′	62° 46′	61° 42′	60° 21′	58° 40′	56° 36′	54° 2°	50° 53′	46° 59′	42° 11′	36° 15′	29° 2′	20° 25′	10° 35′
70°	69°43′	69° 21′	68° 49′	68° 7′	67° 12′	66° 8′	64° 35′	62° 46′	60° 29′	57° 36′	53° 57′	49° 16′	43° 13′	35° 25′	25° 30′	13° 28′
75°	74°47′	74° 30′	74° 5′	73° 32′	72° 48′	71° 53′	70° 43′	69° 14′	67° 22′	64° 58°	61° 49°	57° 37′	51° 55′	44° 1′	32° 57′	18° 1′
80°	79°51′	79° 39′	79° 22′	78° 59′	78° 29′	77° 51′	77° 2′	76° 0′	74° 40′	72° 75°	70° 34°	67° 21′	62° 43′	55° 44′	44° 33′	26° 18′
85°	84°56′	84° 50′	84° 41′	84° 29′	84° 14′	82° 54′	82° 29′	82° 57′	82° 15′	81° 20′	80° 5′	78° 19′	75° 39′	71° 20′	63° 15′	44° 54′
89°	88°59′	88° 58′	88° 56′	88° 51′	88° 51′	88° 47′	88° 42′	88° 35′	88° 27′	88° 15′	88 0′	87° 38′	87° 5′	86° 9′	84° 15′	78° 41′

$1 \pm ctg\omega \cdot tg\alpha$—მნიშვნელობათა ცხრილი

რღვევის დახრის კუთხე ω \ გეოლოგიური ელემენტის დახრის კუთხე α	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	89°
90°	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1	1 1
80°	1 1	1,031 0,969	1,064 0,935	1,102 0,898	1,1148 0,852	1,210 0,790	1,305 0,695	1,484 0,516	2,000 0,000	11,100 — 9,100
70°	1 1	1,064 0,936	1,132 0,868	1,210 0,790	1,305 0,695	1,434 0,566	1,630 0,370	2,000 0,000	3,064 —1,064	21,854 —19,854
60°	1 1	1,102 0,898	1,210 0,790	1,333 0,667	1,484 0,516	1,688 0,312	2,000 0,000	2,586 —0,586	4,275 —2,275	34,079 —32,079
50°	1 1	1,148 0,852	1,305 0,695	1,484 0,516	1,704 0,296	2,000 0,000	2,453 —0,453	3,305 —1,305	5,759 —3,759	49,072 —47,072
40°	1 1	1,210 0,790	1,434 0,566	1,688 0,312	2,000 0,000	2,420 —0,420	3,064 —1,064	4,274 —2,274	7,759 —5,759	69,278 —67,278
30°	1 1	1,305 0,695	1,630 0,370	2,000 0,000	2,253 —0,453	3,064 —1,064	4,000 —2,000	5,759 —3,758	10,823 —8,823	100,232 —98,232
20°	1 1	1,484 0,516	2,000 0,000	2,586 —0,586	3,305 —1,305	4,274 —2,274	5,759 —3,759	8,549 —6,549	16,582 —14,582	158,404 —156,404
10°	1 1	2,000 0,00	3,064 11,064	4,275 —2,275	5,759 —3,759	7,759 —5,759	10,823 —8,823	16,582 —14,582	33,164 —31,164	325,909 323,909
1°	1 1	11,100 —9,100	21,854 —19,854	34,079 —32,079	49,072 —47,072	69,278 —67,278	100,232 —98,232	158,404 —156,404	325,909 —232,909	3283,144 —3281,144

ზედა ბწკარებში მოცემულია $1+ctg\,\omega \cdot tg\,\alpha$-ს მნიშვნელობები
ქვედა ბწკარებში $1-ctg\,\omega \cdot tg\,\alpha$-ს მნიშვნელობები

დანართი 3

sin ω±cosωtgα-ს მნიშვნელობათა ცხრილი

ელემენტის დახრის კუთხე α / ღერძის დახრის კუთხე ω	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
0°	0,000 0,000	0,176 —0,176	0,364 —0,364	0,577 —0,577	0,839 —0,839	1,192 —1,192	1,732 —1,732	2,747 —2,747	5,671 —5,671	57,290 —57,290
10°	0,174 0,174	0,348 0,000	0,532 —0,184	0,742 —0,393	1,000 —0,652	1,348 —1,000	1,880 —1,432	2,880 —2,532	5,760 —5,412	56,605 —56,257
20°	0,342 0,342	0,507 0,173	0,684 0,000	0,884 —0,200	1,131 —0,447	1,462 —0,778	1,970 —1,386	2,924 —2,240	5,673 —4,989	54,195 —53,511
30°	0,500 0,500	0,652 0,348	0,815 0,195	1,000 0,000	1,227 —0,227	1,532 —0,532	2,000 —0,500	2,880 —1,880	4,411 —4,411	50,113 —49,113
40°	0,643 0,643	0,778 0,488	0,922 0,364	1,085 0,201	1,286 0,000	1,556 —0,270	1,970 —0,684	2,747 —1,461	4,987 —3,701	44,527 —43,241
50°	0,766 0,766	0,870 0,653	1,000 0,532	1,136 0,396	1,305 0,227	1,532 0,000	1,880 —0,348	2,532 —1,000	4,413 —2,880	37,603 —36,071
60°	0,866 0,866	0,954 0,778	1,048 0,684	1,154 0,578	1,286 0,446	1,462 0,270	1,732 0,000	2,240 —0,508	3,702 —1,970	29,511 —27,779
70°	0,940 0,940	1,000 0,880	1,064 0,816	1,137 0,743	1,227 0,653	1,348 0,533	1,532 0,348	1,880 0,000	2,879 —0,999	20,533 —18,653
80°	0,985 0,985	1,016 0,954	1,048 0,922	1,085 0,885	1,131 0,839	1,192 0,778	1,286 0,684	1,463 0,507	1,970 0,000	10,953 — 8,983
90°	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000	1,000 1,000

ზედა ბწკარებში მოცემულია sin ω + cos ω tg α-ს მნიშვნელობები
ქვედა ბწკარებში — sin ω—cos ω tg α-ს მნიშვნელობები

ლიტერატურა

ზ ა რ ი ძ ე გ. მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროლოგია. გამომც. „განათლება“, თბილისი, 1972.

მ ი ლ ა ნ ო ვ ს კ ი ე. გეოლოგიური რუკები. თბილისის სახელ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1941.

ს ხ ი რ ტ ლ ა ძ ე ნ. პეტროგრაფია მინერალოგიის საფუძვლებით. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1970.

ჩ ე კ უ რ ი შ ვ ი ლ ი რ. ფოტოგრამმეტრია „განათლება“, თბილისი, 1965.

ძ ო წ ე ნ ი ძ ე ნ. ყელის ვულკანური ზეგნის გეოლოგია, გამომც. „მეცნიერება“ თბილისი, 1972.

ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე ა. ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი. სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1972.

ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე ა. ნარკვევები გეოლოგიის ისტორიიდან. სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1959.

Аэрометоды геологических исследований, «Наука», Ленинград, 1971.

А ж г и р е й Г. Д. — Структурная геология. МГУ, Москва, 1966.

А п р о д о в В. А. — Геологическое картирование. Госгеолтехиздат, Москва, 1952.

Б е л о у с о в В. В. — Структурная геология. Изд. Московского университета, 1961.

Б е л о у с о в В. В. — Структурная геология, II, Изд. ЛГУ, 1971.

Б и л л и н г с М. П. — Структурная геология. Изд. Иностр. Литер., Москва, 1949.

Б у я л о в Н. И. — Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, Москва, 1953.

В и с т е л и у с А. Б. — Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, Москва, 1958.

В е н т ц е л ь М. К. — Сферическая тригонометрия, II изд., Москва, 1948.

В о л ь ф с о н Ф. И., и др. — Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Изд-во «Недра», Москва, 1960.

Г а м к р е л и д з е И. П. — Складчатость течения в вулканических лавах северо-восточного склона Кечутского хребта. Сообщ. АН ГССР, XXII, № 5, 1959.

Г а м к р е л и д з е И. П. — Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1976.

Г а м к р е л и д з е И. П. — Планетарная трещиноватость дислоцирован-

ных толщ и связанные с нею явления. Геотектоника № 6, Москва, 1972.

Гзовский М. В. — Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV, «Наука», Москва, 1963.

Гинзбург Т. А. — Картографические проекции, Москва, 1951, 1948.

Джапаридзе М. Н., Каландадзе О. С., Каджая Н. А., — Особенности геологического строения Мерисского рудного узла и месторождения Учамбо. Труды XV научно-техн. конференции ГПИ. Выпуск 6, Тбилиси, 1970.

Джапаридзе М. Н., Мардалеишвили О. Д. — Расчет числовых характеристик перемещений по крутопадающим разрывным нарушениям. Труды ГПИ им. В. И. Ленина № 8 (148), Тбилиси, 1971.

Елисеев Н. А.— Основы структурной петрологии, «Наука», Москва, 1967.

Кригер Н. И.— Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Материалы по инженерной геологии, вып. 2, 1951.

Лахи Ф.— Полевая геология, т. I, II, изд. «Мир», Москва, 1961.

Лодочников В. Н. — Основы кристаллооптики. Госгеолиздат. Москва, 1947.

Лукин А. И., Чернышев Ф. В., Кушнарев И. П. — Микроструктурный анализ. Изд. «Наука», Москва, 1965.

Менерт К. — Мигматиты и происхождение гранитов. Изд-во «Мир», Москва, 1971.

Михайлов А. Е.— Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, Москва, 1956.

Михайлов А. Е. — Основы структурной геологии и геологического картирования. Изд. «Недра», Москва, 1967.

Петрусевич М. И. — Аэрометоды при геологических исследованиях. «Госгеолиздат», Москва, 1962.

Пэк А. В.— Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, Москва, 1939.

Пэк А. В. — Геологическое строение и структуры рудного поля месторождения Тырныауз. Труды ИГЭМ АН СССР, вып. 85, Москва, 1962.

Пэк А. В.— О современном состоянии методики микроструктурного анализа. Проблемы тектонофизики. Труды I Всес. Тект. совещания. Госгеолтехиздат, Москва, 1960.

Рац М. В., — Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. Изд. «Недра», Москва, 1970.

Чернышев С. Н.

Сапфиров Г. Н. — Структурная геология и геологическое картирование. Изд. «Недра», Москва, 1965.

Ситтер Л. У.— Структурная геология. Изд. Иностр. Литер., Москва, 1960.
Сократов Г. И.— Структурная геология и геологическое картирование. Изд. «Недра», Москва, 1972.
Степанов Н. И. —Сферическая тригонометрия. II изд., Москва, 1948.
Тернер Ф., Григгс Д., Хэдх — Эксперименты по деформации кристаллов кальцита, Сб. «Вопросы структурной геологии», «ИЛ», Москва, 1958.
Ферберн Х. В. — Структурная петрология деформированных горных пород, ИЛ, Москва, 1949.
Хаин В. Е. — Общая геотектоника. Изд. «Недра», Москва, 1973.
Хиллс Е. — Очерки структурной геологии. Изд. Иностр. Лит., Москва, 1954.
Хиллс Е. — Элементы структурной геологии, изд. «Недра», Москва, 1967.
Шафрановский Ю. Ю. — Симметрии группы структурной петрологии. Записки Всесоюзн. Минер. Общества, 85, Москва, 1956.
Adler R. und Schmidt M. — Tektonische Beobachtungen auf Lipari N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, II, 1966.
Adler R., Fenchel W. und Pilger A. — Statistische Methoden in der Tektonik II. Clausthaler tektonische Hefte, 4, 1966.
Behr H. J. — Gesetzmässigkeiten des Gefügebaues von tiefen Stockwerken. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont. Berlin, 1971.
Behr H. J. — Zur Methodik tektonischer Forschung im kristallinen Grundgebirge. — Ber. geol. Ges. DDR, 10,2, Berlin, 1965.
Behr H. J. — Zur tektonischen Analyse magmatischer körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüger. Freiberger Forsch, — H. c 215, Leipzig, 1967.
Engels B. — Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotenf. Forsch., 13 I—II, Stuttgart, 1959.
Fenchel N. — Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Schieferung auf Blatt Wissen. Geol. Jb., 70, Hannover, 1955.
Fischer G. — Gefügeregelung und Granittektonik. Neues Jb; Min. Beil. 54, Abt. B, 1926
Hoeppener R. — Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geol, Rdsch., 45, Stuttgart 1956.
Karl Fr. — Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik, T. I Clausthaler tektonische Hefte, 5., 1964.
Lambert J. H. — Anmerkungen und Zusätze zur Entwerfung der Land-und-Himmelscharten. Leipzig, 1894 (Oswalds Klassiker, № 54).
Metz K. — Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart, 1957.
Paterson M. S. and Weiss L. E. — Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 1961.
Sander B. — Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.

sander B. — Einführung in die Gefügekunde der geologischen körper. Wien, Teil I,1948, Teil II, 1950.

Schmidt W. — Gefügestatistik. Tischermaks Miner. Petrogr. Mitt., 38, 392—423 Wien, 1925.

Schmidt W. — Gefügesymmetrie und Tektonik. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 76. 1926.

Schmidt W. — Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932.

Schuzk F. — Tektonisch-petrologische Studien am Mittweidaer Granitkörper; Abh. D. Math.—Phys. Kl. D. Sächs. Akad. Wiss., 39, № 7, 3—42 Dresden 1927.

Turner F. J., Weiss L. E. — Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Barkley, 1963.

ს ა რ ჩ ე ვ ი

ავტორებისაგან 3
შესავალი (ე. გამყრელიძე) 5
თავი I. დანალექი ქანების განლაგების პირველადი ფორმები (ნ. აბაკელია, ნ. გაბაშვილი) 9
1. შრე და შრეებრივობა 9
2. შრეებრივობის ზედაპირის პირველადი სტრუქტურა და შრის შინაგანი აგებულება 13
3. დანალექი ქანების მასიური განლაგება 20
4. შრეების თარაზული განლაგება 21

თავი II. დანალექი ქანების განლაგების მეორადი ფორმები . . . 24
ქანების განლაგების მეორადი არატექტონიკური ფორმები 24
ქანების განლაგების ტექტონიკური ფორმები 29
1. დახრილი განლაგება (ნ. აბაკელია, ნ. გაბაშვილი) 29
2. დანალექი წყებების ურთიერთდამოკიდებულება (თანხმობითი და უთანხმო განლაგება) (ნ. აბაკელია, ნ. გაბაშვილი) 51
3. ნაოჭა სტრუქტურები (ნ. აბაკელია, ნ. გაბაშვილი) 57
4. წყვეტითი დისლოკაციები (მ. ჯაფარიძე) 78
ნაპრალები 79
რღვევები (დიზიუნქტიები) 87
5. რღვევების გასწვრივ გადაადგილების ანალიზი (ო. მარდალეიშვილი) . . 124
მარტივ გადაადგილებათა ანალიზი 124
რთული რღვევების ანალიზი 143
რელიეფის როლი რღვევების ანალიზისას 144
6. სტრუქტურული რეკები (ნ. აბაკელია, ნ. გაბაშვილი) 145
თავი III. ვულკანური, ინტრუზული, მეტასომატური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები (ე. გამყრელიძე) . 152
1. ვულკანური ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები 153
ვულკანური ქანების განლაგების პირველადი ფორმები და პირობები . . 154
ვულკანურ-ტექტონიკური სტრუქტურები 165
2. ინტრუზული და მეტასომატური სხეულების განლაგების ძირითადი ფორმები 167
3. მეტამორფული ქანების განლაგების ფორმები 178
თავი IV. აეროფოტომეთოდის გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის დროს (რ. თოროზოვი) 184
1. აეროფოტოგადაღება 184
აეროფოტოგადაღების მასალები 187
მოკლე ცნობები აეროფოტოგადაღების სახესხვაობების შესახებ . . . 188
2. აეროფოტოსურათის გეოლოგიური გაშიფვრა 189
3. აეროფოტოგადაღების მასალებზე მუშაობის მეთოდი 190

4. აეროფოტომასალების გამოყენება სტრუქტურულ-გეოლოგიურ გამოკვლევებში 191
ფაქტობრივი მასალის დატანა 192
სპეციალური სტრუქტურულ-გეოლოგიური ინფორმაციის მიღება . . . 192
საველე დაკვირვების ექსტრაპოლაცია, ინტერპოლაცია და ინტერპრეტაცია 203
არსებული სტრუქტურული მასალის შემოწმება და დაზუსტება . . . 204
თ ა ვ ი V. სტატისტიკური მეთოდები სტრუქტურულ გეოლოგიაში (სტრუქტურული ანალიზი) (ე. გამყრელიძე) 205
1. სტატისტიკური დაკვირვება 205
2. სტატისტიკური დაჯგუფება (გამდიდრება) 216
3. სტატისტიკური გამოსახვა 216
4. სტრუქტურათა გეომეტრია შმიდტის ბადეზე 233
5. კლივაჟი და ნოჟის სტრუქტურა 249
6. სხლეტვის კვლის გამოსახვა სტრუქტურულ დიაგრამაზე 252
7. ტრაფარეტების გამოყენება რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად (მ. ჯაფარიძე) 253
8. სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი 257
პლანეტური ნაპრალების გამოყოფა სტრუქტურულ დიაგრამაზე 258
ერთჯერადი დეფორმაციის გეგმა სტრუქტურულ დიაგრამაზე და მისი ანალიზი 259
მრავალჯერადი დეფორმაციის გეგმა და მისი ანალიზი 259
ტექტონიკური დაძაბულობის ველი და მთავარი ნორმალური დაძაბულობების მიმართულებების დადგენა სტრუქტურულ დიაგრამაზე 261
9. პლანეტური ნაპრალოვნების სტატისტიკური შესწავლა 264
10. მიკროსტრუქტურული დიაგრამები და მათი ანალიზი 268
მიკროსტრუქტურულ ელემენტთა ორიენტირების ძირითადი გენეტური ტიპები 268
ტექტონიტების ძირითადი ტიპები 269
სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება მიკროსტრუქტურებში . . 270
ქარსების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი 275
კვარცის ოპტიკურ ღერძთა დიაგრამების ანალიზი 280
კარბონატების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი 285
დ ა ნ ა რ თ ი 293
ლ ი ტ ე რ ა ტ უ რ ა 296

რ ე ც ე ნ ზ ე ნ ტ ე ბ ი: მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწე, საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის აკადემიკოსი ა. ცაბარელი
გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნ. დოქტორი ვ. ედილაშვილი

ნაშრომი რეკომენდებულია საქართველოს ვ. ი. ლენინის სახელობის პოლიტექ-ნიკური ინსტიტუტის გეოლოგიური ფაკულტეტის სამეცნიერო საბჭოს მიერ

ИБ № 754

რ ე დ ა ქ ტ ო რ ი ე. გ ა მ ყ რ ე ლ ი ძ ე
გ ა მ ო მ ც. რ ე დ ა ქ ტ ო რ ი ლ. მ ა ღ უ ლ ა რ ი ა
მ ხ ა ტ ვ რ უ ლ ი რ ე დ ა ქ ტ ო რ ი ო. მ ე ს ხ ი
ტ ე ქ ნ ი კ ი რ ე დ ა ქ ტ ო რ ი გ. ბ ო კ უ ჩ ა ვ ა
უ ფ რ. კ ო რ ე ქ ტ ო რ ი ე. ბ ა ბ ა ლ ა შ ვ ი ლ ი
კ ო რ ე ქ ტ ო რ ი ც. ნ ო ზ ა ძ ე
გ ა მ ო მ შ ვ ე ბ ი ო. შ ა ჰ ვ ა ვ ა რ ი ა ნ ი

გ ა დ ა ე ც ა წ ა რ მ ო ე ბ ა ს 4/V-79 წ. ხ ე ლ მ ო წ ე რ ი ლ ი ა დ ა ს ა ბ ე ჭ დ ა დ 19/XI-79 წ. ქ ა ღ ა ლ დ ი ს ზ ო მ ა 60×90¹/₁₆. ს ა ბ ე ჭ დ ი ქ ა ღ ა ლ დ ი № 3. ნ ა ბ ე ჭ დ ი თ ა ბ ა ხ ი 19. ს ა ა ღ რ ი ც ხ ვ ო-ს ა გ ა მ ო მ ც ე მ ლ ო თ ა ბ ა ხ ი 17,58.
უ ე 00502 ტ ი რ ა ჟ ი 2000 შ ე კ ვ. № 499

ფ ა ს ი 75 კ ა პ.

გ ა მ ო მ ც ე მ ლ ო ბ ა „ გ ა ნ ა თ ლ ე ბ ა “, თ ბ ი ლ ი ს ი, მ ა რ ჯ ა ნ ი შ ვ ი ლ ი ს ქ. № 5
Издательство «Ганатлеба», Тбилиси, ул. Марджанишвили № 5.
1979

ს ა ქ ა რ თ ვ ე ლ ო ს ს ს რ გ ა მ ს ა ხ ლ ო ბ ი ს ს ა ს ა ბ ე ჭ დ ო-პ ო ლ ი გ რ ა ფ ი ო ლ ი ბ ი ნ ა „ გ ა ნ ა თ ლ ე ბ ა ს “ კ ო მ ბ ი ნ ა ტ ი, თ ბ ი ლ ი ს ი, მ ა რ ჯ ა ნ ი შ ვ ი ლ ი ს ქ. № 5.
Комбинат издательско-полиграфического объединения «Ганатлеба», Госкомиздата Грузинской ССР, Тбилиси, ул. Марджанишвили, 5.

Гамкрелидзе Ираклий Петрович
Джапаридзе Мераб Николаевич
Габашвили Наили Владимировна
Абакелия Нуну Михайловна
Мардалейшвили Омар Давидович
Торозов Роберт Иванович

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

(на грузинском языке)