

მ. გამყრელიძე, მ. ჯაფარიძე, ნ. გაბაშვილი,
ნ. აბაქელია, თ. მარღალიანი, რ. თორთოზი

სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდები

საქართველოს სსრ უმაღლესი და სა-
შუალო სპეციალური განათლების სა-
მინისტროს მიერ დამტკიცებულია დამ-
ხმარე სახელმძღვანელოდ უმაღლესი
სასწავლებლების გეოლოგიური სპეცი-
ალობის სტუდენტებისათვის

წიგნში განხილულია სტრუქტურული გეოლოგიის კვლევის ძირითადი მეთოდები. კერძოდ, მოცემულია დანალექი, უულკანური, 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).

ახტორეპისაგან

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 ნაშრომათა გეოლოგიის კათედრის თანამშრომლებმა. შესავალი ნაწილი, III და V თავები — „ვეულკანური, 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 „ნაოქა სტრუქტურები“ — ნ. აბაქელიამ და ნ. გაბაშვილმა; ქვეთავი „წყვეტილი 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.

შენახვალი

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 გამომწვევი სიღრმეული 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 ქმნიან.

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 ჰრილებზე გეოლოგიური აგეგმვის ამოცანას შეადგენს. ამიტომ ამ თვალსაზრისით გეოლოგიური აგეგმვა შეიძლება განვიხილოთ, როგორც სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევის ერთ-ერთი ფორმა. მაგრამ გეოლოგიური აგეგმვის 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 კემპარიტად 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 ჭერ 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 ტექტონოფიზიკა 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 სტრუქტურული ანალიზის საშუალებით.

სტრუქტურული ანალიზი გულისხმობს სხვადასხვა მასშტაბის (რიგის) სტრუქტურული ელემენტების¹ 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 ტყეჩვადობისა და შემრჩობლების სიბრტყეების და ოპტიკური ღერძების), ანუ მიკროსტრუქტურული ელემენტების, აღნიშნული მეთოდებით შესწავლას, ჩვეულებრივ, მიკროსტრუქტურულ (პეტროსტრუქტურულ) ანალიზს უწოდებენ. მეორე მხრივ, ეს ანალიზი შეიძლება შეეხოს მიწის ქერქის რომელიმე მცირე უბანს — ცალკეულ ნაოჭებს, რღვევების ჯგუფს ან ნაპრალებს. ეს იქნება ე. წ. დეტალური სტრუქტურული ანალიზი. თუ სტრუქ-

¹ სტრუქტურული ელემენტის, ანუ აგებულების ელემენტის Gefügeelement, ცნება შემოღებულია ბ. ზანდერის მიერ (1941). იხმარება ფართო მნიშვნელობით: ძირითადი მოთხოვნაა, რომ სტრუქტურული ელემენტის (შემადგენელი ელემენტის) ზომები მცირე იყოს მთელ სტრუქტურაზე (Gefüge, Fabric). ეს ელემენტები ურთიერთმიმართ შეიძლება გადაადგილდეს, მაგრამ თითოეული მათგანის შივნით 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 აგეგმვასა, სტრუქტურული გეოლოგიისა, პეტროგრაფიასა, სასარგებლო ნივთიერების 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.

დანალექი ქანების განლაგების პირველადი ფორმები

1. შრე და შრეებრივობა

დანალექი ქანების განლაგების ყველაზე გავრცელებულ, უმარტივეს პირველად ფორმას შრე 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 შრეებრივობის ზედაპირებს ეწოდებენ. 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 სიმძლავრეს. შრის ნორმალის გასწვრივ გაზომილ სიმძლავრეს შრის ნორმალური ანუ ქვეშეპირი სიმძლავრე ეწოდება.

შრის სიმძლავრე შეიძლება გაიზომოს აგრეთვე ვერტიკალური ან თარაზული მიმართულებით, შესაბამისად მივიღებთ შრის ვერტიკალურ და თარაზულ სიმძლავრეს. შრე ხასიათდება ფართე გავრცელებით (ასეული მეტრები და კილომეტრები) მისი სიმძლავრე კი შედარებით სხვა განზომილებებთან მცირეა (მილიმეტრებიდან რამდენიმე მეტრამდე).

შრეთა შორიგეობა ქმნის შრეებრივობას, რომელიც გულისხმობს ერთი გარკვეული შედგენილობის და აგებულების მქონე ქანის შეცვლას სხვა ქანით ან ერთგვაროვან ქანში უფრო მცირე მასშტაბის დაშრეების 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 ზასიათის ან ქანის ფამოფიტვის 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 სტრატოგრაფიის მრავალი მნიშვნელოვანი საკითხი სტრატოგრაფიული ჰრილების 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 ქვარგვალეები დინების შედეგად ერთმანეთზე განლაგებული არიან დახრილად. ასეთი ტექსტურები ქეშმარიტი დაშრეების 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 ფსევდოშრეებრივობის 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.

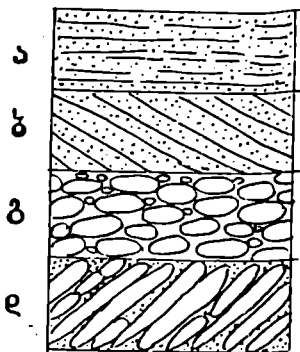
ფორმის მიხედვით შრეებრივობის ოთხი ძირითადი ტიპი გამოიყოფა: პარალელური, ტალღობრივი, ირიბი და ლინზისებური.

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 გამოყოფი 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).

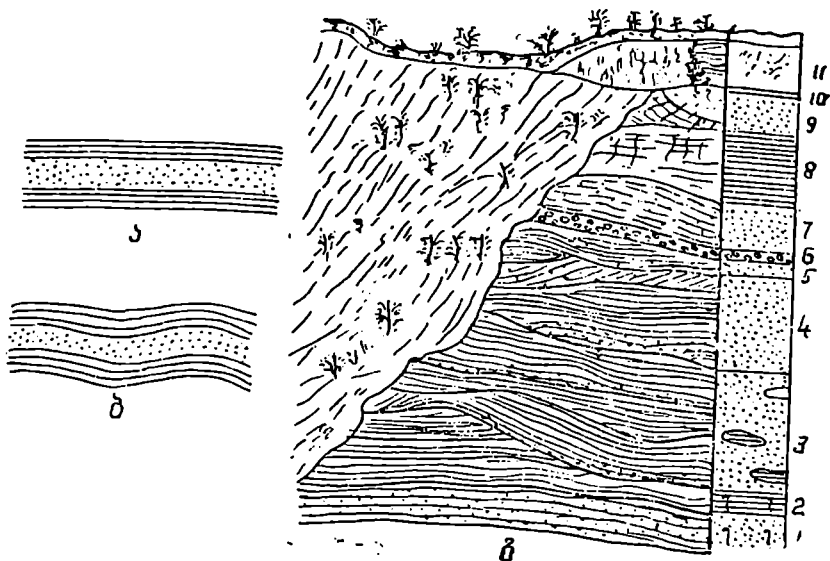
ლინზისებური შრეებრივობა ხასიათდება ცალკეული შრეების სიმძლავრის შემცირებით სრულ გამოსოფამდე. შრეებრივობის ეს სახე



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

გ—კონგლომერატი, რომელშიც ქვარგვლების გრძელი ლერძები გამოყოფი ზედაპირების პარალელურია (პარალელური ტექსტურა).

დ—კონგლომერატი, რომელშიც ქვარგვლების ლერძები დახრილია გამოყოფი ზედაპირების მიმართ (დახრილი ტექსტურა).



ნახ. I.2. შრეებრივობის სახეები (ნ. ბუილოვის 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 დალეჭილი მასალის გადარეცხვით ან ფსკერის უსწორმასწორობით.

ირიბი შრეებრივობა ხასიათდება დახრილი დაშრეევებით 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—57 სმ
საშუალო შრეებრივი, ცალკეული შრეების სიმძლავრე	50—10 სმ
თხელშრეებრივი	10— 2 სმ
ფურცლოვანი	2—0,2 სმ
მიკროშრეებრივი	<0,2 სმ-ზე

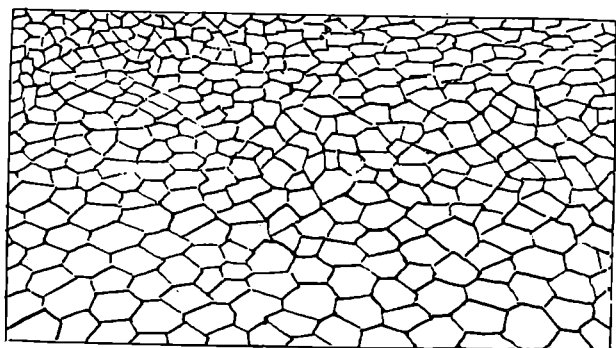
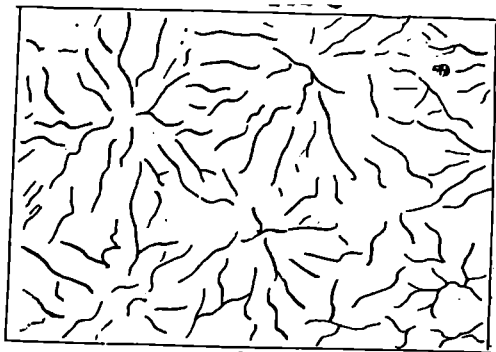
2. შრეებრივობის ზედაპირის კირველადი სტრუქტურა და შრის შინაგანი აგებულება

შრეებრივობის ზედაპირის აგებულება დამოკიდებულია ნალექის წარმოქმნის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. უკანასკნელი განაპირობებს შრეების გამყოფი ზედაპირების სტრუქტურის თავისებურებებს, რომელთა შორის აღსანიშნავია: ჭავლის კვლები, იეროვლიფები, 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 სტრატეგრაფიული თანამიმდევრობის გარკვევის საფუძველს წარმოადგენს.

გამოშრობის ნაპრალების 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 სივანეში 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 გაიჭირვება წყლით. ვერტიკალურ კრილში. დანაპრალიანებული ნალექის ზევით მდებარე შრეს ახასიათებს სოლისებური ან თითისებური შვერილები. ასეთი შვერილები გამოიყენება საგები გვერდის დასადგენად (ნახ. I. 4).

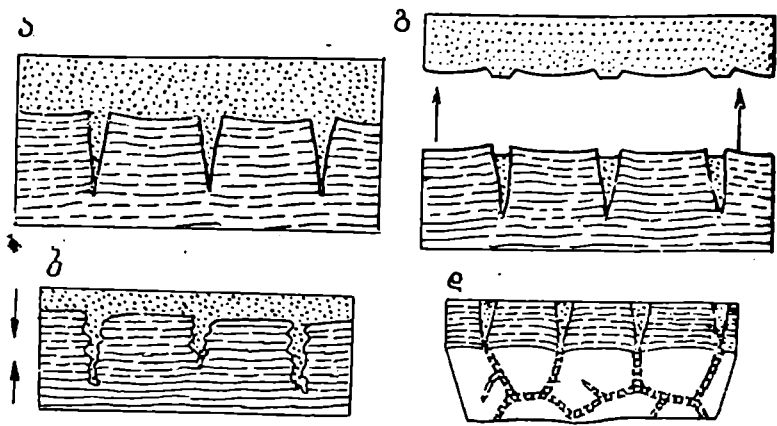
სახურავი გვერდის გამოცნობის ერთ-ერთ ნიშანს წარმოადგენს სეტყვის ან წვიმის წვეთების რბილ ლამზე დაცემისას წარმოქმნილი წვრილი ნაწვეთურები. მათი შესაბამისი ანაბეჭდები ამოზნექილობის სახით შეიძლება საგებ გვერდშიც შეგვხედეს. (ნახ. I. 5).



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

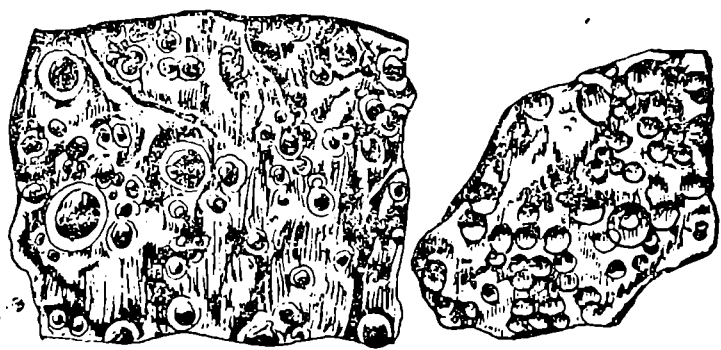
ჭავლის ნიშნები ჩნდება ისეთ ნალექებში, სადაც მარცვლები განცალკევებულია და თავისუფლად მოძრაობის საშუალება აქვთ, როგორც წყალში, ასევე ჰაერში. ასეთი ნალექია, მაგალითად, ქვიშა. ჭავლის კვალი ტალღისებური სკულპტურაა, რომელიც განსხვავებით ტალღისებური შრეებრივობისაგან ვითარდება მხოლოდ შრის სახურავ ზედაპირზე. წარმოშობის მიხედვით არჩევენ ქარის ანუ ეოლურ, დინების და ტალღისცემის 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-

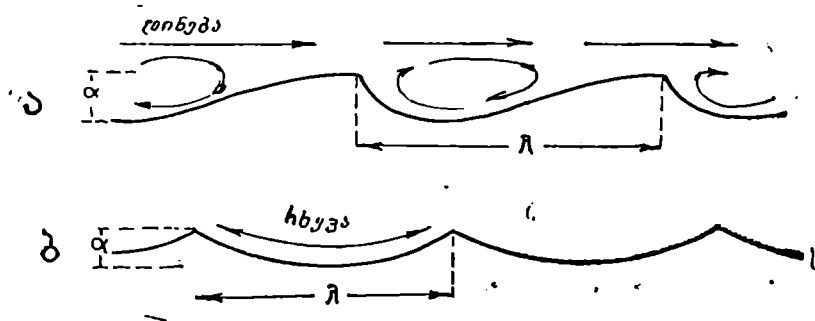


ნახ. I.4. გამოშრობის ნაპრალები და მათი ამოვსება (პილსის მიხედვით).

ლი კრილში. 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 ანაბეკლები.



ნახ. I.6. ჰაერის კვლის გარდამავალი ტალღის: ა — დინების ჰაერის; ბ — ტალღის (უძის ჰაერის) (α — ამპლიტუდა, λ — ტალღის სიგრძე).

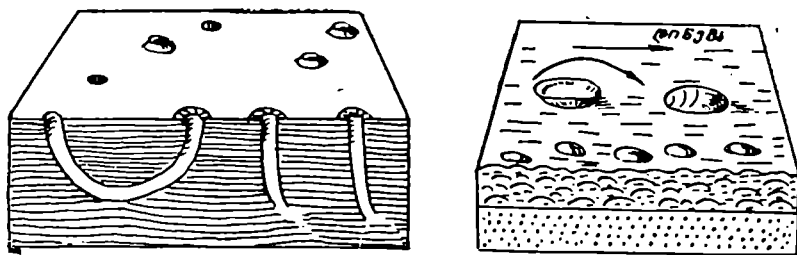
ბებში. ჰაერთა თხემების მდებარეობის და აგებულების მიხედვით შეიძლება სახურავის და საგების დადგენა.

შრეებრივობის ზედაპირზე ხშირად შეიმჩნევა ცოცხალი ორგანიზმების ცხოველქმედების მრავალი ნიშანი, როგორც 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. ძვალითად, ჭიების მიერ დატოვებული მიღსებური ხვრელების დაბოლოება მიმართულია ზევით და ზედაპირზე რგოლისებური ამოზნექილობით მთავრდება (ნახ. I. 7).

ნიჟარებიანი ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ მათი ნიჟარები წყლის დინებით ან ტალღის უძის 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-

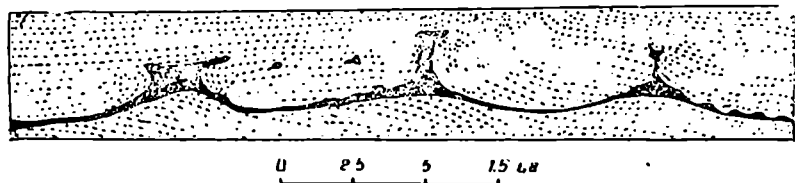


ნახ. I.7. საგებისა და სახურავის გვერდის დაღვენა ნამარხებოთ.

გლიფებიან წყებას“. იეროგლიფები დანახასიათებელია სახურავი გვერდისათვის.

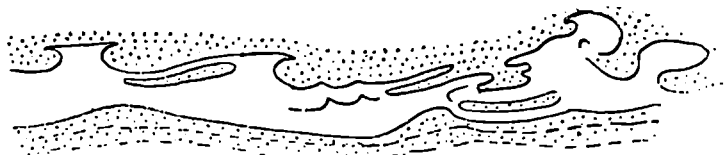
გარდა იმ სტრუქტურული ფორმებისა, რომლებიც სახურავის სტრუქტურის ანარეკლს წარმოადგენს ზევით მდებარე შრეების საგებისათვის, არსებობს მცირე სტრუქტურული ფორმები, რომლებიც დამოუკიდებლად ვითარდებიან შრის საგებ ზედაპირზე, ძირითადად, დატვირთვის და დინების გამო. ამ სტრუქტურების წარმოქმნის მიზეზად ქანების ფიზიკურ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

დატვირთვის ანაბეჭდები წარმოიქმნება ქვიშების ან გრაუვაკების დაღვევისას სველი თიხების ან ტორფის მსგავს პლასტიკურ ქანებზე. უკანასკნელნი გამოწვევრვის შედეგად წვრილი ინექციების სახით შეიჭრებიან ზევით განლაგებულ ქვიშაქვებში. ამის გამო ხდება ქვიშაქვების დამსხვრევა და მათში შრეებრივობის ზედაპირების აღუნვა (ნახ. I. 8).



ნახ. I.8. თიხაფილების ინექციები (შავი) ქვიშაქვებში (პილასის ზოხელვით).

დინების სტრუქტურების წარმოშობის მიზეზი შეიძლება იყოს ნარჩენი ნაკადის დინება, პიდროპლასტიკური ან თხევადი დინე-
2. სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდები 17



ნ. 5. 2.

ნახ. I.9. დინების სტრუქტურები ქვიშაქვებში (წერტილები) და ფიქლებში (თეთრი) (პილსის 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 შენეობას 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, წყალმცირობის 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, ეოდები, სტილოლიტები და სხვა. მათი წარმოშობა შეიძლება შრის თანადროული იყოს ან უკავშირდებოდეს შემდგომ პროცესებს.

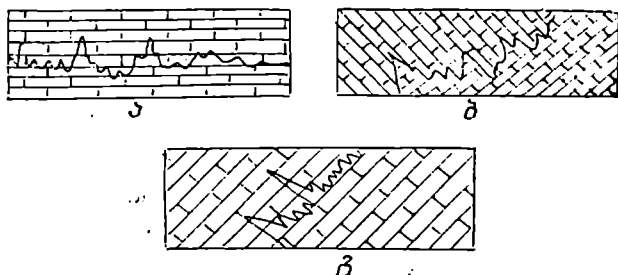
კონკრეცი ა არის სფერული ფორმის მინერალური წარმო-

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 უნგებით 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-ნაჭუქისებური აგებულება.

დანაპრალიანებული კირქვის ან იშვიათად კირქვიანი თიხის კონკრეცია, რომელშიც ნაპრალები კალციტითაა ამოვსებული სექტარიას წარმოადგენს. ნაპრალების წარმოქმნა დაკავშირებულია კონკრეციის მოცულობის შეცვლასთან გამოშრობის შედეგად.

სეკრეციები წარმოიქმნებიან ქანში არსებული სიციარიელების 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 სიციარიელე აქვს, ეწოდება ეწოდება. მის შიდა კედლებზე ხშირად ვითარდება კრისტალების ღრუბები.

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 ფხელი აპკით, რომელიც სვეტის ფუძესთან სქელდება (ნახ. I.10).



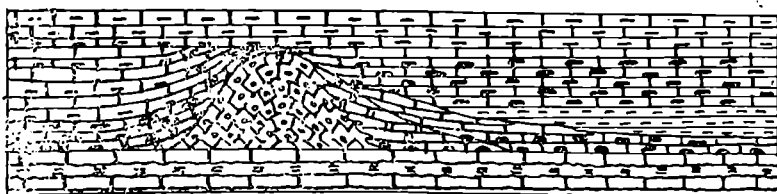
ნახ. I.10. სტილოლიტები და მათი ურთიერთკავშირი შრეებრივობასთან (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით).

ასეთ სტრუქტურებს სტილოლიტებს უწოდებენ. სტილოლიტები ქანს სვეტისებურ აღნაგობას, ანუ სტილოლიტურ 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 ბიოჰერმებს 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. ნალექვის ზედაპირი უმეტეს შემთხვევაში ძალიან დამრეცია. ამიტომ დანალექი ქანების წოლის პირვანდელ ფორმას შრეების თარაზული განლაგება წარმოადგენს.

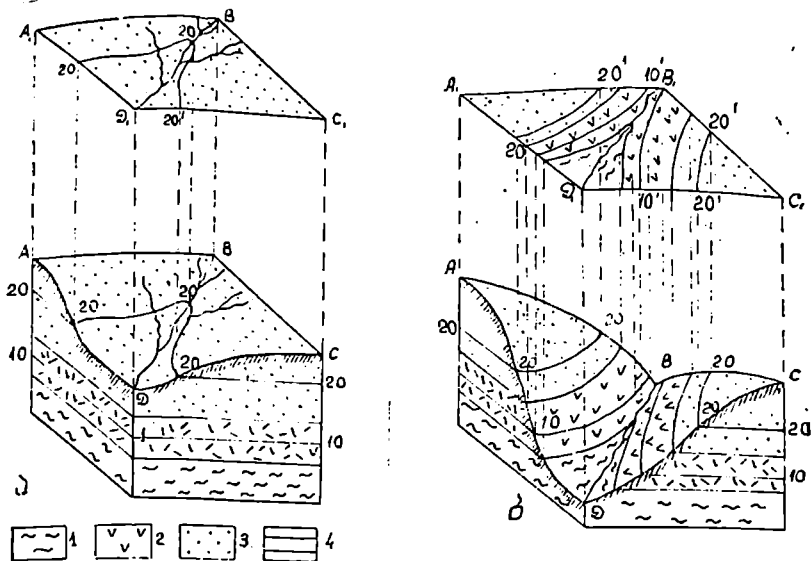
დედამიწის ქერქში იდეალურად თარაზული ზედაპირები იშვიათად გვხვდება. ნალექების წარმოშობის პროცესშივე შრეები იღებენ გარკვეულ დახრას (რამდენიმე გრადუსამდე). ამის მიზეზი შეიძლება იყოს აუზის სხვადასხვა უბნებში არათანაბარი ვერტიკალური მოძრაობები, მასალის რაოდენობის და ნალექვის სიჩქარის სხვადასხვაობა, ნალექების არაერთგვაროვანი შემჭიდროება 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 ნალექვის თანმიმდევრობა და ნებისმიერი შრის სახურავის და საგების მდებარეობა. თარაზულად განლაგებული შრეების ჭეშმარიტი სიმძლავრე ვერტიკალური სიმძლავრის თანხედენილია და სახურავის და საგების აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობის ტოლია.

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

გეოლოგიური რუკა არის მიწის ქერქის რომელიმე ნაწილის გეოლოგიური აღნაგობის გრაფიკული გამოსახულება ამა თუ იმ მასშტაბში. ის წარმოადგენს ქანების ძირითადი გამოსავლების შემეცირებულ 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.



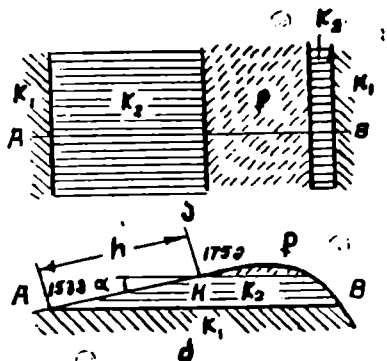
ნახ. 1.12. შრეების თარაზული განლაგება.

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 იზოპიფსები; ა—ნაკლებად დანაწევრებული რელიეფი; ბ—ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი.

გეოლოგიურ რუკას აზუსტებს და ავსებს გეოლოგიური ქრილები. გეოლოგიური ქრილი გეოლოგიური სტრუქტურის ბრტყელი გამოსახულებაა და წარმოადგენს მიწის ქერქის რაიმე უბნის ვერტიკალურ ან დახრილ კვეთს. ქრილი ხელს უწყობს რუკაზე გამოსახული სტრუქტურის სივრცულ წარმოდგენას, ავლენს იმ ცვლილებებს, რომლებსაც გეოლოგიური ელემენტები სიღრმეში განიცდიან. ამაიტომ, ქრილების 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 სტრატეგრაფიული 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 ჰეშმარიტი სიმძლავრის განსაზღვრა.

შრის გამოსავლის სიგანე რუკაზე დამოკიდებულია რელიეფის ხასიათზე და შრის ჰეშმარიტ სიმძლავრეზე. რაც უფრო დიდია შრის ჰეშმარიტი სიმძლავრე, მით უფრო ფართოა მისი გამოსავლის სიგანე. ეს უკანასკნელი ციცაბო

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

$$H = 175 - 153 = 22 \text{ მ.}$$

რელიეფის შემთხვევაში ვიწროვდება, ხოლო დამრეცი რელიეფის დროს პირიქით ფართოვდება და თუ რელიეფი მოვაკებულია, გამოსავლის სიგანე ბევრად ჰარბობს ჰეშმარიტ სიმძლავრეს (ნახ. I.13).

თარაზულად განლაგებული შრეები ვერტიკალურ ჰრილში გამოსახებიან თარაზული ხაზებით. თითოეული შრის მდებარეობას ჰრილში განსაზღვრავს მისი აბსოლუტური ნიშნული რუკაზე. აქედან გამომდინარე ტოპოგრაფიულ პროფილზე, რომელიც ჰრილის ხაზის გასწვრივ არის აგებული, დაიტანება შრეთა გამყოფი ზედაპირები. ამასთან, მანძილი ნებისმიერი შრის საგებსა და სახურავს შორის ჰრილში და ჰრილის ხაზის გასწვრივ რუკაზე ერთმანეთს უნდა ემთხვეოდეს. თარაზული განლაგების შემთხვევაში ჰრილის ორიენტაცია ნებისმიერი შეიძლება იყოს. სასურველია, რომ ჰრილის ხაზმა შეიძლებისდაგვარად 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 არაქანონზომიერი 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 წყვეტილი დისლოკაციების მიმართ და სხვა.

განლაგების არატექტონიკური მეორადი ფორმაა ე. წ. კონვოლუტური (ჩახვეული) შრეებრივობა. ის წარმოადგენს შრის შიგნით განვითარებულ მცირე მასშტაბის შრეებრივობას, რომელიც პატარა ზომის ციკაბო 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.

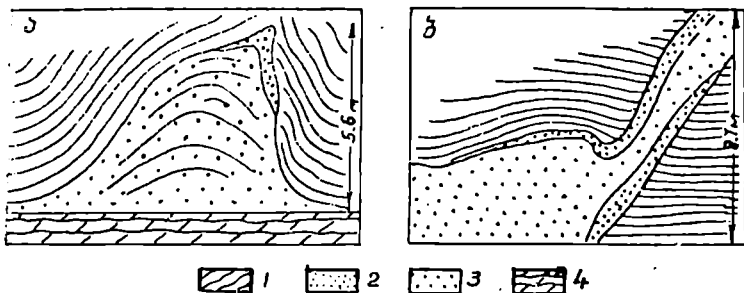


ნახ. II.1. კონვოლუტური შრეებრივობა.

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 ნაოქს მოგვაგონებს. ასეთი მოვლენები განსაკუთრებით გავრცელებულია პლასტიკურ შრეებში, რომლებიც იფარებიან ვულკანოგენური წყებით, რადგან ვულკანოგენურ წყებებში ლავების და ბრეჭჩიების 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 (1⁰-მდე) დაქანების დროსაც კი შეიძლება დაცურდნენ. წარმოიქმნებიან წყალქვეშა მეწყრები, 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, მამასადამე, მოძრაობის უნარის გადიდე-



ნახ. 11.2. ნეპტუნური დაიკები ა, ბ (ე.ბელოუსოვის მიხედვით).
 1—ოპოკები; 2—კვარციანი ქვიშაქვები; 3—ქვიშები; 4—მერგელები.

ბატ. ამ შემთხვევაში სეისმური რყევა მხოლოდ ბიძგია მოძრაობისა და არა ტექტონიკური დეფორმაციის მიზეზი. წყალქვეშა მეწყრების არატექტონიკურ წარმოშობაზე მიუთითებს აშლილი 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 მეწყრები, სადაც დაცოცება ფსკერის გასწვრივ რამდენიმე კმ უღრის. დამეწყრილი შრეები ხშირად ქმნიან საკმაოდ რთულ და ხლართულ ნაოჭებს (ნახ. 11.3).

წყალქვეშა მეწყრებში შრეები, რომელთაც მოასწრეს გამკვრივება, იმსხვრევიან ცალკეულ ბელტებად. ეს ბელტები დაცურდებიან აუზის ფსკერზე რამდენიმე კმ-ზე და შემდგომში შეიძლება განაზრხდნენ 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 უღრეკი, უსწორმასწორო ფსკერი. მაგალითად, დალეკვა შეიძლება მოხდეს კრისტალური ფუნდამენტის უსწორ-



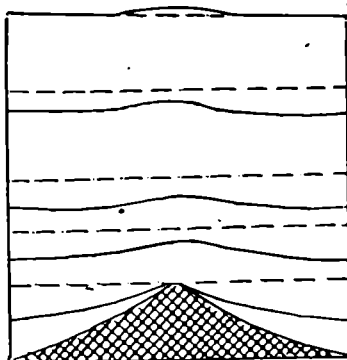
ნახ. II.3. გაუმკვრივებელი ნალექების წყალქვეშა დამეწყვრის შედეგად წარმოშობილი სტრუქტურები (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით).

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

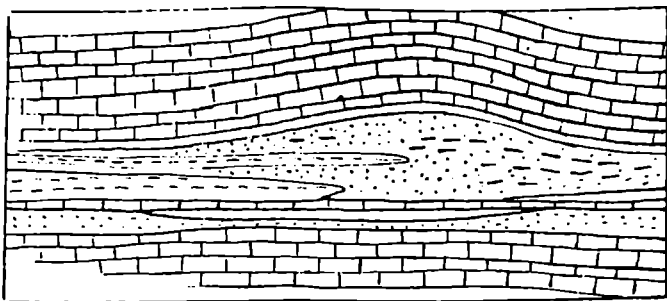
სხვადასხვანაირად შემჭიდროება შეიძინევა მაშინაც, როცა პლასტიკური ქანები — თიხები ან მერგელები — ლინზების სახით შეიცავენ ქვიშებს, რომელთაც შეკუმშვის გაცილებით ნაკლები უნარი აქვთ. ასეთი ლინზების ზევით განლაგებულ ქანებში წარმოიქმნება შემჭიდროების ანტიკლინური სტრუქტურები (ნახ. II.5).

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

მეორად არატექტონიკურ სტრუქტურებს შორის ფავრცელებულია ისეთი დისლოკაციებიც, რომლებიც სიმძიმის ძალის მოქმედებას უკავშირდებიან თანამედროვე რელიეფის ზოგიერთ უბნებში: მთიან რაიონებში, ხეობათა ფერდობებზე და სხვა. აღნიშნული დისლოკაციები გამოიხატება ფერდობების ზედა ნაწილში შრეთა გადალუნვაში, კარსტულ ჩაქცევებში, მეწყერებისა და ჩამოქცევების წარმოქმნაში. შრეთა გადალუნვა 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



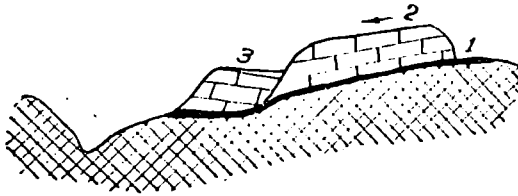
ნახ. II.4. შემჭიდროების ნაოკები განვითარებული ფუნდამენტის უსწორმასწორო ზედაპირზე.



ნახ. 11.5. შექვიდროების ნაოკები განვითარებული ქვიშაქვების ლანზებს ზევით.
1—კირქვები; 2—ქვიშაქვები; 3—თიხები; 4—თიხიანი ქვიშაქვები.

გავრცელებული კირქვების, თაბაშირის ან მარილის წყებებში. კარსტული სიცარიელები დროთა განმავლობაში ამოივსება ხოლმე ირგვლივ განლაგებული ქანების ნატეხებით. ამრიგად, წარმოიქმნება კარსტული ბრექჩია, რომელიც განამარხებული სახით შეიძლება შეგვხვდეს ნებისმიერი ასაკის კარბონატულ წყებაში. ჩაცვენის მასალაში შეიძლება იყოს საკმაოდ დიდი ზომის ლოდები, რომლებიც შრეთა დასტებითაა აგებული. კარსტული სიცარიელების კიდებზე 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 ნეტრებზე და ზოგჯერ კილომეტრებზეც. მოძრავი წყების სიმძლავრე არ აღემატება რამდენიმე ათეულ მეტრს. აღნიშნულ მეწყრებს თან სდევს წყვეტები და ნაოკები. ამასთან, მეწყრის ზედა ნაწილში გაჭიმვის ძალების მოქმედებით წარმოიქმნება ნასხლეტის ტიპის რღვევები, ხოლო ქვედა ნაწილში კი ნაოკები. ალ. ჯანელიძის მიხედვით გამოიყოფა მეწყრების ორი ძირითადი სახე: დინებითი და ცოცვითი. ზოგიერთ შემთხვევაში თიხიანი ქანი ან ლორღი დაქანების მიპართულებით 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. ღერჩის მეწყერი (ა. ჭანელიძის მიხედვით).
1—თიხები; 2, 3 — კირქვის ბელტები.

ცხენა ნაპირზე, ლეჩხუმში, სოფ. ღერჩთან 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. მასრილი განლაგება

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

დეფორმაციის შედეგად ქანებმა შეიძლება მიიღონ სხვადასხვა დახრა პორიზონტის 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, მონოკლინად.

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, მამასადამე, მის მიერ შემოფარგლული შრის მდებარეობა სივრცეში განისაზღვრება ე. წ. განლაგების, ანუ წოლის ელემენტებით.

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

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

მ ი მ ა რ თ ე ბ ა სიბრტყის გავრცელების მიმართულებაა. ის მიიღება შრეებრივობის სიბრტყის თარაზული სიბრტყით გაკვეთით. მამასადამე, 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 ჩაზს 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).

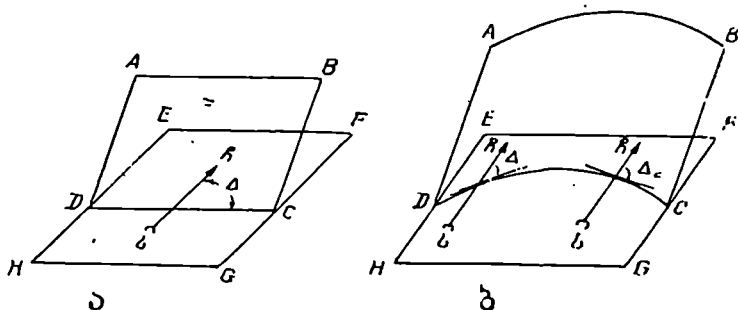
ბუნებრივია, შრის მიმართებას ორი აზიმუტი აქვს, რომლებიც ერთმანეთისაგან 180° -ითაა განსხვავებული.

დაქანება 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). მამასადამე, 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 გეგმის შორის (ნახ. II.8.). დაქანების კუთხე იცვლება $0-90^{\circ}$ -მდე.

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



ნახ. II.7.

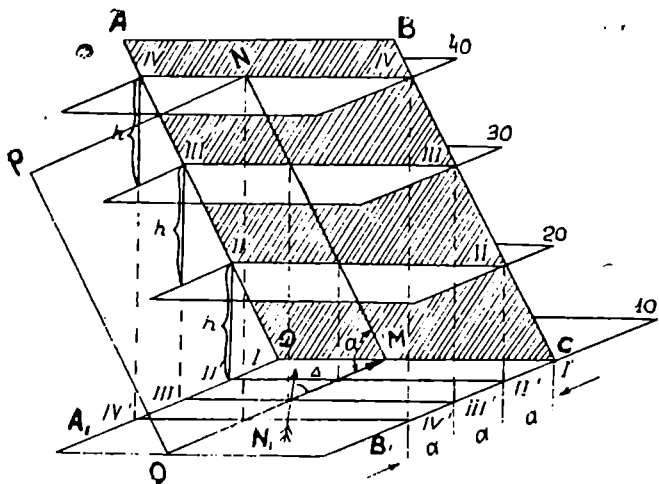
- ა—დახრილი სიბრტყის მიმართება;
- ABCD — დახრილი სიბრტყე;
- DC — დახრილი სიბრტყის მიმართების ხაზი;
- EFGH — თარაზული სიბრტყე;
- ჩს — მერიდიანის მიმართულება;
- Δ — დახრილი სიბრტყის მიმართების აზიმუტი;
- ბ — მრუდე ზედაპირის მიმართება;
- ABCD — მრუდე ზედაპირი;
- EFGH — თარაზული სიბრტყე;
- DC — მრუდე ზედაპირის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

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 $11-8 \text{ სმ} \times 7-8 \text{ სმ}$, რომლის ცენტრში დამაგრებულია ლიმბი.

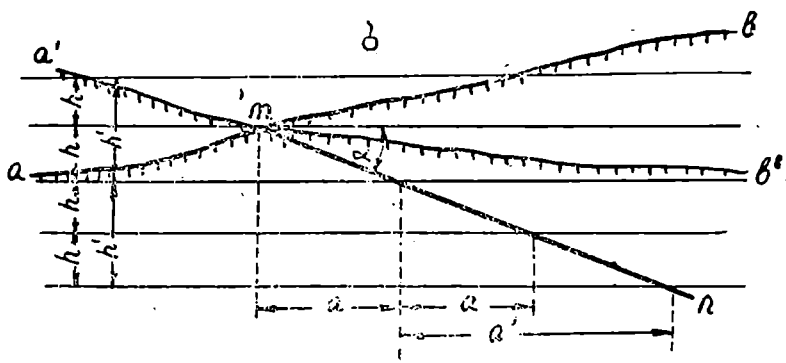
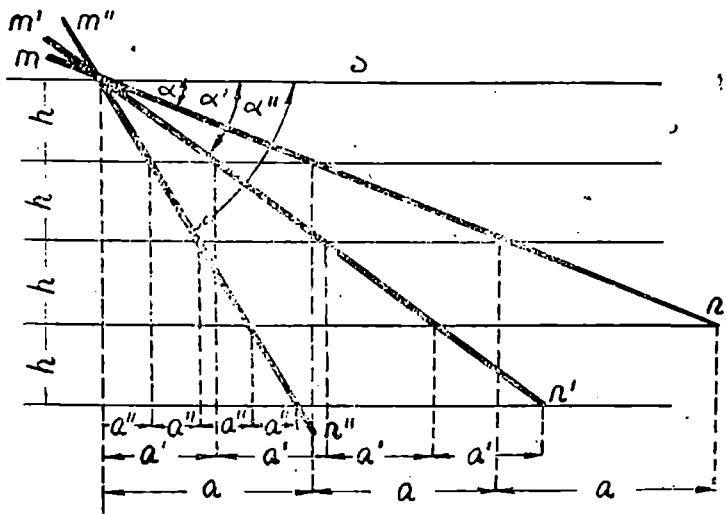
ლიმბი დაყოფილია 360° -ად. ამასთან, განსხვავებით ჩვეულებრივი კომპასისაგან, სამთო კომპასზე გრადულირება ხდება საათის ისრის



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

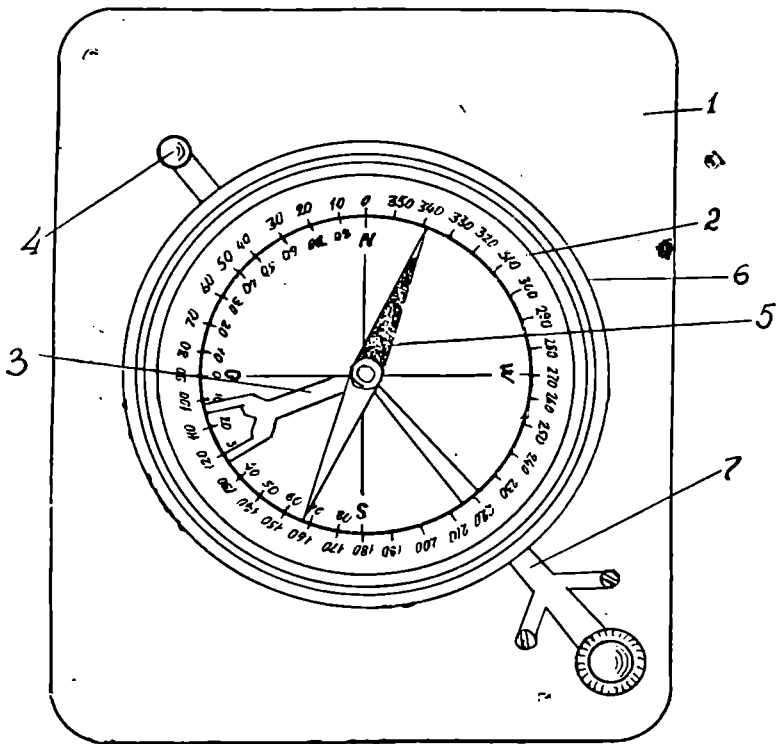
ABCD დახრილი სიბრტყეა, $A_1B_1C_1D_1$ დახრილი სიბრტყის ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეზე. I—I, II—II, III—III, IV—IV დახრილი სიბრტყის მიმართებებია. II'—II', III'—III', IV'—IV' დახრილი სიბრტყის მიმართებების ვერტიკალური პროექციებია თარაზულ სიბრტყეზე. NMOP მიმართების მართობი ვერტიკალური სიბრტყეა. NM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

საწინააღმდეგო მიმართულებით, რაც ღიშბზე აღმოსავლეთი და დასავლეთი მხარეების აღმნიშვნელი წარწერების შენაცვლებით ხორციელდება. ღიშბი ისეა დამაგრებული, რომ ჩრდილო-სამხრეთი მიმართულება პარალელურია ფირფიტის გრძელი გვერდის. წარწერა ჩრდილოეთი ემთხვევა 0° -ს, ხოლო სამხრეთი 180° -ს. ღიშბის 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 კრილში; a , a' , a'' —შესაბამისი სიბრტყეების დაქანების კუთხეებია; h , h' —კვეთის სიმაღლეებია; ab , $a'b'$ რელიეფის სხვადასხვა ვარიანტებია; a , a' , a'' —ქვედებული ანუ ბიჭი.

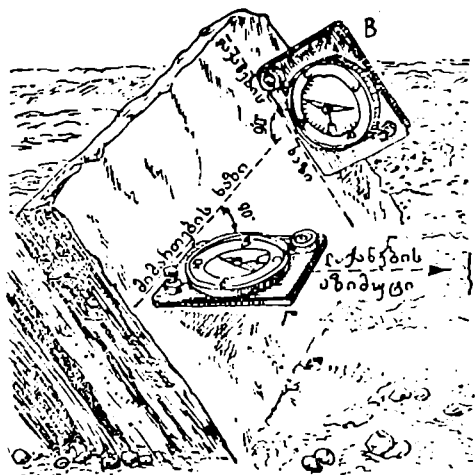


ნახ. II.10. სამთო კომპასი:

1—ფირფიტა; 2—ლიმბი; 3—კლინომეტრი; 4—კლინომეტრის დამკერი (დამამუხრუქებელი); 5—მაგნიტური ისარი; 6—საფარი მინის დამკერი ზამბარა; 7—მაგნიტური ისრის დამკერი.

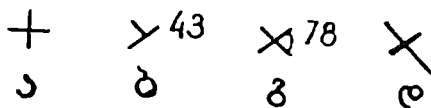
კომპასის ცენტრში, მაგნიტური ისრის ქვეშ მოთავსებულია კლინომეტრი, ანუ დაქანების კუთხის მზომი. ის მოძრაობს ნახევარწრეზე, რომელიც დაყოფილია გრადუსებად. ამასთან, გრადუირება ხდება კომპასის გრძელი წიბოს შუა წერტილის პირდაპირ მდებარე ნულოვანი დანაყოფის ორივე მხარეს 0° -დან 90° -მდე.

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 წარმოსახვითი კვეთის ხაზი იქნება მიმართების ხაზი. ავუშვათ ისარი და ავილოთ



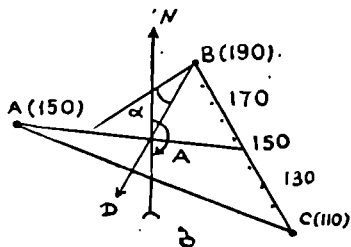
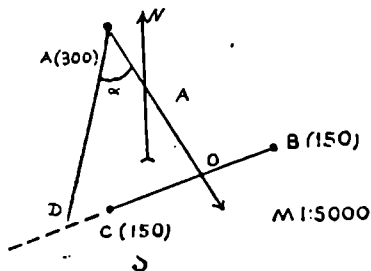
ნახ. II.11. სამთო კომპასით სიბრტყის წოლის ელემენტების განსაზღვრა.

ანათვალის მაგნიტური ისრის ნებისმიერ ბოლოზე. დაქანების აზიმუტის გასაზომად საჭიროა კომპასი მოკლე წიბოთი თარაზულად მივადლოთ 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—პორიზონტული 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 შევეულად მივადლოთ 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 ანათვალა ჩაიწერება ასე: მაგალითად, კირქვების სახურავის დაქ. აზ. 160° , $\angle 16^{\circ}$.

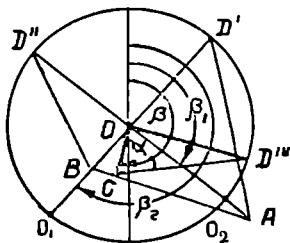
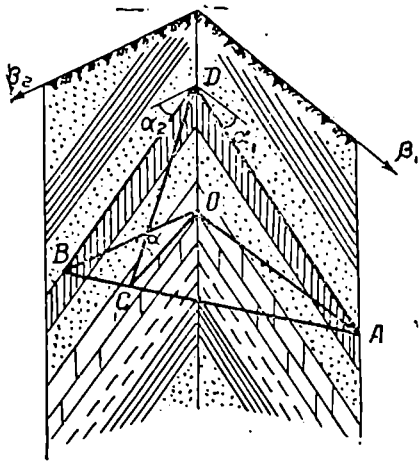
რუკაზე წოლის ელემენტების დასატანად საჭიროა დაკვირვების წერტილში მერიდიანის გაღება და შემდეგ მისგან მარჯვნივ დაქანების აზიმუტის ტოლი კუთხის მოზომვა. ასე ეპოვება დაქანების ხაზს. მის მართობულად გაივლება მიმართების ხაზი, ხოლო კუთხე მიეწერება გრადუსებში.

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

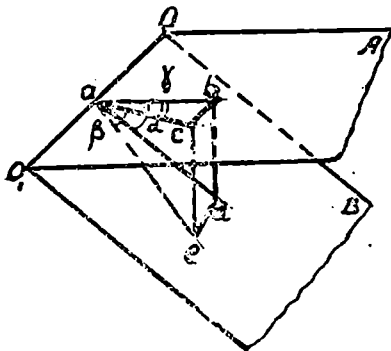
შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა სამი წერტილის საშუალებით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, შრეებრივობის სიბრტყის განლაგების ელემენტების განსაზღვრა შეიძლება მისი სამი წერტილით, რომლებიც ერთ სწორ ხაზზე არ მდებარეობენ. აქ შეიძლება გავარჩიოთ სამი კერძო შემთხვევა:

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 ნიშნული-საკენ A-დან O-საკენ.



ნახ. II.15. განლაგების კუთხეების ელემენტების განსაზღვრა შურფის კვლევებზე გამოიყენებოდა ორი ხილული დაქანებით (ა. მიხილვის მიხედვით).



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

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

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

მოჩვენებითი დაქანებები წარმოადგენს შრის დაქანების ნებისმიერ მიმართულებას, რომლებიც არ ემთხვევა კუთხეების. 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 კვლევაზე, 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 ქვეშარიტი 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 ავლმართოთ მათი მართობები წრეხაზის გადაკვეთამდე. გადაკვეთის D' და D'' წერტილებში ავავოთ შესაბამისად α_1 და α_2 -ის შემავსებელი კუთხეები ($90^\circ - \alpha_1$, $90^\circ - \alpha_2$). აგებული კუთხეების გვერდები გავაგრძელოთ OO_1 და OO_2 მონაკვეთების ან მათი გაგრძელებების გადაკვეთამდე. მიღებული A და B წერტილების შემაერთებელი ხაზი იქნება ქვეშარიტი მიმართების ხაზი. O წერტილიდან AB ხაზზე დაშვებული მართობი OC ქვეშარიტი დაქანების თარაზული გეგმილია.

მერიდიანიდან ამ მიმართულებით ათვლილი კუთხე იქნება ქვეშარიტი დაქანების აზიმუტი.

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

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

დამოკიდებულება ხილულ და ქვეშარიტ დაქანების კუთხეებს შორის. ვთქვათ, B შრეებრივობის სიბრტყეა (ნახ. II.16), გადაკვეთით იგი A თარაზული სიბრტყით, მაშინ OO_1 ხაზი B სიბრტყის მიმართების ხაზია: ახლა ეს ორი სიბრტყე გადაკვეთით $cbde$ ვერტიკალური სიბრტყით, რომელიც მიმართების ხაზის პარალელურია. b წერტილიდან დავეშვათ 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 ქვეშარიტი დაქანება, ხოლო ab მისი თარაზული გეგმილი. ამრიგად, α ქვეშარიტი 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.

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

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

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

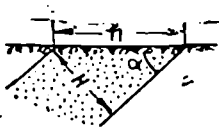
სადაც γ არის კუთხე $\angle acb$ და მოჩვენებით დაქანებას შორის. თუ მესამე ტოლობაში შევიტანთ პირველი და მეორის მნიშვნელობებს—მივიღებთ $\frac{bd}{\operatorname{tg} \alpha} = \frac{ce}{\operatorname{tg} \beta} \cdot \cos \gamma$. რადგან $bd = ce$, ამიტომ $\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \alpha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

მაშასადამე, მოჩვენებითი დაქანების კუთხის ტანგენსი უდრის $\angle acb$ -ის ტანგენსის კოსინუსს გამრავლებულს მოჩვენებით და $\angle acb$ -ის კოსინუსზე. თუ $\gamma = 0^\circ$, მაშინ $\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} \alpha$; $\beta = \alpha$, ე. ი. ხილული დაქანება ემთხვევა $\angle acb$ -ს. თუ $\gamma = 90^\circ$, მაშინ $\operatorname{tg} \beta = 0$; $\beta = 0$, ე. ი. ხილული დაქანების ხაზი ემთხვევა მიმართებას.

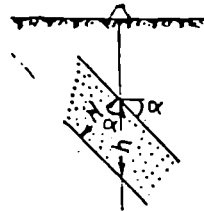
დახრილი შრის სიმძლავრის განსაზღვრა. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ შრეს ახასიათებს $\angle acb$, ვერტიკალური, თარაზული და ხილული სიმძლავრეები. მათ შორის არსებობს გარკვეული დამოკიდებულება, რაზეც გავლენას ახდენს რელიეფის ხასიათი. II.17 ნახაზზე მოცემულია დახრილი შრის $\angle acb$ სიმძლავრის განსაზღვრის შემთხვევები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

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

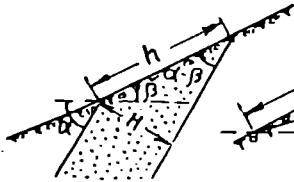
როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, შრის $\angle acb$ სიმძლავრე წარმოადგენს ვერტიკალურ მანძილს შრის სახურავსა და საგებს შორის. აქედან გამომდინარე, ვერტიკალურ კრილში მისი სიდიდე ერთსადაცაა $\angle acb$ სიმძლავრე სახურავის და საგების წერტილების აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობის ტოლია (ნახ. II.18, გ. დ), ხოლო რუკაზე ეს იქნება სახურავის და საგების იმ მიმართების ნიშნულების



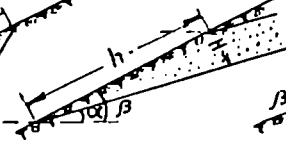
$$1. H = h \cdot \sin \alpha$$



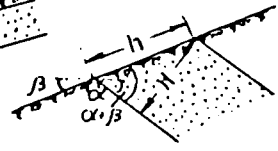
$$2. H = h \cdot \cos \alpha$$



$$3. H = h \cdot \sin(\alpha + \beta)$$



$$4. H = h \cdot \sin(\beta + \alpha)$$



$$5. H = h \cdot \sin(\alpha + \beta)$$

ნახ. II.17. შრის ქვეშარიტი სიმძლავრის განსაზღვრა:

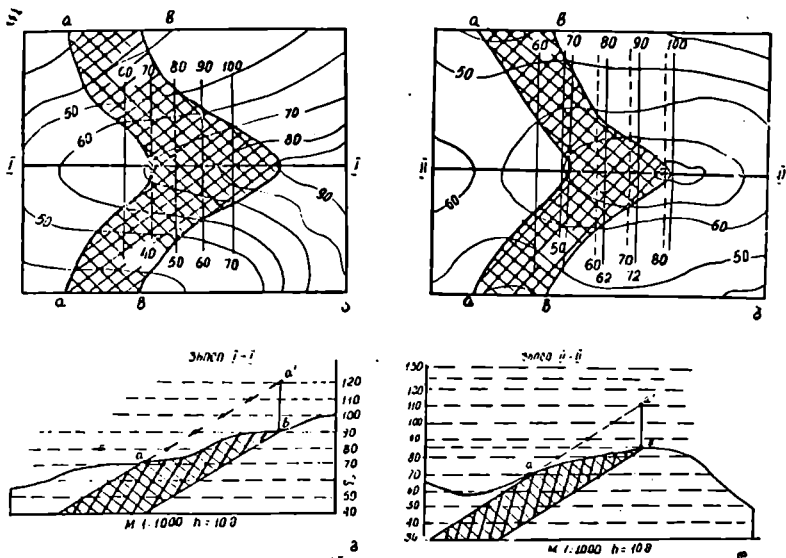
1—თარაზული რელიეფის დროს; 2—კაბერლილის მონაცემებით; დახრილი რელიეფის შემთხვევაში შრის დაქანებისას რელიეფის მიმართულებით მასთან შედარებით ციკაბო კუთხით. (3) რელიეფთან შედარებით დამრეცი კუთხით (4). შრის დაქანებისას რელიეფის საწინააღმდეგო მიმართულებით (5). H — ქვეშარიტი სიმძლავრეა, h — ხილული სიმძლავრე, 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 მქონე 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 სტრატოიზოპიფსები. გ და დ ნახაზებზე a და b წერტილები სახურავის და საგების გამოსავალია კრილში. წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია თარაზული კვეთები. მსხვილ 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-

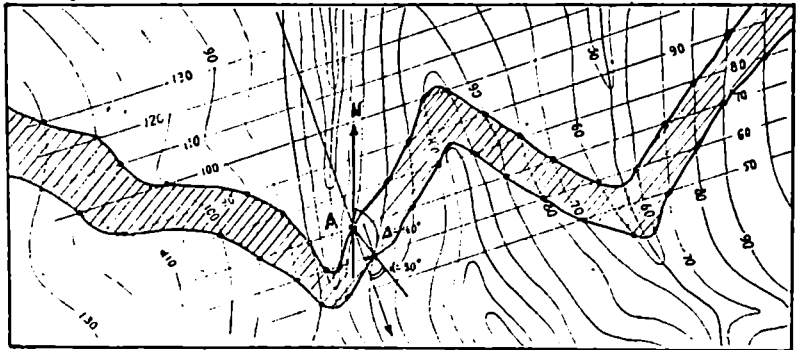


ნახ. II.18. შრის სიმძლავრის განსაზღვრა რუკაზე (ა, ბ) და კრილში (გ, დ).

მიღები 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 ზათ შორის სიმძლავრითა სხვაობის გასაზომად.

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

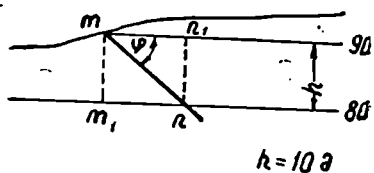
ვთქვათ, რომელიმე *A* წერტილში (ნახ. II.19) მოცემულია საგები სიბრტყის წოლის ელემენტები დაქ. აზ. 160° , კუთხე 20° . სიბრტყის განოსავლის ასაგებად *A* წერტილში ვატარებთ მერიდიანს და დაქანების აზიმუტის შესაბამისად ვპოულობთ დაქანების თარაზულ გეგმილს. აღნიშნულ წერტილში დაქანების მართობულად ვატარებთ მიმართების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



M 1:50000 h=10 m

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

ანუ სტრატოიზოპიფსია და გვიჩვენებს, რომ მის გასწვრივ აღნიშნული სიბრტყე რუკის ფარგლებში ზღვის დონიდან 70 მეტრზე დევს. სიბრტყე იქ გაშიშვლდება, სადაც სტრატოიზოპიფსი გადაკვეთს მის ერთსახელა იზოპიფსს. მაგრამ, სიბრტყის სრული გამოსავლის ასაგებად არ არის საკმარისი მხოლოდ ერთი სტრატოიზოპიფსი. დანარჩენი სტრატოიზოპიფსების გასატარებლად საჭიროა მათ შორის თარაზული მანძილის, ქვედებულის, ანუ ბიჯის პოვნა. ბიჯის სიდიდის განსაზღვრა შეიძლება როგორც ანალიზურად, ისე გრაფიკულად. ვთქვათ, m (ნახ. II.20) არის სიბრტყის კვალი ვერტიკალურ ჭრილში, h მისი დახრის კუთხე, n კვეთის სიმაღლე, რომელიც უდრის 10 მ. m და n წერტილებში ნახაზის სიბრტყის მართობულად გადის მიმართების ხაზები, რომელთა სიმაღლეები შესაბამისად არის 90 მ და 80 მ, m_1n არის თარაზული მანძილი აღნიშნულ მიმართებებს შორის. Δmm_1n -დან $m_1n = h \cdot ctg \alpha$ (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 მოკზომოთ დაქანების ხაზის თარაზულ გეგმილზე A წერტილიდან როგორც დაქანების, ასევე საწინააღმდეგო მიმართულებით და გავატაროთ სტრატოიზოპიფსები. სტრატოიზოპიფსების აბსოლუტური ნიშნულები A წერტილიდან დაქანების მიმართულებით კვეთის სიმაღლის ტოლი სიდიდით მოიკლებს, ხოლო საწინააღმდეგო მიმართულებით მოიმატებს. ახლა, თუ



ნახ. II.20. ქვედებულის ანუ იზიის განსაზღვრა.

ზემოთ აღწერილი წესით მოცდებით სიბრტყის გაშიშვლების წერტილებს და თანმიმდევრობით შევეაერთებთ მათ, მივიღებთ საკლები სიბრტყის გამოსავალს (ნახ. II.19). სახურავის ასაგებად გამოვიყენებთ იმავე სტრატოიზოპიფსებს, ოღონდ მათი ნიშნულები სიმძლავრის ტოლი სიდიდით (20 მ-ით) მოიმატებს. სახურავის

სტრატოიზოპიფსების გადაკვეთა შესაბამის იზოპიფსებთან მოგვცემს წერტილების ახალ რიგს, რომელთა შეერთებით მივიღებთ სახურავის გამოსავალს. ნებისმიერ წერტილში შრის სიბრტყის განლაგების სიღრმეს განსაზღვრავს სხვაობა ამ წერტილის აბსოლუტურ სიმაღლესა და მასზე გამავალ სტრატოიზოპიფსის 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 სტრატოიზოპიფსის 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 ქვეშარიტი დახრა ექნებათ და, მასასადამე, მაქსიმალურია. ამ შემთხვევაში, შრეებრივობის სიბრტყის დასატანად რუკიდან ტოპოგრაფიულ პროფილზე გადაგვაქვს სიბრტყის გამოსავლის და ჭრილის ხაზის გადაკვეთის წერტილი (ნახ. II.21, გ). მიღებული წერტილიდან ვავებთ ქვეშარიტი 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 ქვეშარიტი 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-

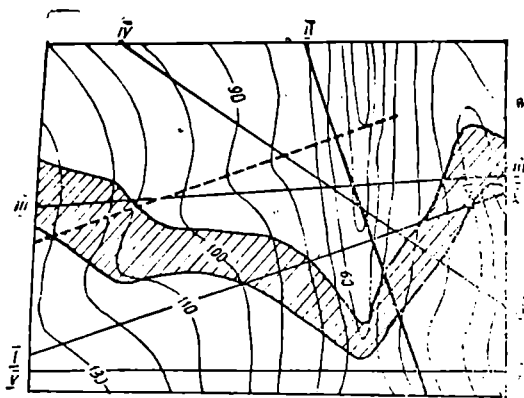
ფიულ პროფილზე (ნახ. II.21, დ). მათი შემეარტებელი ხაზი იქნება სიბრტყის კვალი ჭრილში, რომლის დაქანება, სიბრტყის ჭეშმარიტ დაქანებას არ შეესაბამება. თუ ჭრილის ხაზი რუკის ფარგლებში სიბრტყეს მხოლოდ ერთ წერტილში ჰკვეთს (ნახ. II.21, ა, ჭრილი IV—IV), მაშინ მისი ჭრილში გამოსახვა შეიძლება არაჭეშმარიტი დაქანების 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 სტრატოიზოპიფსების საშუალებითაც. ჭრილისა და სიბრტყის გადაკვეთის წერტილი ჩვეულებრივად დაიტანება პროფილზე, ხოლო მეორე დამხმარე წერტილად გამოიყენება ამ სიბრტყის რომელიმე სტრატოიზოპიფსისა და ჭრილის ხაზის გადაკვეთა. დამხმარე წერტილის მდებარეობა ჭრილში განისაზღვრება სტრატოიზოპიფსის აბსოლუტური ნიშნულით და, ამიტომ, იგი შეიძლება პროფილის ხაზის ზევით ან ქვევით მოხვედეს. მიღებულ წერტილებზე გატარებული ხაზი შეესაბამება სიბრტყის კვალს (ნახ. II.21, ე).

სტრატოიზოპიფსის 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 თარაზული მანძილი შრის საგებსა და სახურავს შორის შეესაბამებოდეს ამავე შრის გამოსავლის სიგანეს. რუკაზე ჭრილის ხაზის გასწვრივ განლაგების ცვალებადი ელემენტების მქონე შრეები ჭრილებში მრუდი ხაზებით გამოისახება.

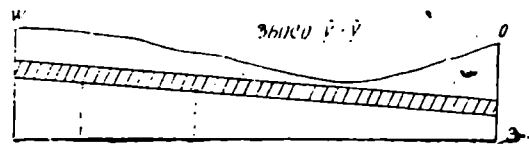
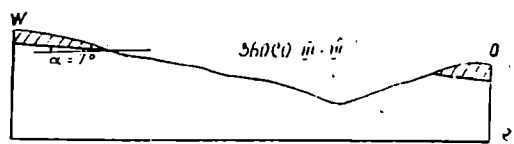
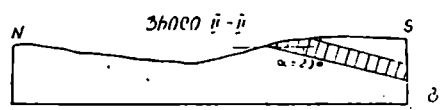
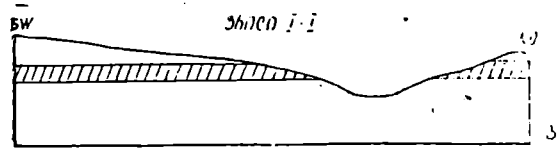
გარდა ვერტიკალური ჭრილებისა, მრავალი პრაქტიკული საკითხის გადასაჭრელად გეოლოგიაში, განსაკუთრებით სასარგებლო ნამარხთა ძებნა-ძიების დროს, საჭირო ხდება ჭრილის აგება დახრილ სიბრტყეშიც.

დახრილი ჭრილის ასაგებად საჭიროა ჭრილის ფუძედ მივიჩნიოთ მისი ნებისმიერი მიმართების ხაზი და მასზე დავაგეგმილოთ თითოეული იზოპიფსის და სიბრტყის გამოსავლის გადაკვეთის წერტილები. აღნიშნული წერტილები გადავიტანოთ დახრილი ჭრილის ფუძეზე (მილიმეტრიან ქალაღზე) 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



$M 1:5000 \quad h = 10 \text{ მ}$

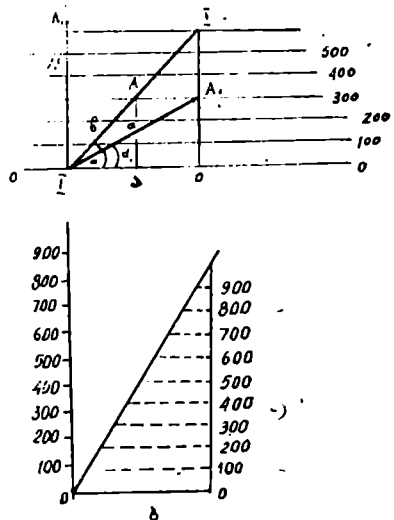
პროექტი I-I



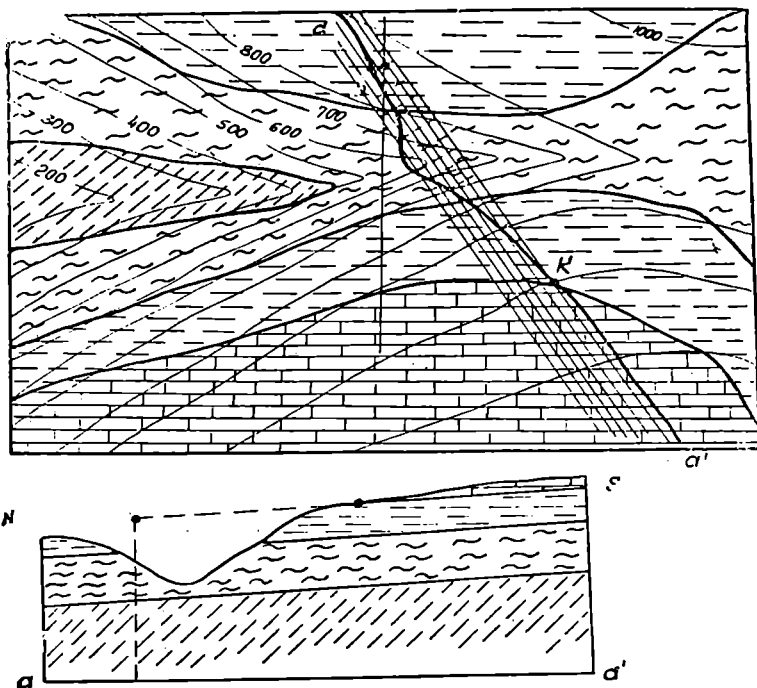
ნახ. II. 21. დახრილი შრის გამოსახვა ვერტიკალურ კრილებში.

სიბრტყეა, რომლის დახრის კუთხეა α . A წერტილი, რომელიც ამ სიბრტყეში მდებარეობს, ნულოვან პორიზონტს მოცილებულია a მონაკვეთით (აბსოლუტური სიმაღლით), ხოლო დახრილი ქრილის 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 ქრილის ფუძეს. ამიტომ ქრილის 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 ქრილის ფუძეს (ნახ. 11.22. ბ). აღნიშნული მონაკვეთის სიგრძის პოვნა შეიძლება შემდეგი ფორმულით $b = \frac{a}{\sin \alpha}$. . . (5), სადაც b —არის დახრილი ქრილის ფუ-

ძიდან მოშორების მანძილი, a — მისი აბსოლუტური სიმაღლე, α — დახრილი სიბრტყის დაქანების კუთხე. აღნიშნული წესით მიღებული წერტილების შემაერთებელი მრუდი დახრილი სიბრტყის პროფილს წარმოადგენს (ნახ. 11.23). ნებისმიერი გეოლოგიური ელემენტის დასატანად საჭიროა ვიპოვოთ ამ უკანასკნელის და დახრილი სიბრტყის ერთსახელა სტრატოიზოპიფსების გადაკვეთის წერტილი რუკაზე, დავაგეგმოთ ის ქრილის ფუძეზე და შემდეგ ტრაფარეტის საშუალებით (ან ანალიზურად გადაანგარიშებული სიმაღლის მიხედვით) დავიტანოთ ქრილის სიბრტყეში. ანალოგიურად ვიპოვით ამავე ელემენტის მეორე განსხვავებული სიმაღლის მქონე წერტილს. მათი შემაერთებელი ხაზი იქნება გეოლოგიური ელემენტის კვალი დახრილი ქრილის სიბრტყეზე (ნახ. 11.23).



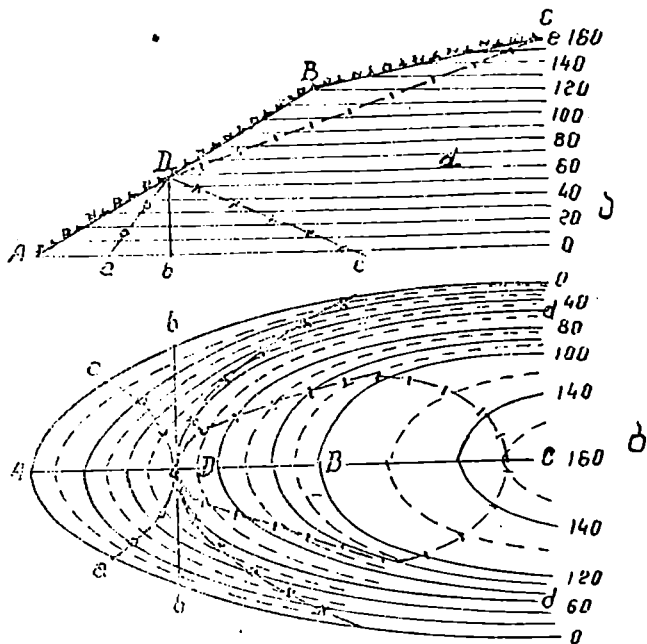
ნახ. 11.22. დახრილი ქრილის ასაგები ტრაფარეტი.



ნახ. 11.23. 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-

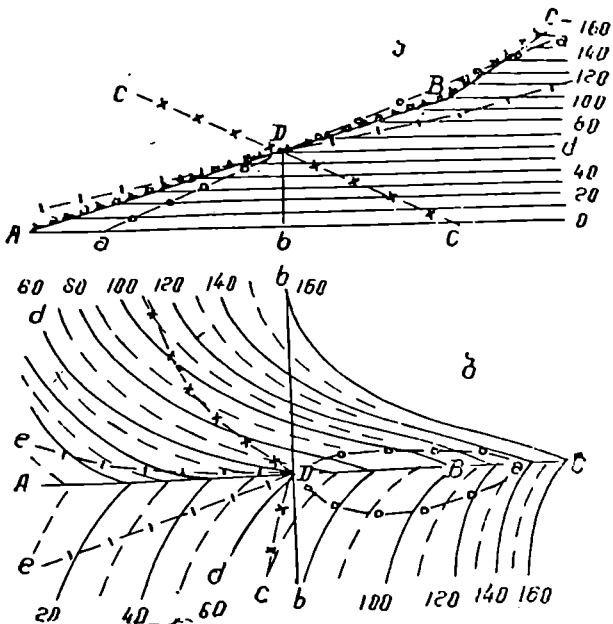


ნახ. 11.24. გაწვავების სხვადასხვა ელემენტების შქონე სიბრტყეების გამოსახვა კრილში (ა) და გეგმაზე (ბ) დადებითი რელიეფის შემთხვევაში.

ლის აგების დროს უნდა გავითვალისწინოთ, რომ გამოსავლის მოხაზულობა დამოკიდებულია შრის და რელიეფის დახრის კუთხესა და მიმართულებაზე. ეს დამოკიდებულება დაიყვანება ხუთ შემთხვევადად. ქვემოთ განხილულია აღნიშნული შემთხვევები. 11.24 ნახაზზე იზოქიფების საშუალებით გამოსახულია დადებითი რელიეფის ზედაპირი კრილში (ა) და გეგმაზე (ბ). კრილში 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 დაგეგმილებს საშუალებით აღნიშნული სიბრტყეები დავიტანოთ გეგმაზე და ვნახოთ თუ როგორ მოხაზულობას მიიღებს სიბრტყეების გამოსავალი ხუთივე შემთხვევაში.

როგორც ნახაზებიდან ჩანს, პირველ შემთხვევაში, როცა სიბრტყე



ნახ. 11.25. განლაგების სხვადასხვა ელემენტების შქონე სიბრტყეების გამოსახვა კრილში (ა) და გეგმაზე (ბ) უარყოფითი რელიეფის შემთხვევაში.

თარაზულია მისი გამოსავალი იზოჰიფსების თანხედენილია ან მაიაი 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 შეკერისაკენ.

აღნიშნული დამოკიდებულება მართებულია უარყოფითი ზედაპირის შქონე რელიეფის შემთხვევაშიც (ნახ. 11.25).

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

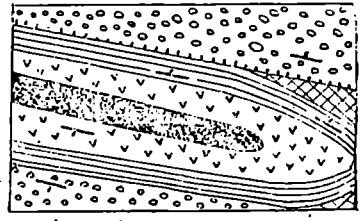
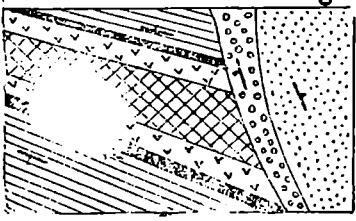
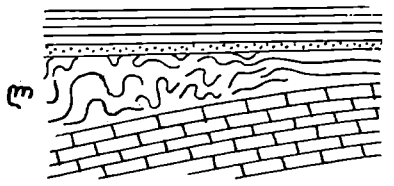
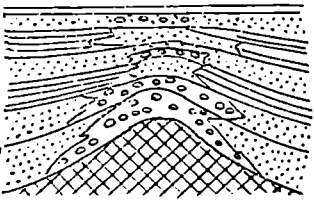
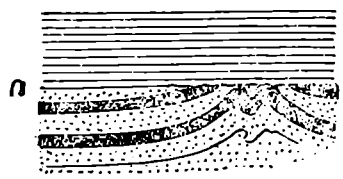
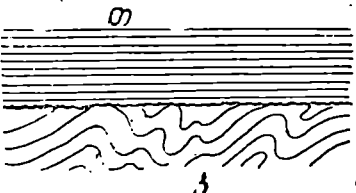
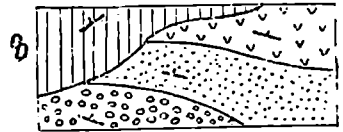
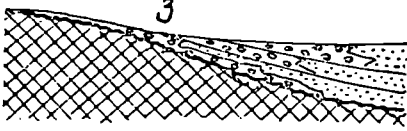
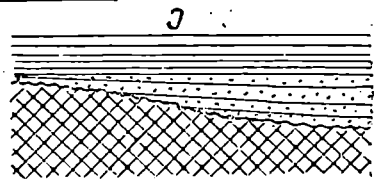
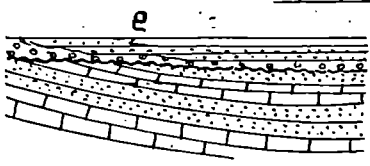
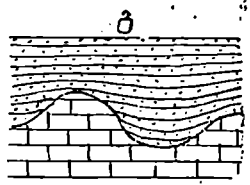
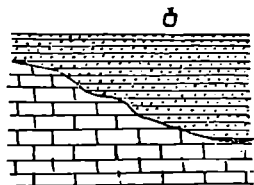
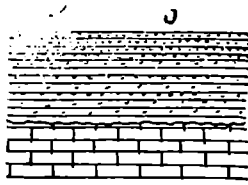
2. დანალექი წყვაების ურთიმართლადმოქმედებულება (თანხმობითი და უთანხმო განლაგება)

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

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

უთანხმოების წარმოქმნა მიმდინარეობს სტადიურად. თანდაპირველად წარმოიშობა ძველი ქანების კომპლექსი, შემდეგ სტადიაში ხდება აზვევა, 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 — ეფუზივებით ან ძველი ინტრუზული ქანების გადარეცხილ ზედაპირზე შეიძლება დაილექოს ახალგაზრდა შრეთა კომპლექსი, ან ამოინთხეს ლავეები და სხვა. ზედაპირს, რომელიც ერთმანეთისგან გამოყოფს ორი სხვადასხვა ასაკის ნალექთა კომპლექსს უთანხმოების ზედაპირი 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. მასასადამე, ახალგაზრდა წყების საგები არ



წარმოადგენს ქვეშედებარე 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.

არჩევნ უთანხმოების სხვადასხვა სახეებს. პარალელური ან უეროზიული 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 აზვევბასთან, როცა ადგილი არ ჰქონდა დანაოქებას.

პარალელური უთანხმოების ერთ-ერთ სახესხვაობას ფარული უთანხმოება 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 არჩევნ პარალელურ მილექვას და შემოლექვას. პარალელურ მილექვას ახასიათებს მკვეთრად გამოსახული უსწორმასწორო უთანხმოების ზედაპირი. უთანხმოების ზენოთ 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 აზვევბას, რომლის დროსაც მკვეთრი ეროზიული პროფილი ყალიბდება, ხოლო დამირვა 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 (ზინის 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 (დისკურსიული), ლ — წყალქვეშა მეწყრული უთანხმოება; აზიმუტური უთანხმოებები: მ — რეგიონალური, ნ — ადგილობრივი (ზ, მ, ნ — გეგმების ჩანახატებია დანარჩენი კრილების).

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

უთანხმოების ერთ-ერთ ძირითად სახეს კუთხური უთანხმოება 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 რეგიმის 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 რეგიონალური და ადგილობრივი.

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 თალი ასცდება ზღვის დონეს ან მოექცევა ტალღების მოძრაობის ზონაში, მაშინ თალური ნაწილში ხდება მისი გადარეცხვა, ხოლო ნაოჭის ფრთებზე გრძელდება ნორმალური დალექვა. სინკლინურ გაღუნებებში კი, ამავე პირობებში, გადარეცხვა ხდება ფრთებზე, ხოლო მისი გულის ამგებ ნალექებში ხარვეზები არ შეიმჩნევა.

ისეთ შემთხვევებში, როცა ნაოჭების ზრდა დალექვის თანადროულია, მაგრამ თალური ნაწილი ზღვის დონის ქვეშ რჩება, ე. ი. არ ხდება გადარეცხვა, მიიღება არა ადგილობრივი, არამედ დისპერსიული (გაფანტული) უთანხმოება. მისთვის დამახასიათებელია როგორც დაქანების კუთხეების ზრდა სტრატиграფიულად ძველი შრეებისაკენ, ასევე სიძქავრეების 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 წყალქვეშა მეწყრული 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 აზიმუტური უთანხმოება. ეს უთანხმოება იმაში გამოიხატება, რომ უთანხმოების ზედაპირით გამოყოფილი 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.

ესეთ უთანხმოებას, როდესაც წყებების დაქანების კუთხეებს შორის განსხვავება 1° -მდეა გეოგრაფიული, ანუ კარტოგრაფიული უთანხმოება ეწოდება. კუთხის სიმცირის გამო ასეთი უთანხმოებების დადგენა მხოლოდ ფართო ტერიტორიების შესწავლის შედეგად არის შესაძლებელი (ნახ. II.26, ზ).

უთანხმოების შემდეგ სახეს კიდური 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 კიდუებისაკენ ცალკეული პორიზონტების სიმძლავრეები მცირდება ან ზოგჯერ ისინი ისოლებიან კიდევ და ახალგაზრდა ნალექები ძველ წარმონაქმნებზე არიან განლაგებული სტრატиграფიული ხარვეზით. ამასთან, მათი დახრის კუთხე ძველ შრეებთან შედარებით ნაკლებია. კიდურა უთანხმოებებში, არჩევნად: 1) ტრანსგრესიულ გადაფარვას (ნახ. II.26, დ). 2) ტრანსგრესიულ და უთანხმო მილექვას და 3) რეგრესიულ მილექვას.

ტრანსგრესიული და უთანხმო მილექვა დამახასიათებელია აუზის ცენტრალური ნაწილებისათვის, როდესაც მისი (აუზის) კონტურები ფართოვდება საერთო დაძირვისა და ზღვის დონის აწევის შედეგად (ნახ. II. 26, ე).

რეგრესიული მილექვა 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 ნაოქების ფორმა, რაოდენობა, ღერძთა მდებარეობა და მიმართებები ერთმანეთს არ ემთხვევიან. ასეთი უთანხმოებების ზედაპირები სხვადასხვა სტრუქტურულ კომპლექსებს და სართულებს გამოპყოფენ.

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, ბაზალური 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 ბაზალური კონგლომერატი წარმოადგენს, რომლის ქვარვეალები ძველი წყების ქანებით არის აგებული და რომელიც ახალგაზრდა წყების ფუძეშია განლაგებული. ასეთი კონგლომერატი ხასიათდება მკირე სიმძლავრით, დიდი ჰორიზონტალური გავრცელებით; აღმავალ ჭრილში მას ცვლის უფრო წვრილმარტცლოვანი ნალექები. ბაზალური კონგლომერატი შიგაფორმაციულისაგან განსხვავებით ცუდად

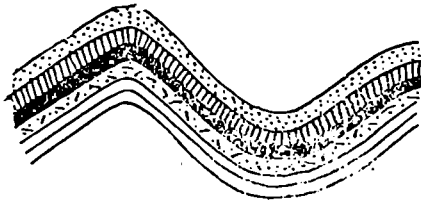
არის დახარისხებული. ტრანსგრესიულად განლაგებული წყება ყოველთვის არ იწყება ფუძის კონგლომერატით და ხშირად აგებულია წვრილმარცვლოვანი ქანებით: ქვიშაქვებით, მერგელებით, კირქვებით. ასეთ შემთხვევაში უთანხმოებაზე მიგვითითებს კრილში ზღვიური ნალექებიდან კონტინენტურისაქენ მკვეთრი გადასვლა და პირიქით. ან კიდევ, უთანხმოების ზედაპირზე და უშუალოდ მის ქვეშ მდებარე შრეებზე შერჩენილი ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვის ნიშნები. ასეთებია: გაკაყებული 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 ეპზოგენური პროცესების შედეგად. დანაოჭებას თან ახლავს შრეთა ურთიერთგადაადგილება დაშრეების 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 (მიწართულება 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 ლუნვის ნაოჭები. მაგრამ დანაოჭება ხდება ვერტიკალური ძალების (ქერქის ვერტიკალური დიფერენციალური მოძრაობები, ინტრუზივის, მარილის ან სხვა რომელიმე პლასტიკური ქანის შემოჭრა, მოცულობის შეცვლა და სხვ.) მოქმედებითაც, რასაც თან სდევს განივი ლუნვის ნაოჭების წარმოქმნა.



ნახ. II.27. ნაოჭები ვერტიკალურ კრილ-ში: 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. ნა-

ოჭის გვერდებს, რომლებიც გადაღუნვის ადგილას ერთდებიან — ფრთები ეწოდება.

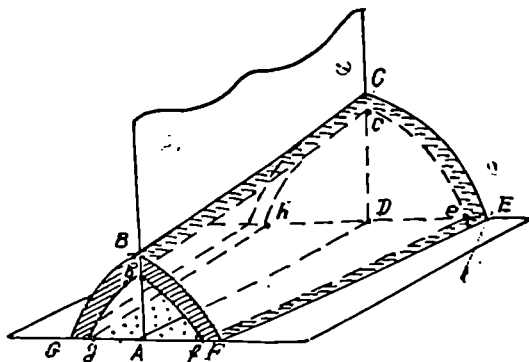
ნაოჭის ორი სახე არსებობს, ანტიკლინი და სინკლინი (ნახ. II.27). ანტიკლინი ისეთი ნაოჭია, რომლის ამოზნექილი ნაწილი მიმართულია ზევით. ანტიკლინის გული აგებულია ძველი ქანებით. სინკლინი კი ისეთი ნაოჭია, რომელიც ამოზნექილობით მიმართულია ქვევით. მისი გული, ანუ მულდა აგებულია უფრო ახალგაზრდა ნალექებით, ვიდრე ფრთები.

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

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

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

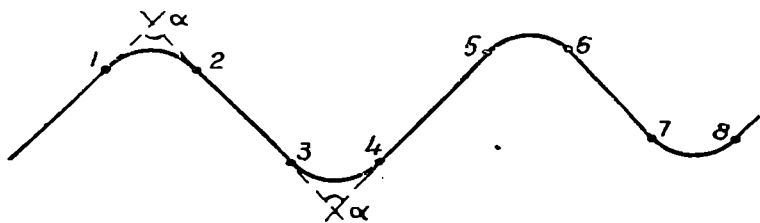
1 ნაოჭის ღერძის ეს განმარტება განსხვავებულია საბჭოთა ლიტერატურაში გავრცელებულისგან, სადაც ნაოჭის ღერძი ეწოდება ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გადაკვეთის ხაზს ჰორიზონტალურ სიბრტყესთან. მაგრამ, როგორც გ. ავირიტი (1966) სამართლიანად აღნიშნავს, მთელ ომამდელ საბჭოთა ლიტერატურაში და აგრეთვე უველგან საზღვარგარეთ ტერმინი „ნაოჭის ღერძი“ იმარტება 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. ნაოქის ელემენტები:

$ABCD$ — ღერძული სიბრტყე; $BFEC$ — ნაოქის ფრთა; $gbjch$ ნაოქის გული; BC — ნაოქის შარნირი ანუ ღერძი; AD — მისი ვერტიკალური პროექცია თარაზულ სიბრტყეში; EF — შრის მიმართება ნაოქის ფრთაში.

შარნირების, ანუ ღერძების რაოდენობა დამოკიდებულია ნაოქის ამგები შრეების რიცხვზე. შარნირი შეიძლება იყოს პორიზონტული, დახრილი, ტალღისებურად გაღუნული. უკანასკნელ ორ შემთხვევას შეესაბამება ნაოქის დაძირვა ან აზევება. ნაოქის დასახასიათებლად რუკაზე საკმარისია ერთი ღერძის დატანა. ზედაპირს, რომელიც ნაოქის ამგები შრეების გაღუნვის წერტილებზე გადის და რომელზეც ყველა შრის ღერძი მდებარეობს, ღერძული სიბრტყე ეწოდება. ის ნაოქის კუთხეს შუაზე ყოფს, ხოლო თვით ნაოქს კი ორ სიმეტრიულ ან თითქმის სიმეტრიულ ნაწილად. ღერძული სიბრტყე შეიძლება წარმოადგენდეს რთულ ზედაპირსაც. მდებარეობის მიხედვით ის შე-



ნახ. II. 29. ნაოქის ელემენტები კრილში:

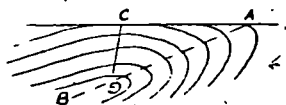
1—2, 5—6 — თალი ანუ კლიტე; 3—4, 7—8 — ძირი; 2—3, 4—5, 6—7 — ნაოქის ფრთები; α — ნაოქის კუთხე.

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 შარანი მდებარეობს ნაოქის ყველაზე მაღალ ადგილას. მაგრამ, ეს სავალდებულო არ არის. ხაზს, რომელიც აერთებს ერთი და იმავე შრეებრივობის სიბრტყის ყველაზე მაღალ წერტილებს, ნაოქის თხემი ეწოდება. ამ წერტილებზე გამავალი სიბრტყე წარმოადგენს თხემის ზედაპირს (ნახ. II.30.).

ნაოქების მორფოლოგიური სახეები. ნაოქების კლასიფიკაციის საფუძვლად მიღებულია მათი ფორმა და წარმოშობა. ამის მიხედვით არსებობს ნაოქების მორფოლოგიური და გენეტიური კლასიფიკაცია.

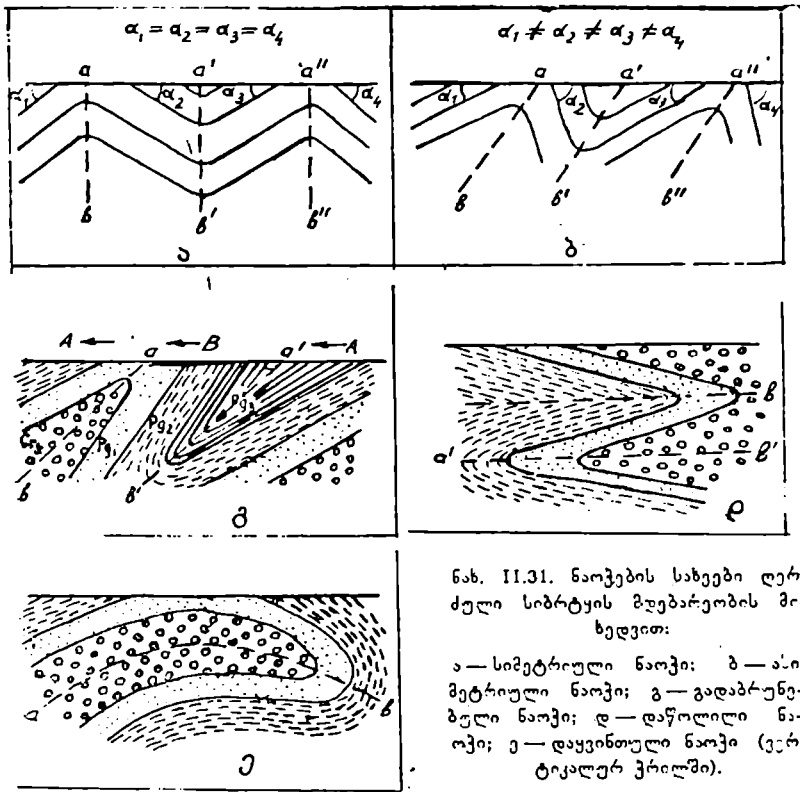
ნაოქების მორფოლოგიური კლასიფიკაცია დამყარებულია სხვადასხვა ნიშანზე: 1) ფრთებისა და ღერძული სიბრტყის დახრაზე, 2) ღერძული სიბრტყის მიმართ ფრთების მდებარეობაზე, 3) თალის ფორმაზე, 4) პირველადი სიმძლავრის ცვლაზე თალსა და ფრთებში და ა. შ.



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

ნაოქის ფრთების და ღერძული სიბრტყის დახრის მიხედვით არჩევენ: ა) სწორ ან უსიმეტრიულ ნაოქს, რომელშიც ფრთები ურთიერთსაწინააღმდეგოდ და ერთი და იმავე კუ-

თხით არიან დახრილი. ამასთან, ღერძული სიბრტყე ვერტიკალურია (ნახ. II.31, ა), ბ) დახრილ ანუ ასიმეტრიულ ნაოქს, სადაც ფრთები კვლავ ურთიერთსაწინააღმდეგოდ მიმართულებით ეცემიან, მაგრამ განსხვავებული კუთხეებით. აქედან გამომდინარე, ღერძული სიბრტყე დახრილია (ნახ. II.31, ბ), გ) გადაბრუნებულ (ნახ. II.31, გ) ნაოქს, რომელშიც ფრთები და ღერძული სიბრტყე ერთი და იმავე მიმართულებით ეცემიან, დ) დაწოლილ ნაოქს, სადაც როგორც ფრთები, ასევე ღერძული სიბრტყე თითქმის თარაზულია (ნახ. II.31, დ), ე) გადაყირავებულ ანუ დაყვინთულ ნაოქს, რომელშიც ღერძული სიბრტყე თარაზული მდებარეობის გავლით იღებს საწინააღმდეგო დაქანებას (ნახ. II.31, ე), ასეთ შემ-



ნახ. II.31. ნაოკების სახეები ღერძული სიბრტყის მუხებარეობის მიხედვით:

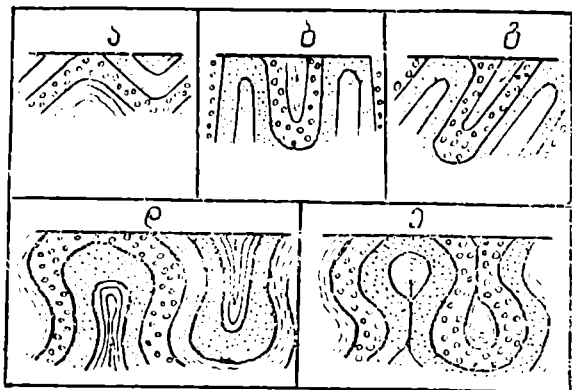
ა — სიმეტრიული ნაოკი; ბ — ასიმეტრიული ნაოკი; გ — გადაბრუნებული ნაოკი; დ — დაწოლილი ნაოკი; ე — დაყვინთული ნაოკი (ვერტიკალურ ქრილში).

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

გადაბრუნებულ, დაწოლილ და გადაყრავებულ ნაოკებში ერთ-ერთი ანტიკლინის ღერძული სიბრტყის ქვეშ მოქცეულ ფრთაში ძველი ქანები ახალგაზრდა ნალექების ზევით ექცევიან, ე. ი. შებრუნებული სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობით არიან განლაგებულნი.

ნაოკის ფრთების მდებარეობის მიხედვით ღერძული სიბრტყის მიმართ გამოიყოფა: ა) ნორმალური ნაოკები (ნახ. II.32, ა), როცა ფრთები ღერძული სიბრტყიდან გარეთ ეცევიან ანტიკლინებში და ღერძული სიბრტყისაგან სინკლინებში; ბ) იზოკლინური ნაოკები (ნახ. II.32, ბ, გ), როდესაც ფრთები ერთმანეთის და ღერძული სიბრტყის პარალელურია; გ) მარათეზური ნაოკები (ნახ. II.32, დ, ე), — ორივე ფრთა გადაყრავებულია და ქანები მარათეზურად ლაგდებიან ნაოკის თაღში და ძირში.

თალის ფორმის მიხედვით არჩევენ მახვილ (ნაოკის კუთხე $< 90^\circ$) ბლაგვ (ნაოკის კუთხე $> 90^\circ$) და კოლოფისებურ ნაოკებს. (ნახ. 11.33, ბ). უკანასკნელს, ფართე და მეტ-ნაკლებად სწორი თალი აქვს და შვეული ფრთები.



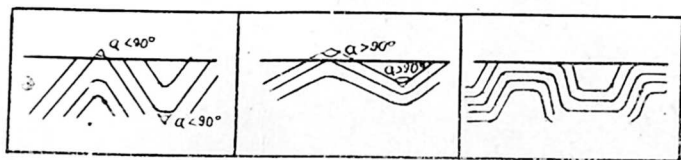
ნახ. 11.32. ნაოკების სახეები ფრთების მდებარეობის მიხედვით:

ა — ნორმალური ნაოკები; ბ, გ — იზოკლინური ნაოკები (ბ — ამართული იზოკლინური ნაოკები, გ — დაბრილი იზოკლინური ნაოკები), დ, ე — მაროსებური ნაოკები.

შრეების სიმძლავრეების შეფარდების მიხედვით თალურ ნაწილში და ფრთებში ანსხვავებენ: მსგავს ნაოკებს (ნახ. 11.34, ა), სადაც სიმძლავრეები თალურ ნაწილში ფრთებთან შედარებით დიდია. კონცენტრულ ნაოკებს (ნახ. 11.34, ბ) თანაბარი სიმძლავრეებით თალსა და ფრთებში (ამასთან, სიღრმეში სინკლინები იშლება, ხოლო ანტიკლინის ფრთებს შედარებით ციკაბო დაქანება აქვთ) და ანტიკლინებს. რომელთაც თალურ ნაწილში შედარებით მცირე სიმძლავრე ახასიათებთ (ნახ. 11.34, გ): უკანასკნელს რთულ სახეს წარმოადგენს ე. წ. დიაპირული ნაოკი (მარილიანი, თიხიანი, მაგმური). დიაპირები ანტიკლინური სტრუქტურებია. რომლებიც წარმოიქმნება პლასტიკური ქანების შეჭრის შედეგად თალური ნაწილის უფრო მყიფე ქანებში. დიაპირებში არჩევენ გულს, აგებულს პლასტიკური ქანებით: მარილით, ანჰიდრიტით, თაბაშირით ან წყლით გაყვანილი თიხებით, და შეწვეულ ქანებს. გულის ამგები ქანების სტრუქტურა ნეტად რთულია. ისინი ვიწრო შეკუმშულ ნაოკებს ქმნიან. რაც პლასტიკური ქანების დინებით არის გამოწვეული. გულის ამგები ცალკეული შრე-

ები ხასიათდება რთული გალუნვით, არაწესიერი ფორმის ნაბერებით და სხვა. ზოგადად დიაპირის გული ხასიათდება დამრეცი თალით და ციკაბო ფრთებით (ნახ. II.35).

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



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

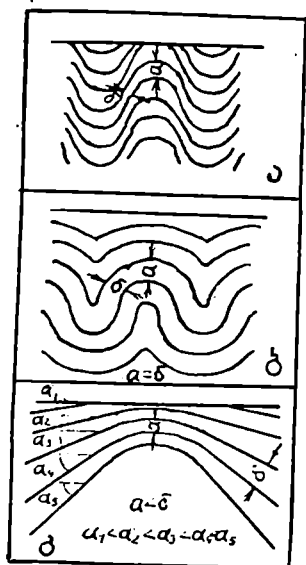
ცაბო დაქანებები აქვთ. ხშირად ყირაზეც კი დგანან. კონტაქტის ზოლში ვითარდება მსხვრევის ზონები. კონტაქტებში გამოსახული ეს რთული სურათი გულიდან მცირე მანძილზე ქრება.

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

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

შარნირის დახრა გამოწვეულია ნაოკის დაძირვით ან აზევებით. დაძირული ღერძის შემთხვევაში სხვადასხვა ფრთის ამგები შრეების გამოსავლები იკვრებიან. ანტიკლინის შემთხვევაში ეს პერიკლინური დაბოლოებაა და ღერძი იძირება, ხოლო სინკლინური ლაპარაკობენ ცენტრიკლინურ დაბოლოებაზე ან ცენტრიკლინზე, ამ დროს ღერძი ზეეებას განიცდის.

ნაოკის დაძირვის ადგილებში, ნაოკებს 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).



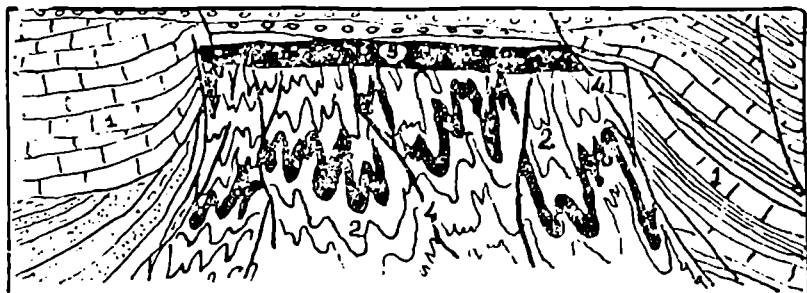
ნახ. II.34. ნაოკების სახეები სიმპლარეების შეფარების მიხედვით თაღში და ფრთებში:

- ა — მსკავსი ნაოკები; ბ — კონცენტრული ნაოკები;
- გ — ანტიკლინები გათხელებული თაღებით.

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

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

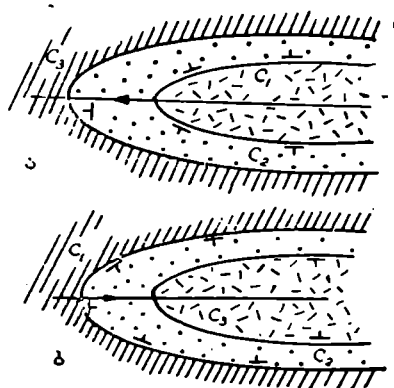
ნაოკი უსასრულოდ არ გრძელდება. მას აქვს დასაწყისი და ბოლო. ნაოკის სიგრძე განისაზღვრება მანძილით მისივე მიმართების გასწვრივ ერთი და იმავე შრის ორ უკიდურეს დაძირვას ან აზევებას შორის, ხოლო ნაოკის განიარის მანძილი ორი მეზობელი ანტიკლინის (სინკლინის) ღერძულ სიბრტყეებს შორის. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ნაოკის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



ნახ. II.35. დაპირული ნაოკი (ა. მიხაილოვის მიხედვით):

1 — შეცვლილი ქანები; 2 — გულის ამგები პლასტიკური ქანები; 3 — მარლის ქედი; — 4 — რღვევები.

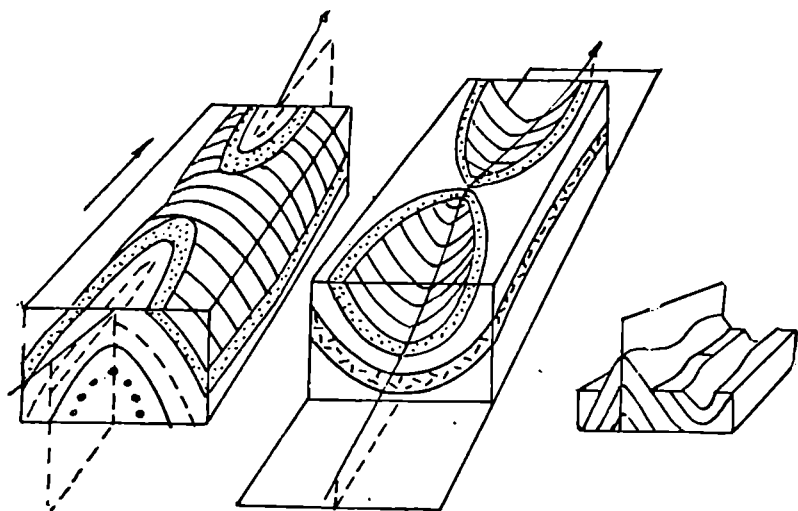
ნაოკის სიგრძისა და სიგანის შეფარდების მიხედვით არჩევენ: 1) ხაზოვან ნაოკებს, რომელთა სიგრძე გაცილებით ჭარბობს სიგანეს. მათთვის დამახასიათებელია ღერძის მეტ-ნაკლები სწორხაზოვნება ან გალუნვა ღერძული სიბრტყის მართობულ სიბრტყეში, 2) ბრაქი ნაოკებს, რომელთა სიგრძის შეფარდება სიგანესთან 2—5 ტოლია და 3) გუმბათისებურ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



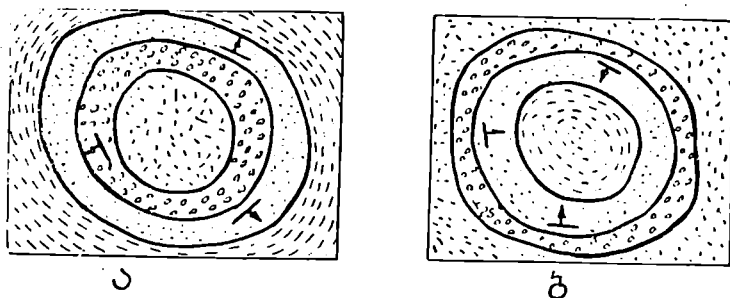
ნახ. II.36. ნაოკის პერიკლინური (ა) და ცენტრიკლინური (ბ) დაბოლოება.

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

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



ნახ. 11.37. ნაოჭების უნდულაცია.



ნახ. 11.38. გუმბათისებური ანტიკლინი (ა); ჭამისებური სინკლინი (ბ).

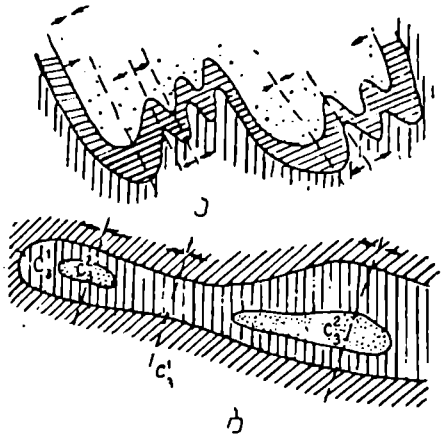
დანაოჭების პროცესში ქანების ფიზიკურ-მექანიკურ თვისებებს მნიშვნელოვანი როლი ენიჭება. მკვრივი კირქვები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები, რომელთაც საკმაოდ დიდი სიმძლავრე გააჩნიათ და ტლანქშრეებრივი ან მასიური აგებულებით ხასიათდებიან მტკიცე, ანუ კომპეტენტურ ქანებად ითვლებიან და დანაოჭებისას წარმოქმნიან დიდი ზომისა 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.

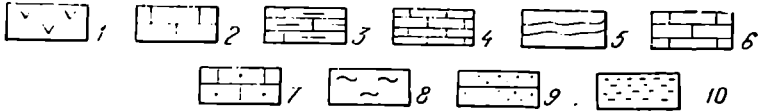
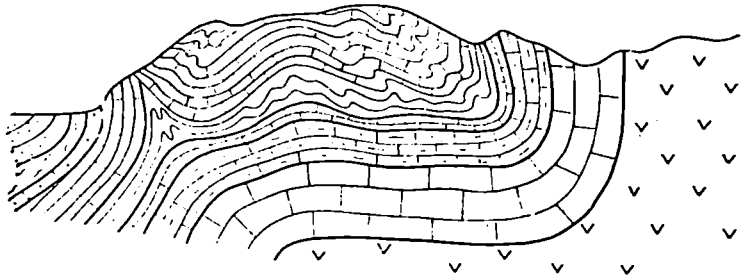
პლასტიკური ქანები, რომლებიც მორიგეობენ კომპეტენტურ შრეებთან და მათთან ერთად ვანიცლიან დანაოჭებას, მტკიცე ქანებით აგებული დიდი ნაოჭის ფონზე წარმოქმნიან მცირე ასიმეტრიულ ე. წ. წათრევის ნაოჭებს. აღნიშნული მოვლენა დისპარმონიული დანაოჭების სახელწოდებით არის ცნობილი (ნახ. II.40). აღსანიშნავია, რომ პლასტიკურ შრეებში განვითარებულ წათრევის ნაოჭებში ღერძული სიბრტყეები გადახრილია 1 რიგის ანტიკლინის თალისაკენ. ეს მნიშვნელოვანი ნიშანია ანტიკლინის და სინკლინის მდებარეობისა და შრეების ნორმალური განლაგების დასადგენად.

დისპარმონიული დანაოჭება განსაკუთრებულად მკაფიოა დიაპირულ ნაოჭებში, რომლებშიც ნაოჭის გულის პლასტიკური ქანები დეფორმაციის შედეგად გამოიწებებიან ზევით და ჰკვეთენ ხოლმე ანტიკლინის თალს.

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



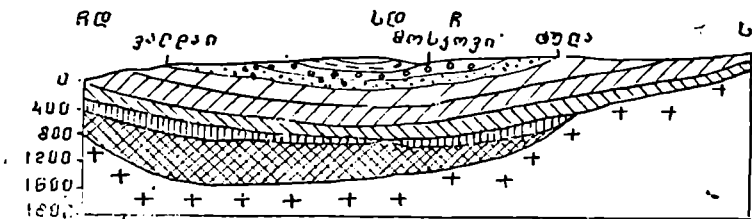
ნახ. II.39. სხვადასხვა რიგის ნაოჭები: 1 რიგის ნაოჭის ფრთებში ღერძის პარალელური (ა) და გარდიაგონალური (ბ) ნაოჭების განვითარება.



ნახ. II.40. დისპარჰონიული დანაოქება რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

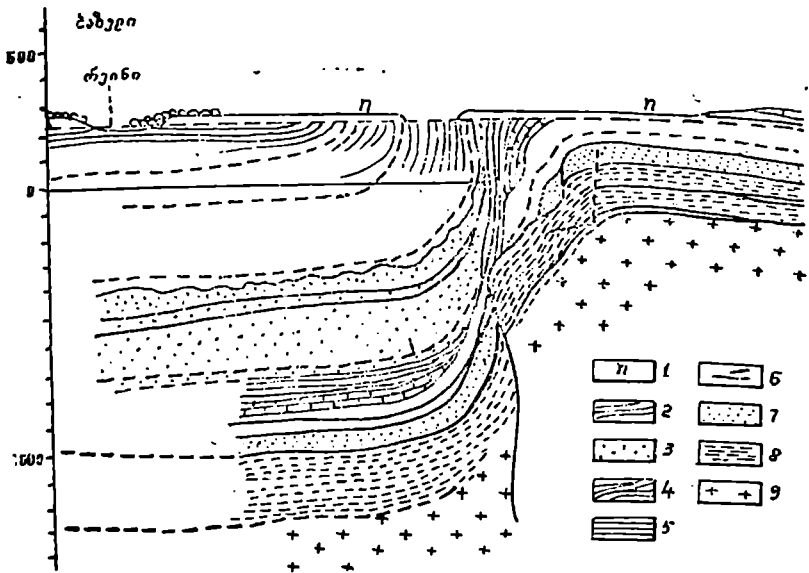
1. ბაიოსის პორფირიტული წყება; 2. ქვედანეოკომური მასიური კირქვები; 3. ბარემული ტლანქშრეებრივი კირქვები; 4. აბტური კირქვები; 5. ალბ-სენომანური თიხები და შერგელები; 6. ზედაცარცული თხელშრეებრივი კირქვები; 7. პალეოცენის კრისტალური კირქვები; 8. შუაეოცენური ქვიშიანი კირქვები; 9. მაიკოპის წყება; 10. ჩოკრაყული 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 ფლექსურა ეწოდება (ნახ. II.42). ფლექსურა ასახავს ვერტიკალური მოძრაობის მიმართულეების მკვეთრი შეცვლის საზღვარს და ამ მოძრაობის ამპლიტუ-



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

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



ნახ. II.42. ფლექსურა. კრილი მდინარე რეინის ხეობაში ბაზელთან (ა. გეიმის მიხედვით).

1 — ალუვიური ტერასები; 2 — მესამეული; 3 — იურა; 4 — ზედა ტრასი; 5 — შუა ტრასი; 6 — ანჰიდრიტი და თაბაშირი; 7 — ქვედა ტრასი; 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 შეჰადგენელ ნაწილში, მუხლის სივანე გაზომილი მიწართების გასწვრივ და ვერტიკალური ამპლიტუდა.

ზოგიერთ უბნებში ერთმანეთის მიყოლებით განვითარებულია ფლექსურების მთელი სერია. მათ ფლექსურების „კ ა ს კ ა დ ე ბ ი“ ან „კ ი ბ ე ე ბ ი“ ეწოდებათ.

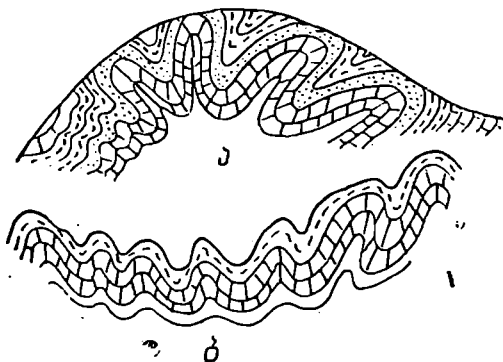
ნაოჭა კომპლექსები. ზემოთ განხილული ელემენტარული ნაოჭები ანტიკლინები და სინკლინები დედამიწის ქერქში ხშირად ქმნიან კანონზომიერ ერთობლიობას, ანუ ნაოჭა კომპლექსებს. თუ კომპლექსები მთლიანობაში ანტიკლინურ ან სინკლინურ ნაგებობას წარმოადგენს, მათ შესაბამისად ანტიკლინორიუმები და სინკლინორიუმები ეწოდებათ (ნახ.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

ოქა 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.

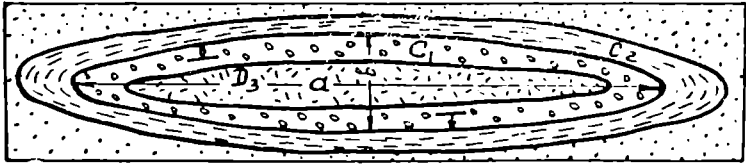
2. შრეების გამეორებაში დაცულია ასაკობრივი თანმიმდევრობა, ამასთან, ანტიკლინის შემთხვევაში ცენტრულ ნაწილში გამოდიან ძველი შრეები, რომელთაც ირგვლივ სიმეტრიულად ახალგაზრდა ნალექების შრეები მიუყვებიან. ამ შრეების ასაკი მით უფრო ახალგაზრდაა, რაც უფრო მეტად არიან დაშორებული ღერძიდან. სინკლინის შემთხვევაში კი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



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

3. შრეების გამოსავლების მოხაზულობა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ ნაოჭის ფორმა. 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 თალის ხასიათზე მიუთითებს.

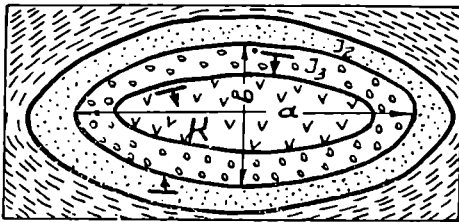


ნახ. II.44. ხაზოვანი ნაოჭი.

შრეების გამოსაველების შეკვრა ანტიკლინის შემთხვევაში მისი დაძირვის მიმართულებას გვიჩვენებს, სინკლინის შემთხვევაში კი აზეების მიმართულებას.

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

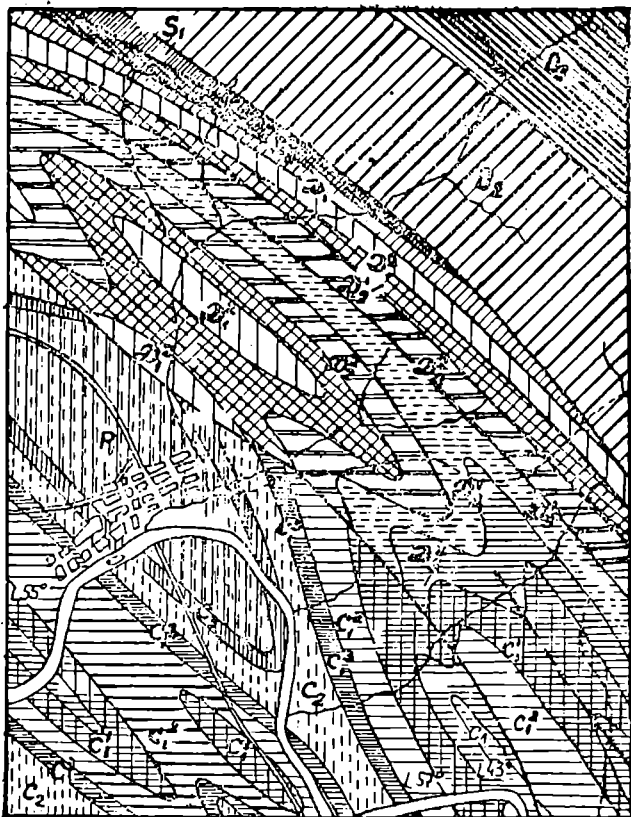
6. რუკაზე შრეების გამოსაველების ზოლების სიგანე მისი სიმძლავრის პირდაპირპროპორციულია, ხოლო ფრთების დაქანების კუთხის — უკუპროპორციული.



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 სავლელ დაკვირვებების შედეგად მიღებული ფაქტიური მასალა (დაკვირვების წერტილები, ნალექების ლითოლოგია, წოლის ელემენტები და ა. შ.). ამის შემდეგ, ნაოჭის ფრთების ამგები შრეების გამოსაველების აგება შეიძლება იმავე წესით, როგორც ეს ხდება დახრილად განლაგებული შრეებისათვის. შრეთა გადაღუნვის წერტილების დასადგენად საჭიროა ნაოჭის ღერძული სიბრტყის გამოსაველის აგებაც, ვინაიდან, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ეს სიბრტყე წარმოადგენს ნაოჭის ამგები შრეების გადაღუნვის წერტილთა გეომეტრიულ ადგილს.



ნახ. II.46. ნაოკა სტრუქტურების გამოსახულება გეოლოგიურ რუკაზე (ვ. აპროლოვის მიხედვით).

საველე პირობებში ნაოკის ღერძული სიბრტყის წოლის ელემენტების გაზომვის საშუალება იშვიათად გვეძლევა. გარდა იმ შემთხვევებისა, როცა საკმე 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 კრილების საშუალებით.

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

ან სწორი), თუ ასეთი წერტილები რუკაზე არსებობს. სხვა შემთხვევებში კი, ღერძული სიბრტყის გამოსავლის აგება შეიძლება ფრთების ამგები შრეებრივობის ზედაპირების სტრატოიზოპიფსების 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 იზოპიფსებს შორის შუა მანძილზე, ხოლო პერიკლინური დაბოლოების უბნებში — ერთსახელა სტრატოიზოპიფსების 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:

$$\alpha = 90^\circ - \frac{\beta - \gamma}{2} \dots (6),$$

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 $\alpha = \frac{\beta + \alpha}{2} \dots (7)$.

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 ნაოქის ლერძული სიბრტყე კარგად ახასიათებს ნაოქის ბუნებას მხოლოდ გარდიგარდმო მიმართულებით. ნაოქის გრძივი მიმართულებით კი სრულ დახასიათებას იძლევა მისი ლერძი, რომელიც მიუთითებს ნაოქის დაძირვასა თუ აწევაზე ან მის თარაზულობაზე.

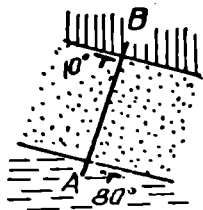
გეოლოგიურ რუკებზე ნაოქის ლერძი გამოისახება მისი გეგმილის სახით. ნაოქის ლერძი, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, არის შრის ერთ-ერთი გვერდის მაქსიმალური გადაღუნვის წერტილთა შემაერთებელი ხაზი. ამიტომ, ნაოქში იმდენი ლერძის გატარება შეიძლება, რამდენი ზედაპირიც იღებს მონაწილეობას მის აგებულებაში. ნაოქის ლერძები განლაგებულია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

ნაოქის ლერძის ორიენტაციის გარკვევა ხდება ისევე, როგორც ლერძული სიბრტყისა. ხოლო რუკაზე მისი გეგმილის დასაბუნად საჭიროა ნაოქის ორივე ფრთაში ერთი და იმავე შრეებრივობის ზედაპირისათვის გავატაროთ ორი სხვადასხვა სტრატოიზოპიფსი. თუ ლერძი თარაზულია, ეს სტრატოიზოპიფსები ერთმანეთისა და ლერძის გეგმილის პარალელური იქნება, ხოლო თუ ლერძი იძირება, ისინი ერთმანეთს გადაკვეთენ. ნაოქის ფრთების ერთსახელა სტრატოიზოპიფსების გადაკვეთის წერტილების შეერთებით მივიღებთ ლერძის გეგმილს, რომელსაც მიმართულებას მივცემთ მაღალი სტრატოიზოპიფსიდან დაბლისკენ. ლერძის 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 ლერძის დაძირვის კუთხეა.

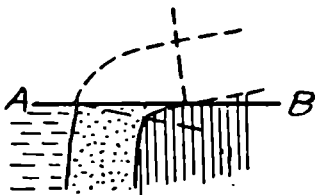
ახლა განვიხილოთ ნაოქების გეოლოგიურ ჭრილებზე გამოსახვის შემთხვევები.

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 სიმაღლარე. მიღებულ წერტილებზე გავატაროთ მრუდე ხაზები სახურავის და საგების პარალელურად. აგებულ ჭრილზე ნათლად ჩანს შრის გაღუნვა, რომელმაც გამოიწვია დახრის კუთხეების მკვეთრი განსხვავება.



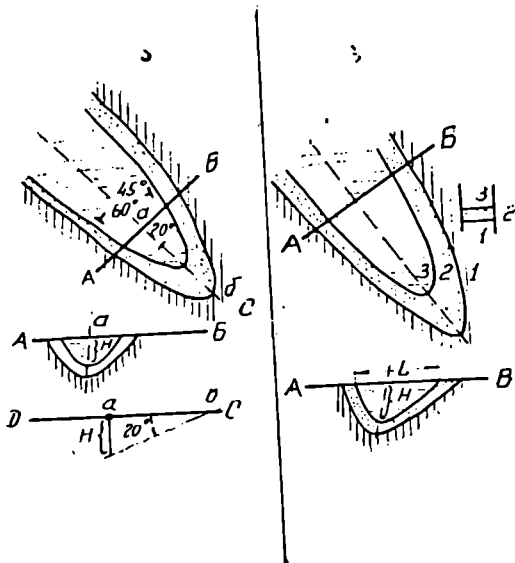
ახლა განვიხილოთ ჭრილის აგების ხერხი სინკლინისთვის, რომლის ფრთებს განსხვავებული დაქანებები აქვთ და რომლის ლერძი იძირება 20° -იანი კუთხით (ნახ. II.48, ა). AB მიმართულებით ჭრილის აგებას ვიწყებთ ლერძული სიბრტყის დატანით: ამისათვის საჭიროა ვიპოვოთ რუ-



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

კაზე ჭრილის ხაზის და შარნირის გადაკვეთის წერტილი და გადავიტანოთ იგი ჭრილის ხაზზე (ა). აღნიშნულ წერტილზე ვატარებთ ლერძული სიბრტყის პროექციას იმ ვარაუდით, რომ სინკლინებში ლერძული სიბრტყე გადახრილია ციკაბოდ დახრილი ფრთისაკენ, ხოლო ანტიკლინებში კი — დამრეცი ფრთისაკენ. ლერძული სიბრტყის გადახრა მიახლოებით განისაზღვრება ფრთების ასიმეტრიულობის და დახრის კუთხეების მიხედვით. შემდეგ დაგვაქვს შრეებრივობის სიბრტყეების კვალი ჭრილზე წოლის ელემენტების მიხედვით ორივე ფრთაში. ნაოქის შარნირის განლაგების სიღრმის განსაზღვრა შეიძლება დაძირვის კუთხის მიხედვით. ამისათვის საჭიროა ავაგოთ დამატებითი ჭრილი ნაოქის შარნირის გასწვრივ (DC). თუ H სიდიდეს გადავიტანთ AB ჭრილზე მივიღებთ გადაღუნვის წერტილს. ნაოქის ამგები დანარჩენი სიბრტყეების გავლება მიღებული მრუდის პარალელურად შესაძლებელია შრეთა სიმაღლარის გათვალისწინებით.

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

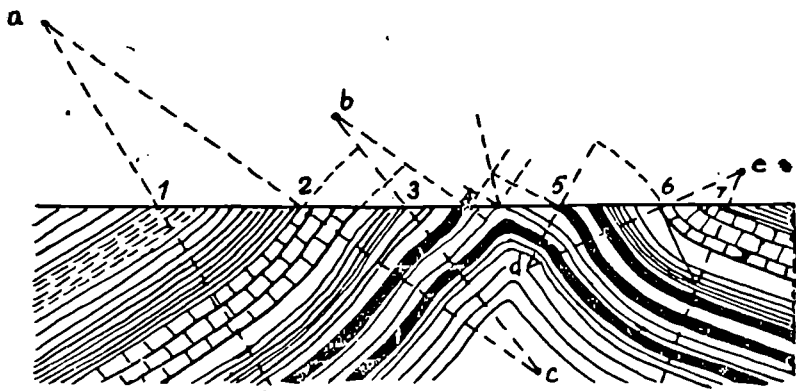


ნახ. II.48. სინკლინის გამოსახვა კრილში.

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 კრილზე ერთი და იმავე სიბრტყის გამოსავალ წერტილებს შორის მანძილის ნახევრით. აღნიშნული ხერხით აიგება ყველა სახის ნაოჭი: სიმეტრიული, ასიმეტრიული, დაწოლილი და სხვა.

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

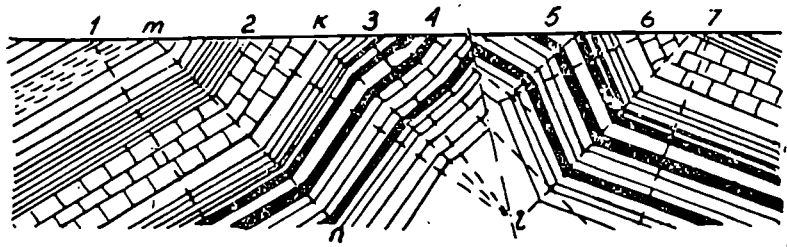
თავდაპირველად, რუკაზე კრილის ხაზის და თითოეული გამოსავლის გადაკვეთის წერტილი გადაგვაქვს პროფილზე შესაბამისი ელემენტებით (ნახ. II.49). ყოველ წერტილზე ვატარებთ დაქანების მართობს მომდევნო მართობის გადაკვეთამდე. მიღებული გადაკვეთის წერტილები (*a, b, c...*) წარმოადგენენ ცენტრებს, ხოლო მართობების მონაკვეთები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



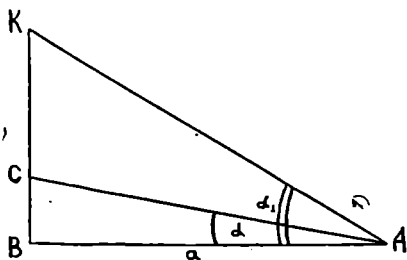
ნახ. II.49. ნაოქის გამოსახვა კრილში რადიუსების მეთოდით.

ვატარდება შრეთა სიმძლავრის და სტრატო-გრაფიული თანმიმდევრობის გათვალისწინებით, წარმოადგენს რუკაზე მოცემული ნაოქის გამოსახულებას ვერტიკალურ კრილში. თალურ 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 უგულვებლსაყოფად საჭიროა ჯერ გავატაროთ პერპენდიკულარებით შექმნილი კუთხეების ბისექტრისები და ყოველი წერტილის მონაკეში გავავრცელოთ ამ ბისექტრისამდე, ხოლო შემდეგ გავატაროთ მონაკვეთები. მიღებული ტეხილი ხაზები წარმოადგენენ ნაოქის გამოსახულებას კრილში (ნახ. II.50).



ნახ. II.50. ნაოქის გამოსახვა კრილში რადიუსების მეთოდით მკვეთრად განსხვავებული დახრის კუთხეების შემთხვევაში.



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

ჭრილების აგებისას სასურველია, რომ ვერტიკალური და პორიზონტალური 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 კეშმარიტი დახრის კუთხე. $\triangle BAC$ -ში BC კათეტი შეესაბამება ჭრილის ვერტიკალურ მასშტაბს, ხოლო AB პორიზონტალურს. ვერტიკალური მასშტაბის გაზრდისას n -ჯერ მივიღებთ $\triangle BAK$ -ს, რომელშიც $BK = n \cdot CB$.

$\triangle BAC$ -დან $CB = BA \cdot \operatorname{tg} \alpha$; $\triangle BAK$ -დან. $BK = BA \cdot \operatorname{tg} \alpha_1$,
სადაც α_1 — არის სიბრტყის დახრის კუთხე დამახინჯებული მასშტაბის პროფილზე.

მაშასადამე,

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

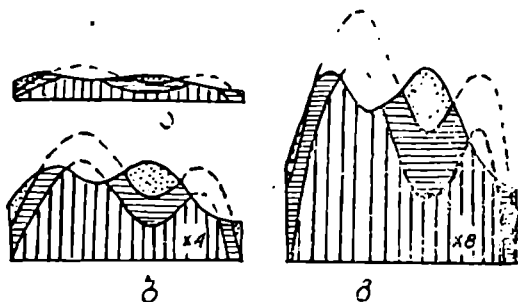
$$BA \cdot \operatorname{tg} \alpha = \frac{BA \cdot \operatorname{tg} \alpha_1}{n}, \quad \text{ე. ი. } \operatorname{tg} \alpha = n \cdot \operatorname{tg} \alpha_1. \quad (8)$$

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

4. წვეტიანი 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 აპკვარ დეფორმაციებს წყვეტილი აშლილობები ან დისლოკაციები ეწოდება.



ნახ. 11.52. ვერტიკალური მასშტაბის გაზრდით გამოწვეული დამახინჯებანი:

ა — ვერტიკალური და პორიზონტული მასშტაბები ტოლა; ბ — ვერტიკალური მასშტაბი აღემატება პორიზონტულს ოთხჯერ; გ — რვაჯერ.

ნაპრალები. ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი ეწოდება ქანებში განვითარებულ წყვეტებს, რომელთა გასწვრივ გადაინაცვლება ან საერთოდ არ ხდება, ანდა უმნიშვნელო სიდიდისაა. ნაპრაღთა ერთობლიობა ქანის 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 თვალთ 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 დაშრევეების სიბრტყის წოლის ელემენტების მსგავსად იზომება.

სივრცობრივი ორიენტაციის მიხედვით ნაპრალები შეიძლება დავაჯგუფოთ სერეებად ან სისტემებად.

პირველი აერთიანებს მეტ-ნაკლებად პარალელურ, ხოლო მეორე კი — პარალელურ ნაპრალებს. ამდენად, სერია შეიძლება ორი ან მეტი სისტემის ნაპრალებს მოიცავდეს. ზოგჯერ ნაპრაღთა ერთი სისტემა მეორეზე უკეთ არის განვითარებული და მაშინ მას მთავარს უწოდებენ.

დაფიქლება ნეიტრალური ტერმინია და ნიშნავს ნებისმიერი მიმართულებით ქანების დანაწევრებას ნაპრაღთა ხშირი სისტემით. პირველადი წარმოშობის ხშირ ნაპრაღებს ფიქლებრივობა ეწოდება, ხოლო ტექტონიკური წარმოშობის დაფიქლებას კი — კლივიაცი. არჩევან აგრეთვე განწევრებას, რომელიც არატექტონიკურ ნაპრაღოვნებას წარმოადგენს და მის შედეგად ქანები განსაზღვრული ფორმის სხეულებად ნაწევრდებიან.

ნაპრაღოვნების რაოდენობრივი შეფასებისათვის შემოღებულია კუთრი ნაპრაღოვნების და ნაპრაღთა სიხშირის ცნებები. კუთრი ნაპრაღოვნება ეწოდება თვალთ ხილულ ნაპრაღთა რაოდენობას გაშიშვლებული ქანების ერთ გრძივ მეტრზე. ნაპრაღთა სიხშირე გაშიშვლების ერთ კვადრატულ მეტრზე მოსულ ნაპრაღთა რაოდენობაა.

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

ნაპრაღების კლასიფიკაცია. ნაპრაღები შეიძლება დაჯგუფებულ იქნენ გეომეტრიული ან გენეტური პრინციპით. აღნიშნული კლასიფიკაციები ნაპრაღოვნებას სხვადასხვა თვალსაზრისით განიხილავენ და აპიტომ ერთმანეთს ავსებენ. გეომეტრიული კლასიფიკაცია ატარებს აღწერით ხასიათს. ის შიშვლებით მარტივია, მაგრამ არ იძლევა წარმოდგენას ნაპრაღთა წარმოშობაზე. გენეტური კლასიფიკაცია გულისხმობს ნაპრაღთა დაჯგუფებას წარმოშობის მიხედვით, თუმცა ეს ყოველთვის არ ხერხდება.

ნაპრაღების გეომეტრიული კლასიფიკაცია. მკვეთრად გამოსახული შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის ნაპრაღთა დანაწევრება და მეტამორფულ ქანებში გამოყოფენ (ნახ. II.53) განივ, გასწვრივ, ირიბ და თანხვდენილ ნაპრაღებს. განივი ნაპრაღები შრეობრიობას ან ფიქლებრივობას დაქანების მიმართულებით კვეთენ. გასწვრივი ნაპრაღები მიმართების პარალელურია, მაგრამ ვერტიკალურ კრილებში მათი გამკვეთია. ირიბი ნაპრაღები შრეებრივობისა და ფიქლებრივობის მიმართებასა და დაქანებას კვეთენ. თანხვდენილი ნაპრაღები სივრცეში შრეობრივობის ელემენტების პარალელურია.

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

შვეულს — 80--დან 90°-მდე
 ციკაბოს — 45-დან 80°-მდე
 დამრეცს — 10-დან 45°-მდე
 თარაზულს — 0-დან 10°-მდე

დაქანების კუთხეებით;

— " — " —
 — " — " —
 — " — " —

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

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

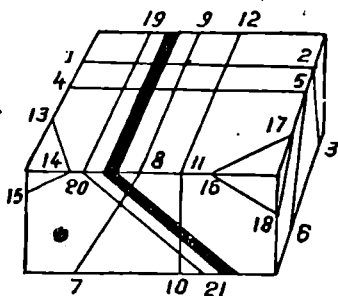
II. ტექტონიკურ ნაპრალებს: 1. მოწყვეტის, 2. სხლეტვის და 3. გასრესვის.

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

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

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

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



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 — თანხვენილი 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.

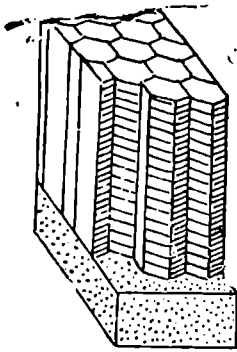
რომელიმე წახნაგის განუვითარებლობამ შეიძლება გამოაწვიოს ხუთ და ოთხწახნაგა პრიზმების წარმოქმნა. სფერული განწევრება წარმოიქმნება ლავური განფენების უმეტესად წყალქვეშ სწრაფი გაციების დროს.

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

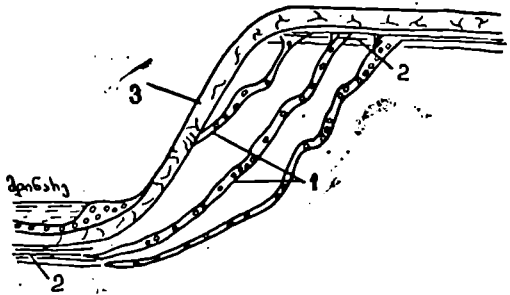
მეწყობის, ჩამოქცევის და ჩაქცევის ნაპრალები (გრავიტაციული) საკმაოდ ფართოდ არიან გავრცელებული, მაგრამ ყოველთვის ადგილობრივ ხასიათს ატარებენ. ისინი ძირითადად სიმძიმის ძალის მოქმედების შედეგად ვითარდებიან და იყენებენ ნებისმიერი სახის არსებულ ნაპრალობა ზედაპირებს. ამის გამო საკუთრივ გრავიტაციულ ნაპრალობა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

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 გამოწებრვას, რასაც თან სდევს ორი ტიპის დამახასიათებელი ნაპრალების გაჩენა (ნახ. II.55).

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



ნახ. 11.54. ამონთხეულ ქანებში განვითარებული ჰექსაგონალური სვეტური განწევა და მისი დამოკიდებულება ბრტყელ კონტაქტთან (ფ. ლახის მიხედვით). შემცველი ქანები წერტილებით არის ნაჩვენები.



ნახ. 11.55. კილური განტვირთვისა (1) და განწრეკების (2) ნაპრალოთა განლაგების სქემა (ა. ლიკოშინის მიხედვით).

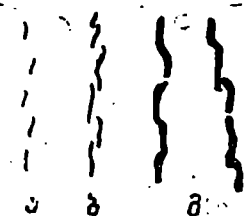
ციფრით 3 ნაჩვენებია გამოფიტული ზონა.

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

ტექტონიკური ნაპრალები წარმოიქმნებიან ტექტონიკური ძალების ზეგავლენით. ამ დროს წარმოქმნილ დეფორმაციებს თითქმის ყოველთვის თან სდევს ნაპრალოთა გაჩენა.

ტექტონიკური ნაპრალების ძირითადი გენეტიური ტიპებია: მოწყვეტის, სხლეტვის და გასრესვის ნაპრალები. განვიხილოთ მოკლედ ამ ნაპრალოთა დამახასიათებელი ნიშნები.

მოწყვეტის ნაპრალები ჩვეულებრივად გახსნილი არიან და რაიმე გადანაცვლების კვალს არ ატარებენ. შექმნილი სიციარიელე ხშირად ამოვსებულია სხვადასხვაგვარი (ჰიდროთერმული, მაგმური, ზოგჯერ კლასტური) წარმონაქმნებით. მათი ზედაპირები უსწორმასწოროა, ხაოიანი, ზოგჯერ დაკბილულიც. მოწყვეტის ნაპრალების გასწვრივ ქანები მსხვრეეას განიცდიან. ნატეხები და დიდი მარცვლები ხშირად ამოიგლიჯებიან თავიანთი „ბუღიდან“ და ნაპრალის კედლებზე შესაბამის ჩაღრმავებებს ტოვებენ. ეს ნაპრალები



ნახ. II.56. მოწყვეტის ნაპრაღის ზრღის სქემა (ვ. ბელოუსოვის მიხედვით.)

ა, ბ, გ — ზრღის სტადიები.

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

მოწყვეტის ნაპრაღები შეიძლება როგორც რეგიონალური, ისე ლოკალური ხასიათის იყვნენ. მოწყვეტის რეგიონალური ნაპრაღები ვითარდებიან ქანებში, რომელთაც გაჭიმვა განუცდიათ. ამ პირობებში ჩვეულებრივ წარმოიქმნება ციცაბოდ დაზრილი ნაპრაღების ერთი სისტემა, რომელიც ნაოჭების მიმართ გარდიგარდმო ორიენტაციისა იქნება. იზომეტრიული ფორმის ნაოჭებში მოწყვეტის ნაპრაღები რადიალური და კონცენტრული განაწილებით ხასიათდებიან. ამ სახის ნაპრაღები ყველაზე ხშირად სტრუქტურების

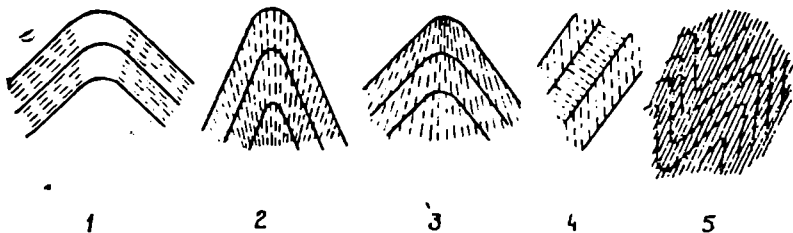
გადაღუნვის ადგილებს უკავშირდებიან, რაც ასეთი უბნების გაჭიმვით აიხსნება.

სხლეტვის ნაპრაღები ჩვეულებრივ მკიდროდ არიან დახურული. მათ გააჩნიათ გლუვი ზედაპირები, რომლებზეც ხშირად შეიძინევა გადანაცვლების კვლები ნაკაწრების, შტრიხებისა და სხლეტვის სარკეთა სახით. სხლეტვის ნაპრაღები ქანთა ნატეხებსა და დიდ მარცვლებსაც ჰკვეთენ. ამ ნაპრაღებისათვის დამახასიათებელია ნაკლები ცვალებადობა მიმართებასა და დაქანებაზე. მათ ხშირად დიდი გამწეობა ახასიათებთ. სხლეტვის ნაპრაღთა განვითარებისათვის უფრო ხელსაყრელია მიწის ქერქის შეკუმშვის უბნები. ისინი ფართოდაა განვითარებული შეცოცებების, შესხლეტვებისა და ნაწეგების გავრცელების რაიონებში.

გასრესვის ნაპრაღები მოქმედი ტექტონიკური ძალების მართობულად ვითარდებიან. ისინი შედარებით სწორხაზოვანი, მკიდროდ შეკუმშული და გლუვი არიან. ეს ნაპრაღები ქანების პლასტიკური დინების შედეგად წარმოიქმნებიან და სივრცეში ქანთამაშენ მინერალების ორიენტაციას განაპირობებენ. ეს ნიშანი საშუალებას იძლევა ერთმანეთისაგან გავარჩიოთ გასრესვისა და სხლეტვის ნაპრაღები.

კლივაჟი ეწოდება მრავალრიცხოვან, ერთმანეთთან ძლიერ ახლოს განლაგებულ პარალელურ ნაპრაღთა სისტემას, რომელიც ქანების პლასტიკური დეფორმაციის, კერძოდ დანაოჭების დროს წარმოიქმნება.

მიწის ზედაპირზე და მცირე სიღრმეზე (გამოფიტვის ზონაში) კლივაჟი წარმოგვიდგება ხშირი პარალელური ღია ან დახურული ნაპრაღებით. 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:

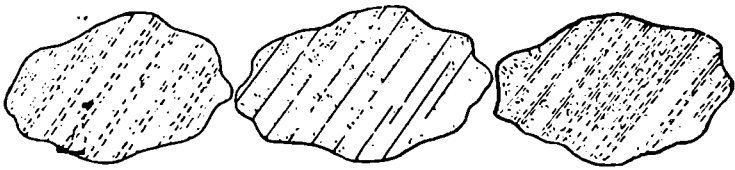
ა) მარაოსებური კლივაჟი — ნაპრალები ამ შემთხვევაში ღერძულ სიბრტყესთან ადგენენ მახვილ კუთხეს, მარაოსებურად არიან ორიენტირებული და იკრიბებიან ანტიკლინებში ქვევით და სინკლინებში ზევით.

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

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

დ) მთავარი კლივაჟი — ვითარდება ნაოჭის ღერძული სიბრტყის პარალელურად როგორც თალში, 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) ღინების კლივაჟი; ბ) მსხვერვის კლივაჟი; გ) სხლეტვის კლივაჟი (გ. აუგირის 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 ნატენთა არსებობა ტექტონიკურ ბრეჭიებში.

კლივაჟის წარმოშობას უმეტესად თან სდევს ქანის შემადგენელი ბრტყელი და წაგრძელებული მინერალების კანონზომიერი ორიენტაცია. თუ ასეთი ორიენტაცია ქანის მთელ მასას ახასიათებს, მაშინ კლივაჟს ღინების 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 მსხვერვის 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 ციკაბოა (ნახ. II.59). იზოკლინური ნაოჭების ფრთების დაქანება კლივაჟის სიბრტყეთა დაქანებას თანხვდება. გადაყირავებული ნაოჭების გადაბრუნებულ ფრთებში კლივაჟი ქანების დაქანებაზე დამრეცად არის ორიენტირებული. ნაოჭების თალურ 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.

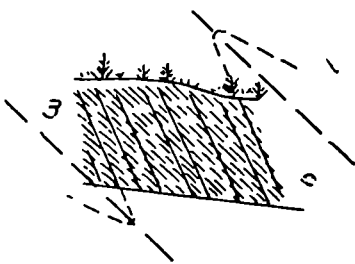
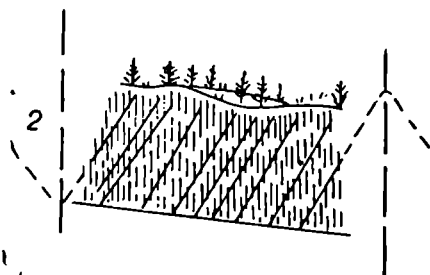
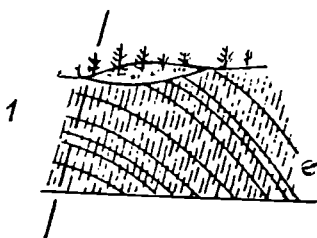
კლივაჟის აღწერილი თვისებები. დიდ დახმარებას გვიწევს ნაოჭა სტრუქტურების შესწავლის დროს.

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

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

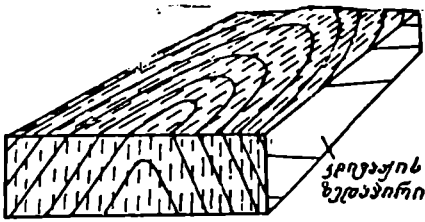
ზედაპირს, რომლის გასწვრივაც გადაადგილება ხდება რღვევის სიბრტყეს ან რღვევის ზედაპირს უწოდებენ.

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 შევუღლი სიბრტყიდან (ნახ. II.61).



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

1—კლივაჟი შრეებრივობის მართობია—ნაოჭის თალი; 2—კლივაჟი შრეებრივობაზე ციკაბოა—წორმალური ნაოჭის ფრთა; 3—კლივაჟი შრეებრივობაზე დამრეცია—გადაყირავებული ნაოჭის ფრთა. ნახატები წარმოადგენენ ვერტიკალურ კრილს. გრძელი პუნქტით ნაჩვენებია ანტიკლინურ და სინკლინურ ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეების შესაძლო მდებარეობა კრილში. უწყვეტი ხაზები შრეებრივობას გამოსახავენ, მოკლე პუნქტური კი კლივაჟს.



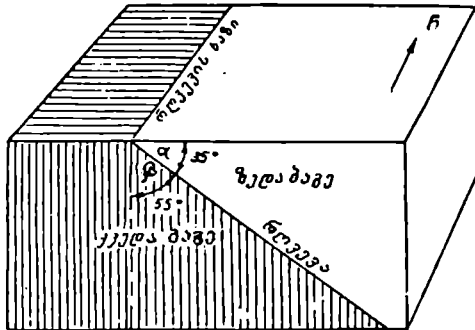
რღვევით გაწყვეტილ და გადაადგილებულ ქანთა ბლოკებს ბაგეები ეწოდება. ბლოკს, რომელიც რღვევის დახრილი ან თარაზული ზედაპირის ზემოთ მდებარეობს ზედა ბაგეს უწოდებენ, ქვემოთ მდებარე ბლოკს კი ქვედა ბაგეს. რღვევის სიბრტყის გასწვრივ ერთმანეთის მიმართ შეფარდებითი ვერტიკალური გადანაცვლების მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ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

ნახ. II.60. ნაკში კლივების მდებარეობის გამომსახველი სქემა (ა. მიხაილავის მიხედვით).

რღვევის სიბრტყის მიწის ზედაპირთან გადაკვეთის ხაზს რღვევის ხაზი ეწოდება.

ცნობილია რღვევების შემდეგი ძირითადი სახეები: ნასხლექი, შესხლექვა, ნაწევი (ანუ განსხლექი), განაწევი და შეცოცება. ბუნებაში ხშირად აქვს ადგილი ამ სახეთა კომბინაციას.

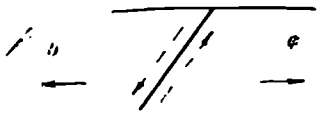
ნასხლექი ეწოდება რღვევას დაწეული ზედა ბაგით. ნასხლექების მიერ გაწყვეტილი ბაგეები ერთი მეორის საწინააღმდეგო მი-



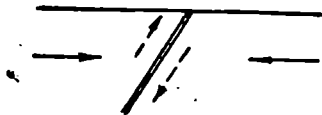
ნახ. II.61. რღვევის ელემენტები:

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

მართულებით გადაადგილდებიან (ნახ. II.62), რაც მხოლოდ მიწის ქერჩის გაქიმვით შეიძლება აიხსნას.



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



ნახ. II.63. შესხლეტვების წარმოქმნის სქემა.

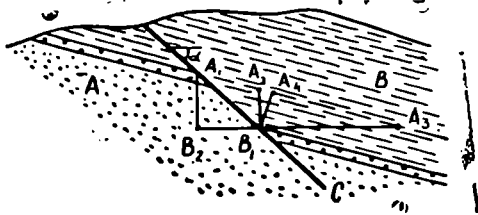
უწყვეტი ისრები მოქმედ ძალებს გამოხატავენ, წყვეტილი ისრები კი გადანაცვლების მიმართულებას.

შესხლეტვა ეწოდება რღვევას აწეული ზედა ბაგით. ისევე, როგორც ნასხლეთის დროს, ბაგეების გადაადგილება აქაც რღვევის დაქანების ხაზის გასწვრივ ხდება. ამ სახის რღვევებში ხდება ზედა ბაგის მიერ ქვედას გადაფარვა. ასეთ ნაწილებში გაყვანილი ქაბურღილებისათვის დამახასიათებელია გავლილი ჰორიზონტების გამეორება, რაც მიწის ქერქის შეკუმშვაზე მიგვითითებს (ნახ. II.63).

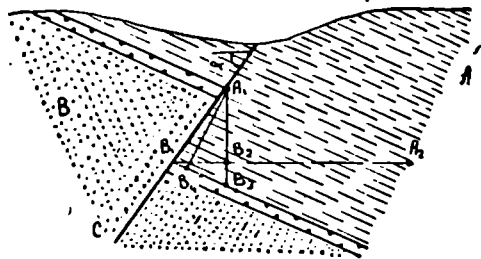
ნებისმიერი გადაადგილება რღვევის გასწვრივ, ამ უკანასკნელის სივრცეში ორიენტაციის მიუხედავად, შეიძლება გადანაცვლების სიდიდით (ვექტორით) იქნეს გამოსახული.

ნასხლეტებსა და შესხლეტვებს აქვთ საერთო ბუნების მქონე სხვა ელემენტებიც. კერძოდ, ასეთი ელემენტებია: რღვევის ამპლიტუდა, რომელიც ბაგეების ურთიერთგადაადგილების სიდიდეს გამოხატავს და დაშორება (განაშალა), 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), სტრატეგრაფიული 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), სტრატეგრაფიული ამპლიტუდა (A_1-B_4), ვერტიკალური დაშორება (A_1-B_3), ჰორიზონტალური დაშორება (B_1-A_2).

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



ნახ. 11.64. ნასხლეტის ელემენტები (განმარტება ტექსტში) (ა. მიხაილოვის მიხედვით).



ნახ. 11.65. შესხლეტვის ელემენტები (განმარტება ტექსტში) (ა. მიხაილოვის მიხედვით)

წარმოქმნილი სტრუქტურა და ხასიათდება ცენტრალური ნაწილის აწევით, სადაც კიდეებთან შედარებით ძველი ქანები-გვხვდება.

არჩევნ 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 გრანდიოზულამდე შეიძლება იცვლებოდეს (ნახ. II.68).

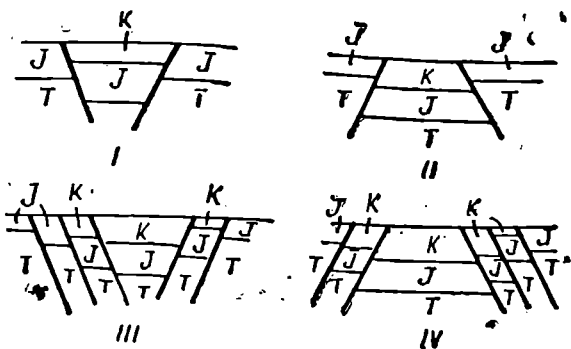
მაგალითად, რეინის გრაბენის სიგრძე თითქმის 300 კმ-ია, სიგანე — 35—40 კმ, ხოლო გადანაცვლებათა ჯამური ვერტიკალური ამპლიტუდა 1000 მ აღწევს.

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

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.

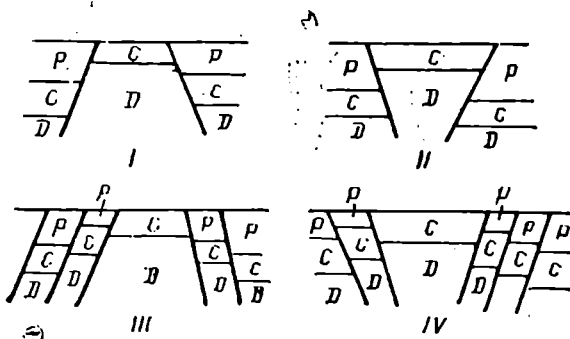
გრაბენი ეწოდება ნასხლეტებით და ზოგჯერ შესხლეტვებით წარმოქმნილ სტრუქტურას, რომლის ცენტრალური ნაწილიც კიდეებთან შედარებით დაწეულია და ზედაპირზე უფრო ახალგაზრდა ქანებით არის აგებული.

ჰორსტი ნასხლეტებით და შესხლეტვებით



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

ორი ნახსლეტით წარმოქმნილი მარტივი გრაბენი (I),
 ორი შესხლეტით წარმოქმნილი მარტივი გრაბენი (II),
 მრავალი ნახსლეტით წარმოქმნილი რთული გრაბენი (III),
 მრავალი შესხლეტით წარმოქმნილი რთული გრაბენი (IV).

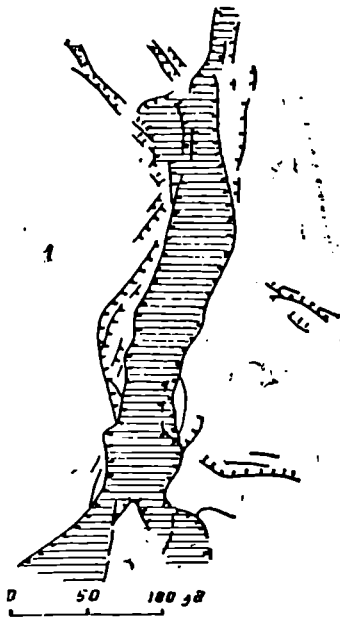


ნახ. II.67. ჰორსტების კრილები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

ორი ნახსლეტით წარმოქმნილი მარტივი ჰორსტი (I),
 ორი შესხლეტით წარმოქმნილი მარტივი ჰორსტი (II),
 მრავალი ნახსლეტით წარმოქმნილი რთული ჰორსტი (III),
 მრავალი შესხლეტით წარმოქმნილი რთული ჰორსტი (IV).

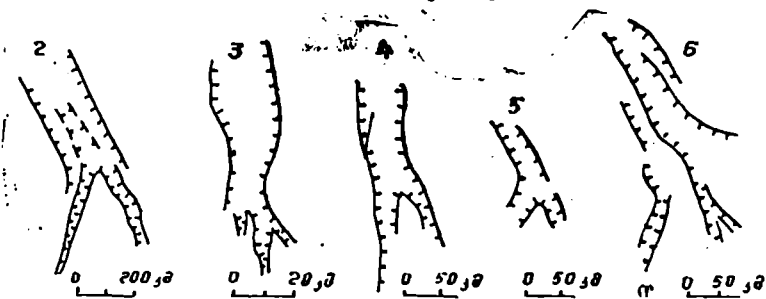
ნახ. II.68. დატოტვილი დაბოლოებულ
მქონე უდიდესი გრაბენები (პ. კლოო
სის მიხედვით).

1 — რეინის გრაბენი; 2 — წითელი ზღვის
ჩრდილო დაბოლოება; 3 — ვეტერნი;
4 — ნიისა; 5 — ტანგანოკა; 6 — დიდი გრა-
ბენი.

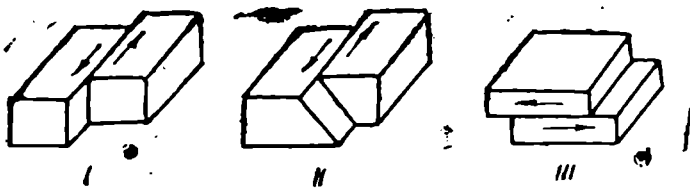


საქართველოში გრაბენულ სტრუქ-
ტურას წარმოადგენს ე: წ. რაჭა-
ოსეთის გრაბენ-სინკლინი, რომე-
ლიც ძირითადად მიოცენური ნალე-
ქებით არის ამოვსებული. მისი სიგ-
რძე 50 კმ-ია, ხოლო სიგანე 3 კმ-ს
შეადგენს.

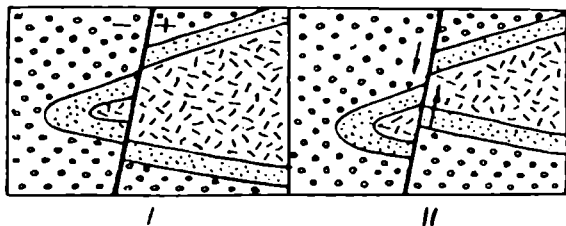
ჰორსტების განვითარების რაიონის
კლასიკურ მაგალითებს წარმოადგე-
ნენ ცენტრალური ყაზახეთი და რუ-
ბისა და აღმოსავლეთ ჰუმბოლტის
მთები ნევადის შტატში (აშშ).



ნაწევრი (განსხვავებული) ეწოდება რღვევის სიბრტყის მიმართების
პარალელური გადანაცვლების მქონე დიზიუნქტიურ დისლოკაციას
(ნახ. II.69). თუ ნაწევრის ბაგეების ერთმანეთის მიმართ გადანაცვლე-
ბა საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით ხდება, მაშინ ასეთ ნა-
წევრს მარჯვენას უწოდებენ, ხოლო თუ საწინააღმდეგოდ — მარცხე-
ნას. გეოლოგიური ელემენტების გადანაცვლების მიხედვით ნაწევრ-
ების დადგენა შესაძლებელია იმ შემთხვევაში თუ: 1) ნაწევრის სიბრ-
ტყეზე აღინიშნება თარაზული ნაკაწრები ან 2) ორი ან მეტი სხვა-
დასხვა მხარეს დაქანებული ელემენტი რღვევის გასწვრივ ცალ მხა-
რეს არის გაწეული (ნახ. II.70).



ნახ. II.69. ვერტიკალური (I), დაბრილი (II) და პორიზონტალური (III) ნაწევები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

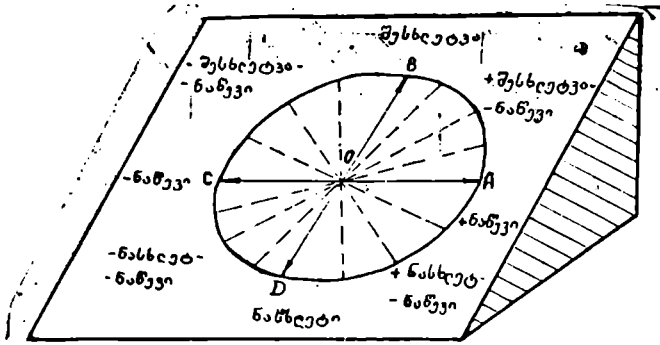


ნახ. II.70. გეგმაზე ნასხლეტის (I) და ნაწევის (II) განსხვავების მარევენებელი ჭკეშები (ა. მიხაილოვის მიხედვით).

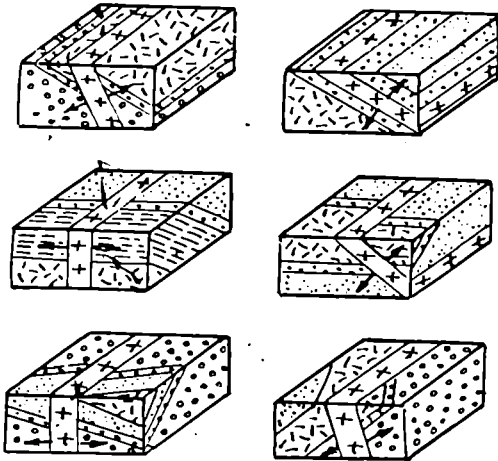
გენეტური თვალსაზრისით ნაწევები წარმოადგენენ დიზიუნქტიურ დისლოკაციათა ჯგუფს, რომელთა წარმოქმნაც პორიზონტალურ ტექტონიკურ მოძრაობებს უკავშირდება.

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 დაბრილი 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 ამოვსებულია მაგმური ან



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



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

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

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

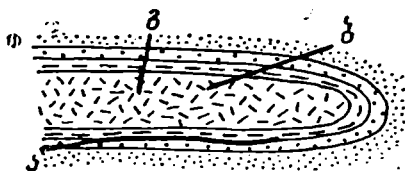
1. შრეების მიმართების ან ნაოჭების ლერძების მიმართ ორიენტაციის მიხედვით არჩევენ ვ ა ს წ ვ რ ი ვ, ვ ა ნ ი ვ და ი რ ი ბ, ანუ

დიაგონალურ რღვევებს. 'გასწვრივი' რღვევების სიბრტყეთა მიმართება შრეების მიმართების ან ნაოჭთა ღერძების (სტრუქტურული ელემენტების) მიმართულების თანხედენილია, განივი დიზიუნქტივებისა — შრეთა ან ნაოჭთა მიმართების პერპენდიკულარულია, ხოლო დიაგონალური აშლილობები — სტრუქტურულ ელემენტებს ირიბად კვეთენ (ნახ. II.73).

2. რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხის მიხედვით გამოყოფენ დამრეც (30°-მდე), საშუალო დაქანების (30—60°), ციცაბო (60—80°) და შვეულ (80—90°) დიზიუნქტივებს.

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

შეთანხმებული ეწოდება რღვევას, რომელიც შრეების დაქანების მიმართულებით არის დახრილი. აქ სამი შემთხვევის გარჩევა შეიძლება: ა) რღვევის სიბრტყე შრეებზე მეტად, ბ) შრეებზე ნაკლებად და გ) დაშრეების პარალელურად არის დაქანებული. უკანასკნელ შემთხვევაში რღვევებს თანხმობითს უწოდებენ.



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

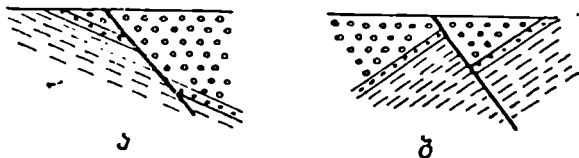
ა — გასწვრივი რღვევა; ბ — ირიბი (დიაგონალური) რღვევა; გ — განივი რღვევა.

უთანხმო რღვევის სიბრტყე და შრეები საწინააღმდეგო მიმართულებით არიან დაქანებული.

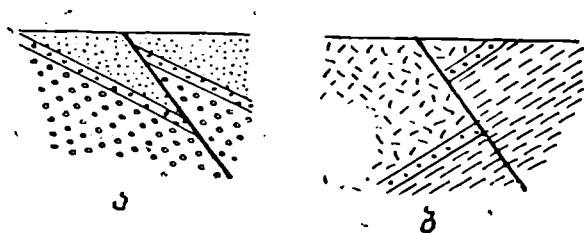
4. ბაგეების გადაადგილების ხასიათის მიხედვით გამოიყოფა წრფივი და ბრუნვითი რღვევები.

წრფივი მოძრაობის დროს ბლოკები ერთმანეთის მიმართ არ მობრუნდებიან, რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში განლაგებული პარალელური ხაზები (bc და c'd) გადაანაცვლების 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 კრილში.



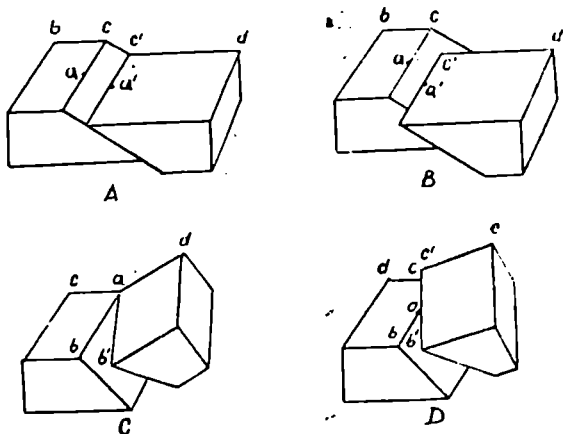
ნახ. II.75. შეთანხმებული (ა) და უთანხმო (ბ) შესხლეტები ვერტიკალურ კრილში.

5. გეგმაში რღვევების ურთიერთგანლაგების მიხედვით არჩევენ პარალელურ, რადიალურ, დატოტვილ და კულისურ აშლалობებს (ნახ. II.77).

რღვევების აღწერილი სახეების გარდა ბუნებაში ფართოდ არის გავრცელებული შესხლეტვის ხასიათის რღვევები, რომლებიც მკიდროდ არიან დაკავშირებული დანაოჭების პროცესთან. ასეთ რღვევებს შეცოცებები ეწოდებათ. შეცოცება შეიძლება განხილულ იქნეს როგორც პორიზონტთან 45° -ზე ნაკლები კუთხით დახრილი შესხლეტვა, რომელსაც ვერტიკალურთან შედარებით ბევრად მეტი პორიზონტალური გადანაცვლება ახასიათებს.

იმ შემთხვევებში, როდესაც აქტიურს (მოძრავს) ქვედა ბაგე წარმოადგენს მოცემული ტიპის რღვევებს ქვეშეცოცებებს უწოდებენ.

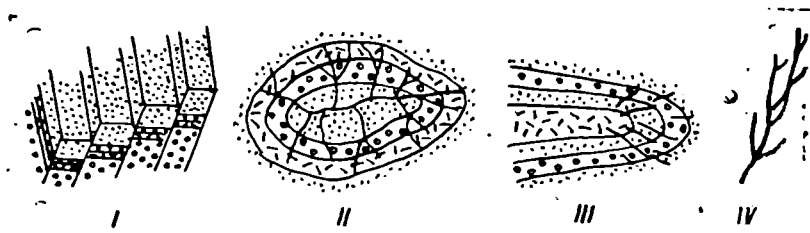
შეცოცებები უმეტესად ძლიერ შეკუმშულ დახრილ ან გადაყირავებულ ნაოჭებში ვითარდებიან. შეცოცებათა ჩასახვა ჩვეულებრივად ანტიკლინურ ნაოჭის ფრთაში იწყება, სადაც შეკუმშვის მოვლენა ზღეჩვის პროცესს იწვევს. შეცოცების ზედაპირი თანდათანობით სულ უფრო მეტ შრეებს გადაკვეთს და გადადის სინკლინური ნაოჭის გულში. აღნიშნულის 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.

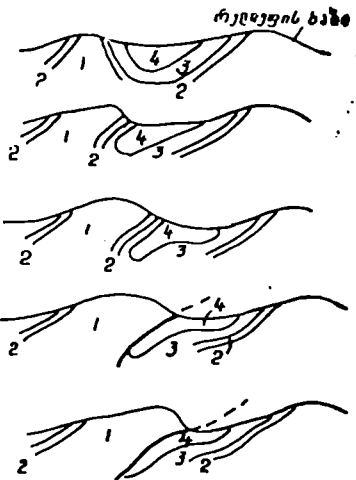
ცალკეული შეცოცებები ხშირად ერთიანდებიან და მოიცავენ ორ ან მეტ ნაოქს. გადაყირავებულ ნაოქებში ხშირად ვითარდებიან პარალელური შეცოცებები, რომლებიც სტრუქტურას ქერცლისებურ სახეს აძლევენ. ქერცლისებური სტრუქტურები ფართოდაა გავრცელებული კავკასიონის სამხრეთ ფერღზე, კერძოდ მესტია-თიანეთის გეოტექტონიკურ ზონაში.

გეოლოგიურ რუკებზე შეცოცებათა ხაზები ჩვეულებრივ ნაოქის მიწართების პარალელურია.



ნახ. II.77. საფეხურისებური ნასხლეტები (I), რადიალური ნასხლეტები გომბათისებურ სტრუქტურაში (II) და ნაოქის პერიკლინურ დაბოლოებაზე (III), დატრტილი ნასხლეტები (IV) (ა. მიხაილოვი მიხედვით).

7. სტრუქტურული გეოლოგიის მეთოდები



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

- 1 — ზედაარტული ფლიში; 2 — ზედაარტული ქვიშაქვები; 3 — პალეოცენური და ეოცენური ფლიში; 4 — ოლიგოცენური არგოლიტები.

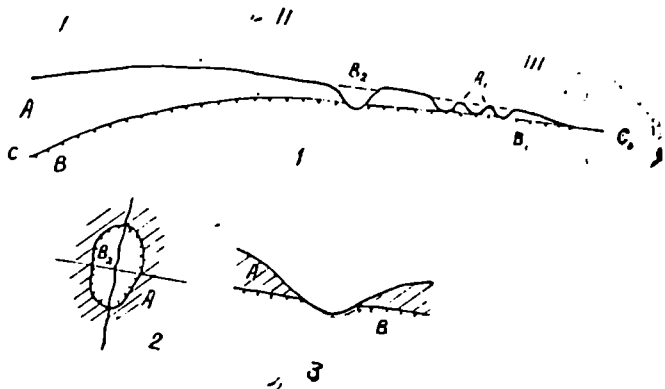
ტალღისებური ზედაპირის მქონე განსაკუთრებით დიდსა და დამხეც შეცოცებებს, რომელთა ჰორიზონტალური გადაწველების ამპლიტუდა ხშირად ათეული ან ასეული კილომეტრებით იზომება. ტექტონიკური ზეწრები, ანუ შარიჩეები ეწოდება. რღვევების ეს ტიპი მიწის ქერქის რთულ ნაოჭა აგებულების მქონე უბნებზე ვითარდება. შარიჩეები გადაწველებზე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

ტექტონიკურ ზეწრებში გამოყოფენ (ნახ. II.79) სახურავი ფრთის გადაწველებულ 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 მალალი პლასტიკური თვისებების მქონე ქანებია ხოლმე განვითარებული, რაც

ხელს უწყობს შარიჩის მოძრაობას. ზედაპირი, რომელზეც ალოქტონის გადაადგილება ხდება შარიჩის ზედაპირად იწოდება ($C-C_1$).

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

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



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

I—შარიანის ფესვები; II—შარიანის ტანი; III—შარიანის შუბლი ან ფრონტი; A_1 —ეროზიული ნაშთები; B_2 —ტექტონიკური ფანჯარები. 2—ტექტონიკური ფანჯარა გეგმაზე; 3—ტექტონიკური ფანჯარა კრილში; $A-A_1$ 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 შარიანების განვითარების კლასიკურ უბანს კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ნაოჭა სისტემის მესტია-თიანეთის ფლიშური ზონა წარმოადგენს. აქ გამოყოფილია: უწერა-პავლეურის, ალისისგორ-ჭინჭველთის, საძვეურ-შახვეტილის, ყინვალ-ფხოველის შარიანები 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 ბრეჩჩირებული, დაფიქლებული ან გადაზედილი იყვნენ. დეფორმირებული ქანების ზონის სიმ-

ძლავრე დიდად არის დამოკიდებული დიზინქტივის სიდიდეზე. მცირე აშლილობებისათვის ის შეიძლება რამდენიმე სანტიმეტრს შეადგენდეს, ხოლო დიდ რღვევებში — ასეულობით მეტრსა და მეტს აღწევდეს. რღვევებთან დაკავშირებული ტექტონიკური ბრეჭიები წარმოიქმნება დიდი გადანაცვლების (ათეული და ასეული მეტრები) შემთხვევებში და წარმოადგენს ქანების დამსხვრეულ და გადაზეილ მასას, რომელიც რღვევის ზონას ავსებს. მილონიტები წარმოადგენენ აშლილობის ზონაში განვითარებულ ინტენსიურად დაფიქლებულ, გასრესილ და შეცემენტებულ ქანებს. ტექტონიკური ბრეჭიები და მილონიტები წარმოიქმნებიან ნებისმიერი ტიპის აშლილობებში, მაგრამ განსაკუთრებით დამახასიათებელი არიან შესხლეტებისათვის. 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.

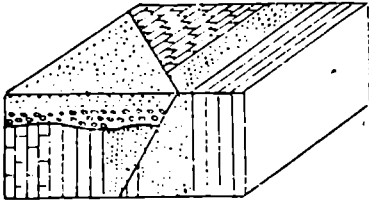
აშლილობის სიბრტყის გასწვრივ ხშირად ვითარდება ტექტონიკური თიხა. უკანასკნელი წარმოადგენს რღვევით გაწყვეტილი ქანების ძლიერ წმინდად დამსხვრეულ და გადაზეილ მასას.

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

გეოლოგიური ელემენტების (შრე, დაიკი, ძარღვი და სხვ.) გადანაცვლება ან მკვეთრი მიწყვეტა მიმართების ან დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.81) რღვევის არსებობის საუკეთესო დამადასტურებელია.

სტრატოფიცირებული 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 დაჯროვების პირობების თავისებურებებმა და ა. შ. რღვევებით გამოწვეული გამეორების ან ამოვარდნის მოვლენის დადგენა შესაძლებელია მხოლოდ დეტალური გეოლოგიური ავეგმვისა და ჭაბურღილთა ჭრილების სა-



ნახ. 11.81. შრეების მკვეთრი დაბოლოება ნახსლეთთან (ფ. ლახის მიხედვით).

გულდაგულო შესწავლის საფუძველზე. სიციხადისათვის რღვევებით ამოვარდნის და გამეორების სურათები ნაჩვენებია 11.82 და 11.83 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 ზადნეულ ან არალითონიან სასარგებლო ნამარხებს. რღვევების ასეთი მინერალიზაცია საქართველოს მრავალი მადნიანი რაიონისათვის არის დამახასიათებელი.

წყვეტილი 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).

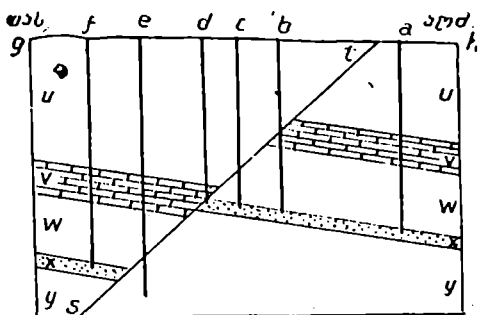
რღვევათა გასწვრივ გადანაცვლების მიმართულების მაჩვენებელი ნიშნები. გადაადგილების მიმართულების დადგენის ხერხები. რღვევათა გასწვრივ გადანაცვლების ხაზისა და მიმართულების, აგრეთვე ამპლიტუდის განსაზღვრა რთულ ამოცანას წარმოადგენს. ამის გადასაწყვეტად აუცილებელია დიზიუნქტივის მიმდებარე ბლოკების გეოლოგიური აგებულების დეტალური შესწავლა გეოლოგიური აგეგმვით 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 აგეგმვის დროს განსაკუთრებული სიზუსტით უნდა იქნეს ჩატარებული დაკვირვებები ფაციესთა ცვლაზე, წყებების სიმ-

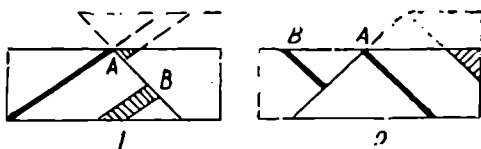
ძლავრებზე და სხვა ელემენტებზე. განსაკუთრებით წინშენვლოვანია რღვევების ბაგეების გადანაცვლების განსაზღვრა.

არჩევნ ბაგეების აბსოლუტურ და შეფარდებით გადაადგილებას. აბსოლუტური გადაადგილების მიმართულების გარკვევისას განისაზღვრება თითოეული ბაგის მოძრაობა პორიზონტის 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.

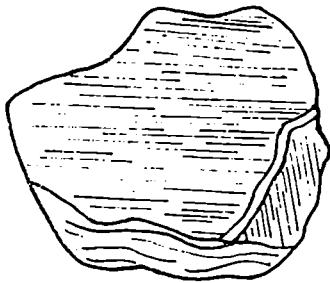
ამ მიზნით შეიძლება გამოყენებული იქნეს: 1) შტრიხები (ნაკაწრები) და ლარები სხლეტვის სარკეზე; 2) რღვევის ზედაპირის მცირე ტალღობრივობა; 3) შრეების გაღუნვა ტექტონიკური აშლილობის გასწვრივ; 4) აშლილობის შემავსებელი მასალის რაგვარობა; 5) თრევის ნაოჭთა ორიენტირება ზახუნის ტექტონიკურ თიხებში; 6) მინერალთა ოპტიკური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



ნახ. 11.82. უთანხმო ნახსლეთით გაწყვეტილი შრეების ვერტიკალური კრილი (ფ. ლახის მიხედვით). ნახატიდან ჩანს, რომ *a* და *f* კაბურღილები იძლევიან სრულ კრილებს; *b*, *c*, *d* და *e* კაბურღილებში ადგილი აქვს კრილის ამა თუ იმ ნაწილებში ამოვარდნას.



ნახ. 11.83. შრეების გამეორების (1) და ამოვარდნის (2) მაჩვენებელი კრილები (ფ. ლახის მიხედვით).



ნახ. II.84. ტექტონიკური (სხლეტვის) სარკეები (გ. აფგირეის მიხედვით).
 ა — სხლეტვის შტრიხები ტექტონიკურ სარკეზე; ბ — საფეხურისებური
 მონატებები 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 ზმირად 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.

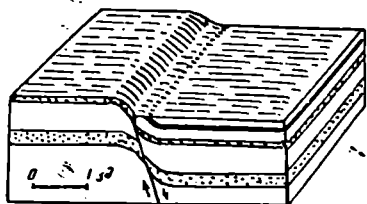
მრავალჯერადი გადანაცვლების მქონე რღვევებში კვლები და ღარები არ შეიძლება ჩაითვალოს ჭეშმარიტი მოძრაობის მიმართულების დადგენის ზუსტ ინდიკატორად, რადგან უკანასკნელმა სხვა

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 ω 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 თანხვედება. 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 ილუნებიან, 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 მადნის ნატეხები. უკანასკნელთა განაწილება მიუთითებს მომხდარ გადანაცვლების



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



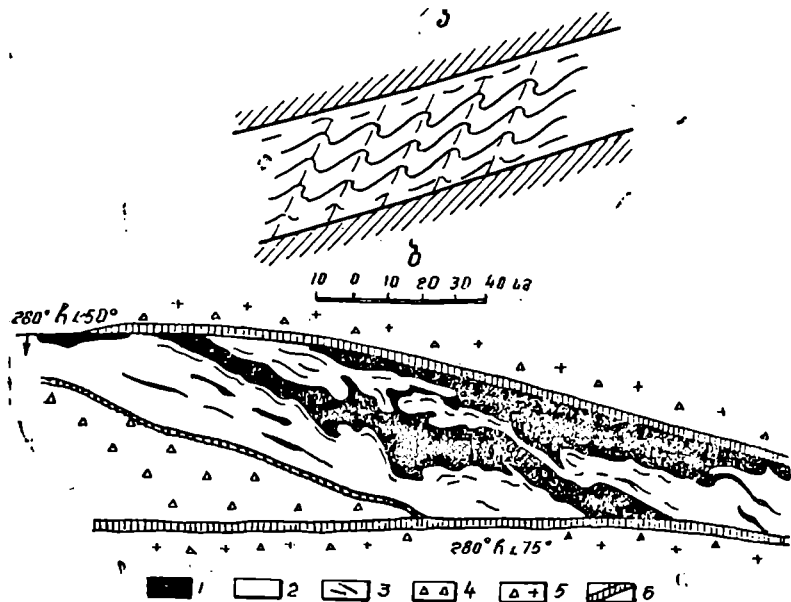
ნახ. II.86. ბაგეთა მოძრაობის შედეგად წარმოქმნილი გეოლოგიური ელემენტის (ნაჩვენებია შავით) ნარჩენთა დამახასიათებელი განაწილება რღვევის ზონაში.

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. სსლეტვის ხაზის მდებარეობისა და მიმართულების განსაზღვრა შესაძლებელია ხახუნის ტექტონიკურ თიხებში თრევის ნაოჭთა ღერძული სიბრტყეების ორიენტაციის მიხედვით. სსლეტვის 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 სსლეტვის 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 მიწდება რე ბლოკების



ნახ. 11.87. დამოკიდებულება ტექტონიკურ თიხაში განვითარებული თრევის ნაოკების და რღვევის გასწვრივ ბაგეების გადანაცვლების მიმართულებას შორის (ი. კუშნარევის მიხედვით).

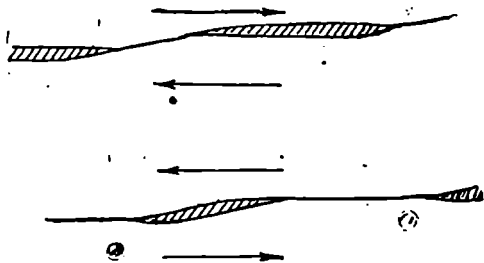
ა — თრევის ნაოკებისა და მათი ღერძული სიბრტყეების მდებარეობა ხახუნის ტექტონიკურ თიხებში (სქემა). ნაჩვენებია მსხვერვის ზონა ტექტონიკური თიხით; ბ — ორი რღვევის გადაკვეთის ადგილას განვითარებული თრევის ნაოკების ჩანახატი (ი. კუშნარევის მიხედვით). 1 — შუქი ნაცრისფერი ტექტონიკური თიხა; 2 — ღია ნაცრისფერი ტექტონიკური თიხა; 3 — მილონიტიზებული გრანიტ-პორფირი; 4 — ბრეჩნირებული გრანიტ-პორფირი; 5 — ნაპრალოვანი გრანიტ-პორფირი; 6 — თიხის შემცველ ტექტონიკურ ნაპრალო სიბრტყეები.

გადანაცვლების შედეგად რღვევის გარკვეული უბნები უფრო მეტად იხსნებიან, ვიდრე სხვა ნაწილები. ამის მაგალითი ნაჩვენებია 11.88 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.

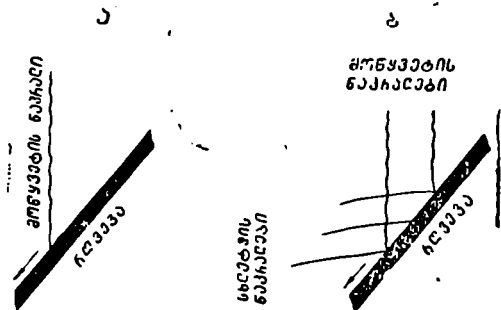
მსგავსი სურათი, გარდა ნაწევებისა, შეიძლება გამოეწვიოს რთულ მოძრაობებსაც, კერძოდ, ნასხლეტ-ნაწევებსა და შესხლეტვა-ნაწევებს. ამიტომ, მოძრაობის საერთო მიმართულების დასადგენად, აუცილებე-

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. 11.88. რღვევების გახსნა (გეკვა) მათი ზედაპირების გაპრულების ადგილებში (დაშტრიხულია) (ი. კუშნარევის მიხედვით).



ნახ. 11.89. რღვევისა და მისი განმამტოებელი სხლეტვის და მოწყვეტის ნაპრალების სივრცული ურთიერთდამოკიდებულების და ამ რღვევის გასწვრივ ბაგეების გადაადგილების მიმართულების მაჩვენებელი ჭრილები (ი. კუშნარევის მიხედვით).

9. რღვევათა გასწვრივ ბაგეების გადაადგილების მიმართულების შესახებ ზოგჯერ შეიძლება ვიმსჯელოთ მათი განმამტოებელი ნაპრალებისა და მსხვრევის ზონების მდებარეობის მიხედვით. ამისათვის, უკანასკნელთა ორიენტაციის განსაზღვრის გარდა, უნდა დავრწმუნდეთ, რომ განმამტოებელი 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. 11.89, ა), სხვა შემთხვევებში კი ორივე (ნახ. 11.89, ბ).

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

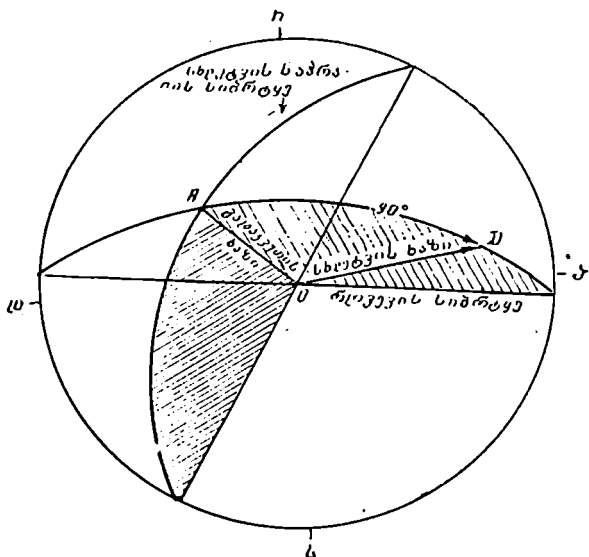
ლების გადაკვეთის კვალის პერპენდიკულარულად არის განლაგებული. მოწყვეტის ნაპრალების მიერ რღვევის სიბრტყესთან შექმნილი მახვილი კუთხე მიგვიითობს იმ ბლოკის მოძრაობის მიმართულედაზე, რომელშიც თვით ეს ნაპრალებია განვითარებული (ნახ. II.89). უფრო რთულია მოძრაობის მიმართულების განსაზღვრა სხლეტვის ნაპრალოთ მიხედვით.

სხლეტვის ნაპრალოა და რღვევას შორის მოთავსებული მახვილი ორწახნაგა კუთხის გაშლის მიმართულება იმ ბაგის მოძრაობის 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 განმამტოებელ 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 AO -ს პერპენდიკულარულია, მდებარეობს მახვილ ორწახნაგა კუთხეში და დევს რღვევის სიბრტყეზე. ამ ხაზის ბოლოში დასმული ისარი იმ მხარეს არის მიმართული, საითაც იშლება რღვევისა და მისი განმამტოებელი 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, ინტრუზივითა 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 განმარტობელი სხლეტვის ნარალის შეუღლების ხაზისა და გადანაცვლების მიმართულების (ვექტორის) განსაზღვრა ეულფის ბადის გამოყენებით (ი. კუშნარევის მიხედვით).

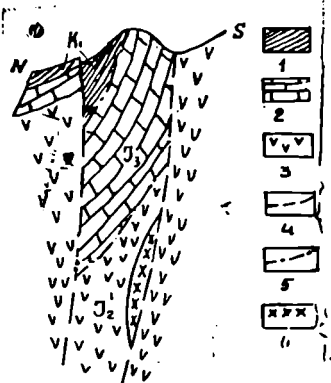
ეს აშლილობა ჩასახულა არაუგვიანეს შუა იურისა, შესაძლოა, ბათური ოროფაზისის დროს. რღვევა სხვადასხვა სიდიდის ვერტიკალური ამპლიტუდით აადგილებს ზედაიურულ (400 მ-ზე მეტი) და ცარცულ (80 მ) ნალექებს. იმავე რღვევის მიერ სხვა ჭრილებში გადაადგილებულია აგრეთვე ეოცენური ქანებიც (30 მ-ით). აღნიშნული ფაქტიური მასალის 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, კვასის რღვევისაგან განსხვავებით, განვითარების სხვადასხვა პერიოდში ბაგეთა გადაადგილების სხვადასხვა ნიშნით ხასიათდება.

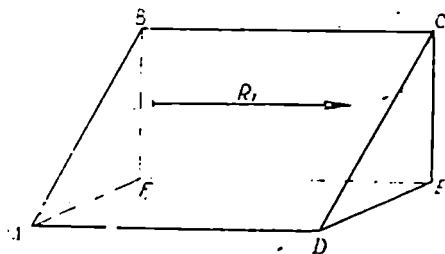
რღვევების რიცხოვრივი მახასიათებლები და კავშირი მათ შორის. რღვევათა ძირითად მახასიათებელს წარმოადგენენ მათ მიმართ ბაგეების გადაადგილების სიდიდე და მიმართულება, რომლებიც ვექტორული სიდიდეებით გამოიხატება. ამ სიდიდეებს რღვევათა რი-

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

რღვევათა რიცხოვრივი 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



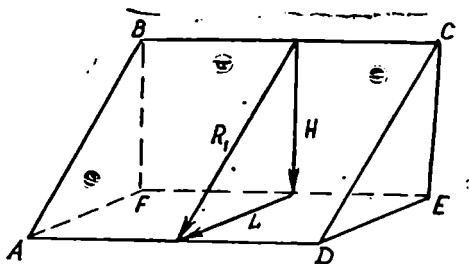
ნახ. II.91. მთა კვაისა-ხოხის უკმატური გეოლოგიური კრილი. 1—ქვედა ცარცის თხელწრებრივი კირქვები; 2—ზედა იურის მასიური კირქვები; 3—ბაიოსის ვულკანოგენური წყება; 4—კვაისის რღვევები; 5—შეცოცების ტიპის რღვევები; 6—შუაიურული ალბიტოფირი.



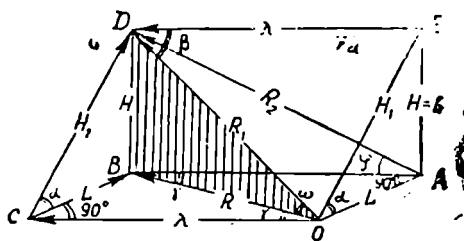
ნახ. II.92. ნაწევი რღვევის სიბრტყეზე ქეშმარიტი ამპლიტუდის გამომსახველი R_1 ვექტორით.

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. ნახსლეტის (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 (ნახსლეტ-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. ნახსლეტის კეშმარტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) დაშლა ვერტიკალურ ამპლიტუდად (H) და გადაადგილების სიგანედ (L).



ნახ. II.94. რთული რღვევის (შესლეტვა — მარცხენა ნაწევრს) კეშმარტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) დაშლა (ი. კუშნარევის მიხედვით).

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

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

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

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

სიბრტყეებზე (R და R_2) და შესლეტვის (ან ნახსლეტის) მღგენელი (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 კეშმარტი ამპლიტუდის განსაზღვრა გაძნელებულია, ვინაიდან იგი მხოლოდ R_1 ვექტორზე გამავალ კრილში დგინდება, ბუნებაში კი ასეთი ორიენტაციის კრილები ძალიან იშვიათია. ამიტომ, ჩვეულებრივად განისაზღვრება სსლეტვის ხაზისა

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

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

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

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

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 $(90^\circ - \alpha)$ -ს. რღვევის ამპლიტუდის კავშირი დანარჩენ მახასიათებლებთან გამოიხატება შემდეგი ფორმულებით:

$$R = R_1 \cos \omega, \quad (\text{II. 14})$$

$$L = R_1 \cos \omega \sin \gamma, \quad (\text{II. 15})$$

$$H = h_1 \sin \omega, \quad (\text{II. 16})$$

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

$$\lambda = R_1 \cos \beta, \quad (\text{II. 18})$$

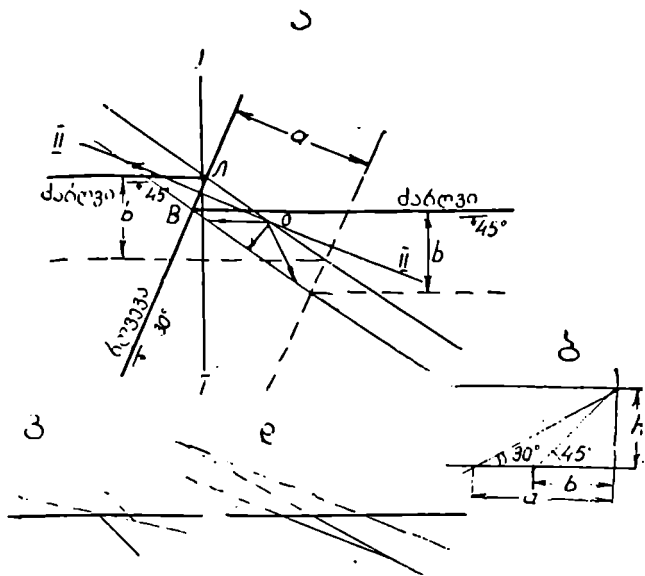
$$R_2 = \frac{R_1 \sin \omega}{\sin \varphi}. \quad (\text{II. 19})$$

მოცემული ფორმულები სრულიად საკმარისია რღვევების ნებისმიერი რიცხობრივი მახასიათებლის მისაღებად.

გეოლოგიური ჭრილების ჭეშმარიტობა და გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების გაანგარიშება¹. 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 отклонений геологических элементов и представительности геологических разрезов». Тр. XV научно-техн. конф. ГПИ, выпуск 6, 1970 г.



ნახ. 11.95. უსოვის „პირდაპირი შეცოცების“ ანალიზი (მ. უსოვის მიხედვით):

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

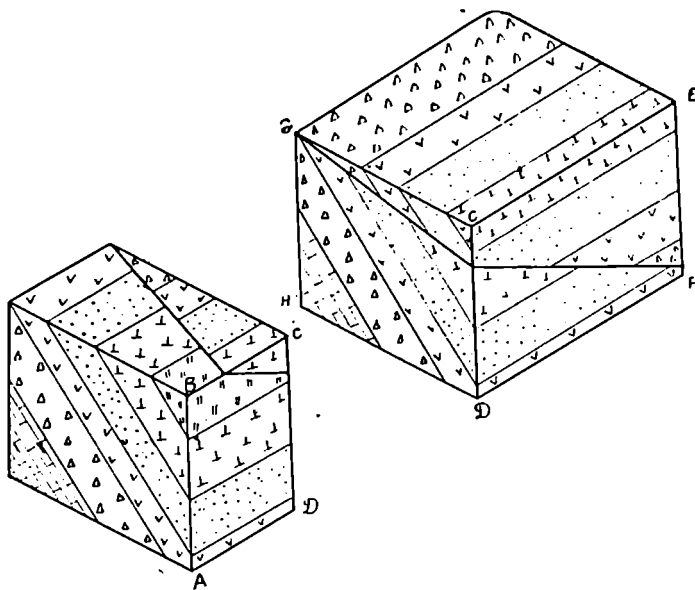
უსოვი ატარებდა კრილს (I—I) გეოლოგიური ელემენტის მიმართების მართობულად (ნახ. 11.95, გ და 96), რომელშიც ჩანს ნასხლეტის ტიპის გადაადგილება.

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

ბელიცკი (1953) ატარებდა კრილს (II—II) რღვევის მიმართების მართობულად (ნახ. 11.95 და 96) და ასკვნიდა, რომ ეს არის შეცოცება და, რომ მხოლოდ აღნიშნული მიმართულებით ატეხული კრილი გამოსახავს რღვევის მიმართ გადაადგილების ქვეშაირიტ სურათს, სხვა მიმართულების კრილები კი — მოჩვენებითია.

როგორც მოყვანილი მაგალითიდან ჩანს, სხვადასხვა ორიენტაციის კრილებში ერთი და იგივე რღვევა წარმოგვიდგება ხან ნასხლეტად, ხან შესხლეტად.

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



ნახ. 11.96. უსოვის „პირდაპირი“ შეცოცება:

$DCGH$ — კრილი გადაადგილებული ელემენტის მიმართების მართობულად;
 $ABEF$ — კრილი რღვევის მიმართების მართობულად.

ვინაიდან, კრილი 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 ნაწევი წარმოადგენენ. ამასთან, ეს კრილები ორიენტირებული უნდა იქნენ ჭეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) გასწვრივ. ასეთ კრილებში ნასხლეტიც, შესხლეტვაც და ნაწევიც გამოისახება მათი განმარტებების შესაბამისად. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ ამ კრილებში რღვევათა რიცხობრივი მახასიათებლები გამოისახებიან თავისი ჭეშმარიტი სიდიდით.

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

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

როგორ შევამოწმოთ (ან დავიცვათ) გეოლოგიურ კრილებში 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 კრილებში ჰეშმარიტი გადაადგილების შესაბამისი სურათი და 2) რა სიდიდის უნდა იყვნენ გეოლოგიური ელემენტების გადაადგილების ხილული, ვერტიკალური 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 ჰეშმარიტი 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 ჰეშმარიტი გადაადგილების R_1 ვექტორი. ნახაზიდან ჩანს, რომ GKF სექტორზე გამავალ ყველა კრილში (მაგ. $I—I'$ და

1 კრილების ვერტიკალურობის გამო, ბუნებრივია, უფრო ხელსაყრელია გადაადგილების ვერტიკალური მდგენლის გამოყენება, რომელიც ჰორიზონტული მდგენლისაგან განსხვავებით, ყოველთვის კრილის სიბრტყეში მდებარეობს.

ელემენტის გადაკვეთის კვალს, ხილული ვერტიკალური ამპლიტუდა უსასრულობამდე გაიზრდება¹.

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

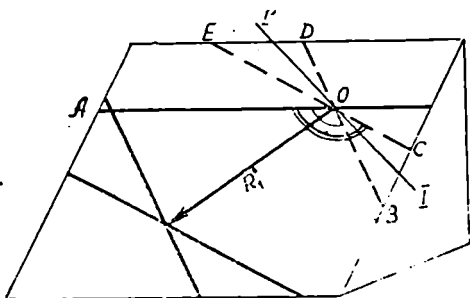
ამრიგად, კრილის სისწორის შემოწმებისათვის, მისი აგების დროს საჭიროა ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში დადგინდეს რღვევის რიცხობრივი მახასიათებლები და იმ სექტორების საზღვრები, რომლებზედაც ზემოთ იყო ლაპარაკი.

ერთსა და იმავე კრილში 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).

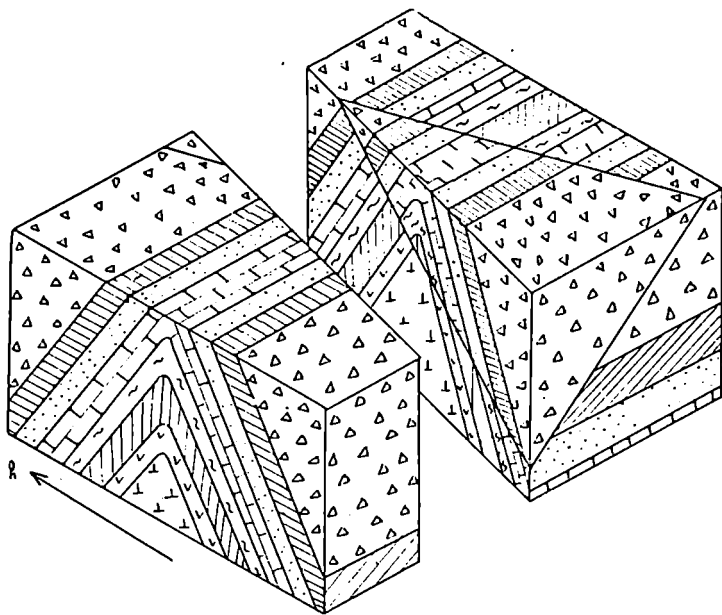
როგორც ნახაზიდან ჩანს, კრილების გარკვეული ჯგუფი შეიძლება ისე იყოს მოგეზილი, რომ ერთი გეოლოგიური ელემენტისათვის მოხვდეს იმ სექტორში, რომელშიც გადაადგილების R_1 ვექტორია განლაგებული, ხოლო მეორე გეოლოგიური ელემენტისათვის — იმ სექტორში, რომელშიც აღნიშნული ვექტორი არ ძევს, ან, რაც იგივეა, მოხვდეს BOC სექტორში (მაგ. კრილი I—I'). ასეთ კრილებში 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, კრილებში რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდა (და სხვა მახასიათებლებიც) მოჩვენებითია. ამიტომ საჭიროა ისეთი სიდიდის მოძებნა, რომელიც მუდმივი იქნება ნებისმიერი მოგეზილობის კრილში. ასეთი სიდიდე არის ვერტიკალური დაშორება, რომელიც

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



ნახ. 11.98. რღვევის სიბრტყის დაყოფა არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტების შივრსხედასხვა ზომის (AOB და AOC) სექტორებად, რომლებშიც განლაგებულია გადაადგილების R_1 ვექტორი.



ნახ. 11.99. კრილი, რომელშიც ნაოკის ჩრდილო ფრთა დახლებულია, ხოლო სამხრეთი ფრთა — შესხლებული.

წარმოადგენს გეოლოგიური ელემენტის გაწყვეტილ ნაწილებს შორის შვეულ მანძილს. მაგრამ უნდა გვახსოვდეს, რომ სხვადასხვაგვარად ორიენტირებულ კრილებში 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 გამოთვლილ.

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

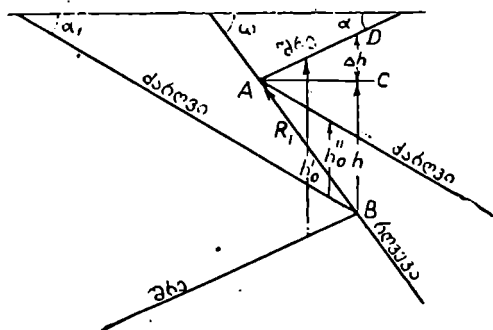
$$h_0 = H(1 \pm \text{ctg} \alpha \text{tg} \alpha), \quad (\text{II.20})$$

სადაც h_0 არის მოცემული გეოლოგიური ელემენტის ვერტიკალური დაშორება;

H — რღვევის ვერტიკალური ამპლიტუდა;

ω — რღვევის სიბრტყის დაქანების კუთხე აღნიშნულ კრილში;

α — გეოლოგიური ელემენტის დაქანების კუთხე იგივე კრილში.



ნახ. II.100. კრილი ქეშმარიტი გადაადგილების ვექტორის (R_1) გასწვრივ.

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

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

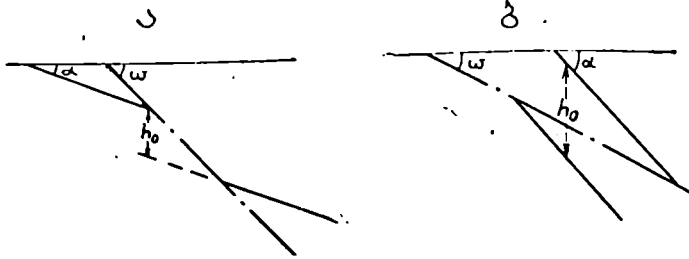
ვერტიკალური დაშორების გამოთვლის გასაადვილებლად შედგენილი იქნა (მ. ჯაფარიძე, ო. მარდალეიშვილი, 1970) $1 \pm ctg\alpha tg\alpha$ მნიშვნელობათა ცხრილი (იხ. დანართი № 2), რომელშიც ყოველი უჭრა დაყოფილია ორ ნაწილად. ზედა ნაწილში მოცემულია $1 + ctg\alpha tg\alpha$ მნიშვნელობები, ხოლო ქვედაში — $1 - ctg\alpha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

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

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

მეორე მხრივ, II. 101, ა ნახაზიდან ჩანს, რომ, როდესაც $\alpha > \alpha$ ნასხლეტის დაწეულ ზედა ბაგეს გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის დაწეული ნაწილი შეესაბამება. ვერტიკალური დაშორების გადაზომვის მიმართულება თანხვედრა აშლილობის გასწვრივ სხლეტვის საერთო მიმართულებას და ამიტომ h_0 დადებითი სიდიდეა. იმ შემთხვევაში კი, როდესაც $\alpha < \alpha$ (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 შესხლეტებისთვისაც, როდესაც $\alpha > \alpha$ გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების გადაზომვის მიმართულება რღვევის გასწვრივ საერთო მოძრაობის მიმართულებას ემთხვევა და დადებითს წარმოადგენს, ხოლო როდესაც $\alpha < \alpha$ h_0 უარყოფითია და აშლილობის გას-



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

წვრივ საერთო გადაადგილების საწინააღმდეგო მიმართულებით უნდა იქნას აღებული.

ზემოთ მოყვანილი ფორმულა ნაწევის ტიპის რღვევის (როდესაც $H=0$ და $\omega=0$) ვერტიკალური დაშორების გამოთვლისას იძლევა განუზღვრელობას $h_0=0(1 \pm \text{ctg } \alpha)$, რომლის გახსნილ ვლებულობთ $h_0=-\text{tg } \alpha$. 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 მართივი გარდაქმნით. ადვილი შესამჩნევია, რომ ვერტიკალური ამპლიტუდისა და გადაადგილების კეშმარიტ ვექტორს შორის შემდეგი დამოკიდებულებაა: $H=R_1 \sin \omega$ (ნახ. II.102).

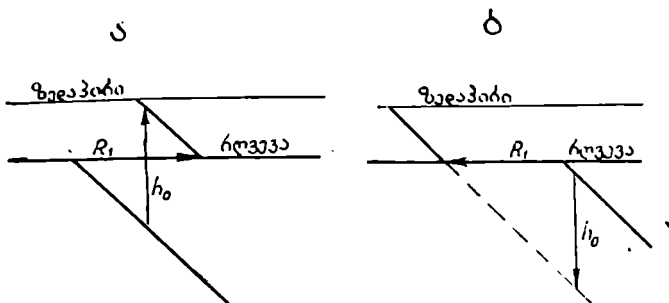
ვერტიკალური დაშორების ფორმულაში H -ის მნიშვნელობის ჩასმით და ფორმულის გამარტივებით ვლებულობთ:

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

„+“ 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.

$$h_0=\pm R_1 \text{tg } \alpha. \quad (\text{II.22})$$



ნახ. II.102. ნაწევები კრილში: ა) i_0 დადებითი სიდიდეა; ბ) i_0 — უარყოფითი სიდიდე.

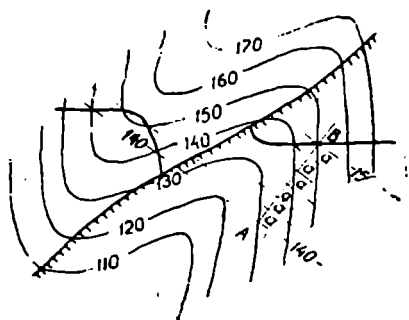
როგორც ვხედავთ, ისევე, როგორც წინა ორ ფორმულაში, აქაც გვაქვს ნიშანი „ \pm “, თუ გადანაცვლება ნაწევის შემთხვევაში მოხდა გეოლოგიური ელემენტის დაქანების მიმართულებით, მაშინ ზედა ბაგეში მდებარე გაწყვეტილი გეოლოგიური ელემენტის საპონენლად ვერტიკალური დაშორება გადაიზომება ზღვევის ქვედა ბაგეში განლაგებული შესაბამისი ელემენტიდან ზევით (ნახ. II.102, ა) და i_0 -ის გადაზომვის ეს მიმართულება ჩაითვლება დადებითად. აღნიშნულის საწინააღმდეგოდ მიმართული გადაადგილების შემთხვევაში i_0 -ის გადაზომვის მიმართულებაც დიამეტრულად იცვლება, რაც აღინიშნება ნიშნით „-“ (ნახ. II.102, ბ).

ამ ფორმულისათვის ასევე შედგენილია ($\sin \alpha \pm \cos \alpha \sin \varphi$) მნიშვნელობათა ცხრილი (ო. მარდაღიშვილი, 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 i_0 სიდიდეები შვეულის გასწვრივ იზომებიან და ამიტომ მათი მიმართულების ერთმანეთთან შედარება უფრო ადვილია, ვიდრე ერთმანეთის არაპარალელური i_0 -სა და R_1 ვექტორების მიმართულებებისა. გარდა ამისა, როგორც ზემოთ აღნიშნეთ, გარკვეულ შემთხვევებში კრილის აგებისას i_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, ვერტიკალ-

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



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

რამ რამდენიმე სხვადასხვა გეოლოგიური ელემენტების ვერტიკალური დაშორების მეშვეობით შეიძლება დადგინდეს აღნიშნული ურთიერთგადაადგილება. აღსანიშნავია ისიც, რომ ქვემოთ მოყვანილ რღვევათა მიმართ გადაადგილების ანალიზის მეთოდები ძირითადად გამოიყენება მსხვილმასშტაბიანი აგებმების და სხვა სპეციალური დანიშნულების სტრუქტურული ამოცანების გადაწყვეტისას.

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარე, რღვევების სავსე 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 „მარტივი რღვევა“ (რომლის განმარტებაც ზემოთ არის მოცემული) და „მარტივი გადაადგილება“, ან „რთული რღვევა“ და

„რთული გადაადგილება“, 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 ციკაბო 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.

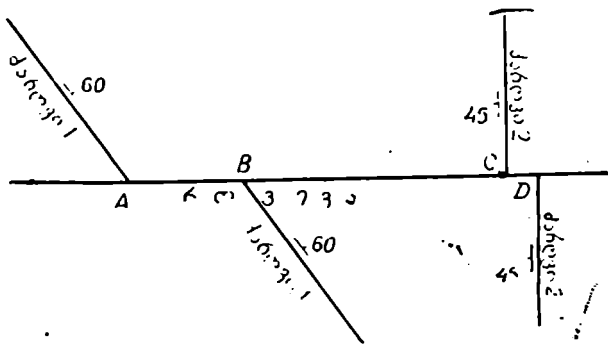
2. ამოცანები, დაკავშირებული ერთი ან რამდენიმე პარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილებასთან, როდესაც ცნობილია გადაადგილების მიმართულება.

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), ციკაბოდ ($50-80^\circ$) და შეეულად ($80-90^\circ$) დაქანებული რღვევებისათვის¹. 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 გადაადგილებების 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.

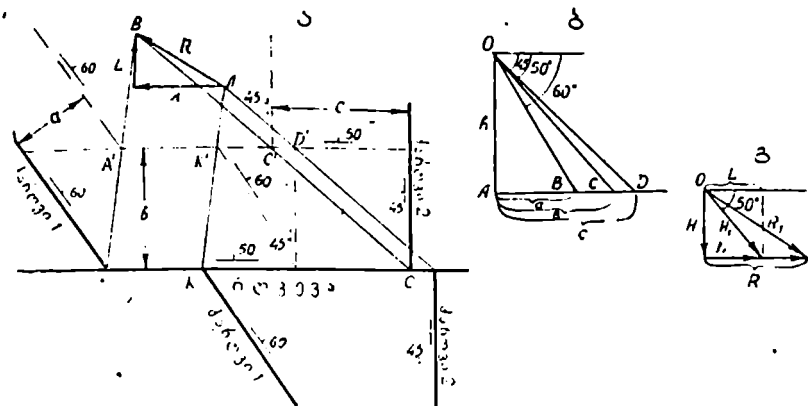


ნახ. II.104. გეგმა, რომელიც გამოსახავს გეოლოგიურ სიტუაციას რღვევის მიერ ორი, არაპარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილებისას.

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

ქვეტი I — დამრეცი რღვევების ანალიზი. II.104 ნახაზე 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 შევეუთავსოთ 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, მოგვზილებს რღვევისა და ორივე ძარღვის მიმართების მართობულად. ამ ჭრილის ასაგებად ერთი წერტილიდან ვავლებთ სწორ ხაზებს (OB , OC და OD) დიზუნქტივის და ძარღვების დაქანების კუთხვებით. ამის შემდეგ შევეულად 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 შევეული მანძილით



ნახ. II.105. დამრეცი რღვევების ანალიზი:

- ა — ორი სხვადასხვა ჰიუსომეტრიულ დონეზე განლაგებული კრილის შეთავსება;
- ბ — აბსტრაქტული კრილი რღვევისა და ძარღვების დაქანების ხაზის გასწვრივ;
- გ — დამხმარე კრილი, 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 -მანძილთ ქვევით. ამისათვის, რღვევის ძარღვი № 1 და ძარღვი № 2-ის დაქანების მიმართულებით ეზომავთ შესაბამისად AC, AB და AD მანძილებს და მიღებული წერტილებიდან ვავლებთ პირველ გეგმაზე დიზუნქტივის და ძარღვების გამომსახველი ხაზების პარალელურ სწორებს (II.105, ა ნახაზზე მეორე გეგმა დატანილია წყვეტილი ხაზებით).

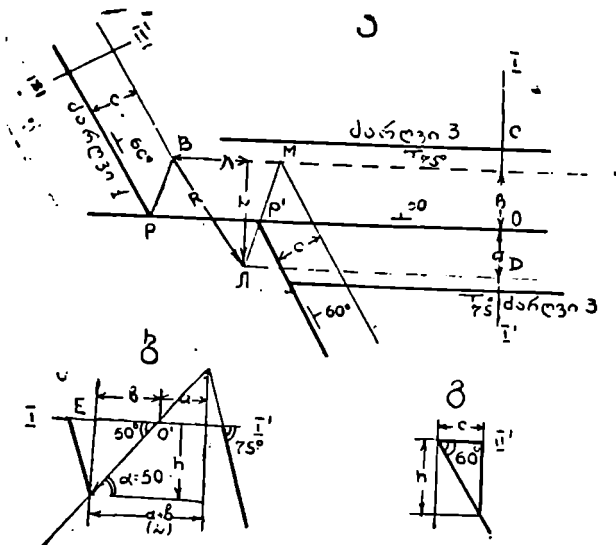
ამრიგად, მივიღეთ სხვადასხვა ჰიუსომეტრულ სიმაღლეზე განლაგებული ორი გეგმის შეთავსება. ამ გეგმებს აქვთ რიგი იდენტური წერტილებისა. ძველ გეგმაზე მდებარე A წერტილი ახალ გეგმაზე შეესაბამება წერტილ A' -ს, ვინაიდან ისინი წარმოადგენენ რღვევის და № 1 ძარღვის გადაკვეთის წერტილებს დიზუნქტივის ზედა ბაგეში. ცხადია, რომ № 1 ძარღვისა და რღვევის გადაკვეთის ხაზი მის ზედა ბაგეში გაივლის ამ ორ (A და A') წერტილებზე. ანალოგიურად ეპოულობთ 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 (A) 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 (AB), სიდიდით ტოლი იქნება ამ წერტილებს შორის მანძილისა და მიმართული იქნება AB წერტილიდან B -კენ. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ჩვენი რღვევა წარმოადგენს ნახსლეტ-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 პორიზონტულ მახასიათებლებს. მისი ვერტიკალური მახასიათებლების (ნახსლეტური მდგენელისა — H_1 და ვერტიკალური ამპლიტუდის — H) მისაღებად ვაგებთ ახალ ჰრილს რღვევის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.105, გ), რისთვისაც ვატარებთ სწორ ხაზს პორიზონტისადმი 50° დახრით. პორიზონტის 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 — ნახსლეტურ 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 ქეშმარიტი 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 (N_3) მიმართება რღვევის მიმართების პარალელურია. ბუნებრივია, რომ მათი გადაკვეთის ხაზი მათ მიმართებას დაემთხვევა. ამ ხაზის პოვნა ზემოთ მოყვანილი წესით



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

არ შეიძლება. ამისათვის ვაგებთ კრილს (I—I') რღვევისა და № 3 ქარღვის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.106, ბ). ამ კრილიდან ჩანს, რომ რღვევა და ქარღვი № 3 იკვეთება ზედა ბაგეში მოცემულ გეგმის ქვევით, გარკვეულ h სიღრმეზე, მისგან b პორიზონტულ მანძილზე, ხოლო ქვედა ბაგეში კი რელიეფის ზევით რღვევიდან a პორიზონტულ მანძილზე. ანრიგად, ეპოულობთ ქარღვისა და რღვევის გადაკვეთის ხაზებს ზედა (BE) და ქვედა (JD) ბაგეებში.

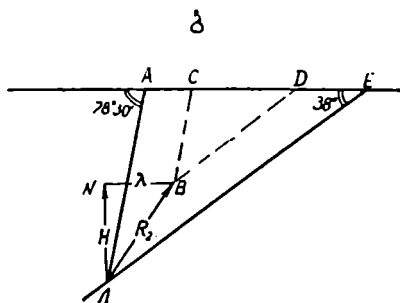
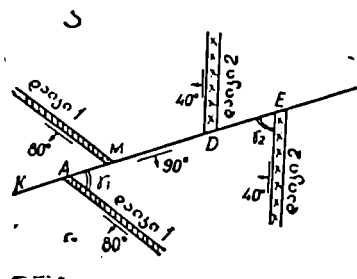
რაც შეეხება რღვევისა და № 1 ქარღვის გადაკვეთის ხაზებს, მათ ეპოულობთ წინა მაგალითში განხილული მეთოდით, მხოლოდ აქ, ზედწიტი ნახაზების თავიდან აცილების მიზნით, ვიცავთ უკვე გამოყენებული კვეთის h სიმაღლეს (ნახ. II.106, გ). ნაპოვნი გადაკვეთის ხაზების გადაკვეთის წერტილები რღვევის ზედა და ქვედა ბაგეებში წარმოადგენენ მახასიათებელ წერტილებს (J და B), რომელთა შეერთებით მიიღება ისევ ვექტორი R. ამ ვექტორის დაშლით ზენით მოყვანილი 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 პორიზონტული ჰრილების გამოყენება არ იქნება მიზანშეწონილი, ვინაიდან ვერტიკალური რღვევებისას მათი გამომსახველი სწორები სხვადასხვა პიფსომეტრიულ გეგმებზე ან დაემთხვევიან ერთნაენთს, ან იმდენად მცირედ იქნებიან დაშორებული, რომ გამოიწვევენ დიდ ცდომილებებს რიცხვითი მახასიათებლების გაზომვისას. ამ შემთხვევებში უნდა გამოვიყენოთ რღვევის მიმართების პარალელური ვერტიკალური ჰრილები. 90° დაქანების მქონე რღვევებისას ეს ჰრილები დაემთხვევიან თვით რღვევის სიბრტყეს, 80° — 85° დაქანებისას კი გადახრა რღვევის სიბრტყიდან იმდენად მცირეა, რომ მისი უგულებელყოფა შეგვიძლია.

განვიხილოთ კონკრეტული მაგალითი. II.107, ა ნახაზზე მოცემულია 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 ჰრილი თვით რღვევის სიბრტყის გასწვრივ (ნახ. II.107, ბ). ამ ჰრილში რღვევის მიერ გადაადგილებული დაიკების დახრის კუთხე დამახინჯებული იქნება, ვინაიდან რღვევა (და ჰრილიც) მათ ირიბად ჰკვეთს (შესწორებული კუთხეების მონახვა შეგვიძლია № 5 ცხრილის მეშვეობით). ამიტომ ჰრილში დაიკი № 1 დაიტანება $78^{\circ}30'$ 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 J წერტილიდან B წერტილისაკენ. რღვევის ვერტიკალური განლაგების გამო ეს უკანასკნელი დაემთხვევა გადაადგილების ჰემმარიტ ვექტორს (R_1), ამ ვექტორის დაშლით პორიზონტულ 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 წერტილები



ნახ. II.107. შვეული რღვევის ანალიზი (ი. კუშნარევის მიხედვით).

ა — გეგმა; ბ — რღვევის სიბრტყის თანხედრული კრილი, 1 და 2 — სხვადასხვა შედგენილობის დაიკები.

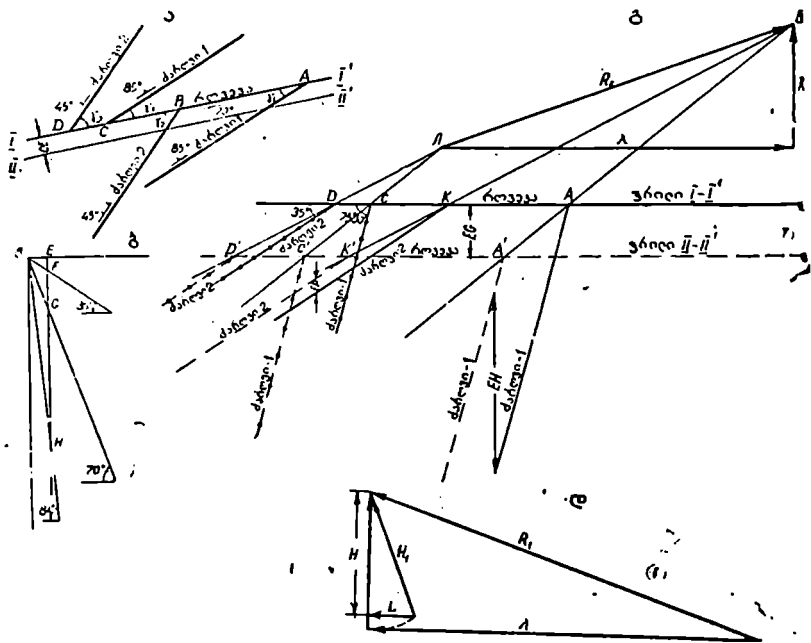
ბის მიხედვით¹. როგორც აღვნიშნეთ, ასეთ შემთხვევებშიც ანალიზისათვის საჭირო ოპერაციები უნდა შესრულდეს ვერტიკალურ კრილებზე (მ. ჭაფარიძე, თ. მარდალეიშვილი, 1971).

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

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

ამ კრილში ყველა გეოლოგიური ელემენტი (რღვევა და ძარღვები) I—I კრილში გამოსახული ელემენტების პარალელური იქნება, ვინაიდან კრილები ერთმანეთის პარალელურია. იმისათვის, რომ გავარკვეოთ თუ რა ვერტიკალური მანძილით აიწვევენ ან დაიწვევენ II—II კრილში ეს გეოლოგიური ელემენტები I—I კრილთან შედარებით ვაგებთ შეთავსებულ კრილს რღვევის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.108, ბ). ამ კრილში გეოლოგიური ელემენტები დაიტანება დამახინჯებული დახრით, ხოლო რღვევა კი — თავისი ქვეშარტი

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



ნახ. II.108. ციკაბო რღვევის ანალიზი:

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

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

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

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

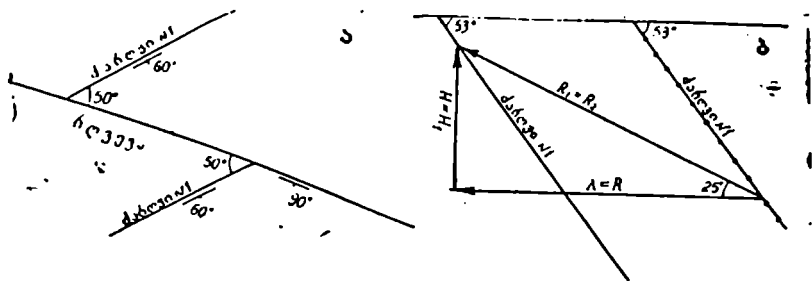
რღვევათა ანალიზი ერთი ან რამდენიმე პარალელური გეოლოგიური ელემენტის გადანაცვლებისას. როდესაც რღვევა ერთ ან რამდენიმე ერთმანეთის პარალელურ გეოლოგიურ ელემენტს ანაცვლებს, სხლეტვის ხაზის ორიენტაციის ცოდნის გარეშე შეუძლებელია დიზინქტივის ხასიათისა და რიცხვითი მახასიათებლების განსაზღვრა. ამ შემთხვევებში შეიძლება 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 ნოცემულია რღვევა და მის მიერ გადანაცვლებული დაიკი. ამოცანის ამოხსნისათვის ვპოულობთ რღვევის და დაიკის გადაკვეთის ხაზიკს. ამასთანავე ვაგებთ შეთაიგბულ ქრილს რღვევისა და დაიკის დაქანების გასწვრივ (ნახ. II.109, ბ). ამ ქრილს ვკვეთთ ჰორიზონტული ხაზით გარკვეულ h სიღრმეზე და ვიგებთ ამ ელემენტების განლაგების ადგილს ამ ღონეზე. 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 (ყ ან β კუთხე), მაშინ რღვივისა და მის ქვედა ბაგეში არსებული დაიკის გადაკვეთის ხაზის ნებისმიერი წერტილიდან ვატარებთ R ვექტორს (ქვეშარიტი გადაადგილების თარაზული გეგმილი) მიმართულს ზედა ბაგისაყენ (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 ქვეშარიტი 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. დიზინქტივის ზედა ბაგედ პირობითად მივიღოთ მისი სამხრეთი



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

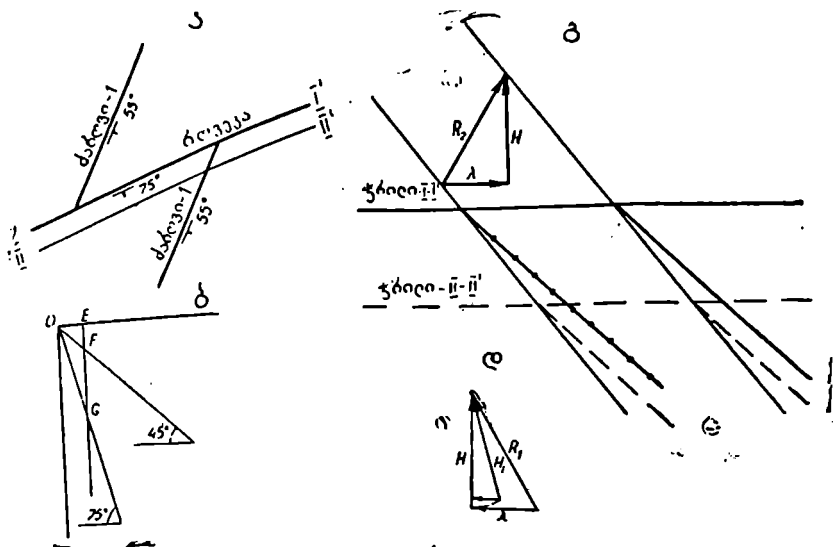
ა — გეგმა; ბ — რღვევის სიბრტყის თანხედრილი კრილი.

ბლოკი (ნახაზზეც რღვევის დახრა პირობითად ამ მიმართულებითაა ნაჩვენები).

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

სხლეტვის ზაზის მოცემულ მიმართულებას (ჩვენს შემთხვევაში $\omega = 25^\circ$) დაეიტანთ ნახაზზე (II.110, ბ) და მიეცემთ, როგორც ყოველთვის, მიმართულებას რღვევის ქვედა ბაგიდან ზედა ბაგისაკენ. მიღებული ვექტორი იქნება გადაადგილების ქვემარტივი ვექტორი R_1 . ამ ვექტორის დაშლით ჰორიზონტულ და ვერტიკალურ მდგენელებად (იგივებთ რღვევის ნაწიეურ (λ) და შესხლეტეურ (H_1) მდგენელებს.

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

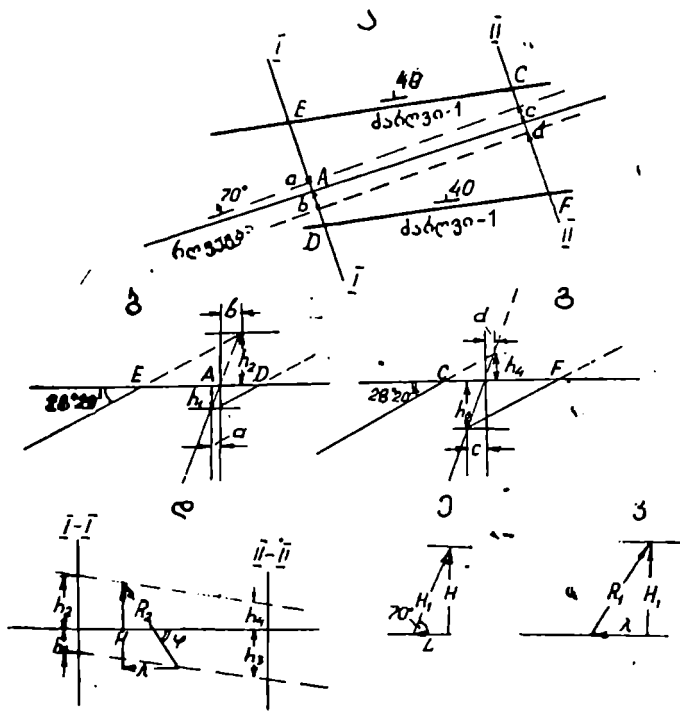


ნახ. II.111. ციტაბო რღვევის ანალიზი ერთი გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით:

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

განვიხილოთ შემთხვევა, როდესაც რღვევისა და გადაანაცვლებული გეოლოგიური ელემენტის მიმართებებს შორის კუთხე 15° -ზე ნაკლებია (ან $= 0^\circ$). ამ შემთხვევაში რღვევის მიმართებების პარალელური კრილები 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 გაშვალ შვეულ სიბრტყეზე. ამისათვის ვიყენებთ რღვევის მართობულ ორ კრილს (I—I და II—II).

ამ კრილებში (ნახ. II.112, ბ და II.112, გ) რღვევა გამოჩნდება თავის ქეშმარიტი დახრით, ხოლო ძარღვის დაქანებას ვიპოვიტ № 5 ცხრილში. (ეს დამახინჯებული კუთხე იქნება $28^\circ 30'$). როგორც I—I და II—II კრილებიდან 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. ციკაბო რღვევის ანალიზი მისი პარალელური გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიხედვით (ი.კუშპარევის მიხედვით):
 — გეგმა; ბ და გ — დამხმარე კრილები I—I და II—II ხაზებზე ვაკუუმის;
 დ — გეგმილი ვერტიკალურ, რღვევის მიმართების პარალელურ სპერტულებზე; ე და ვ — დამხმარე კრილები.

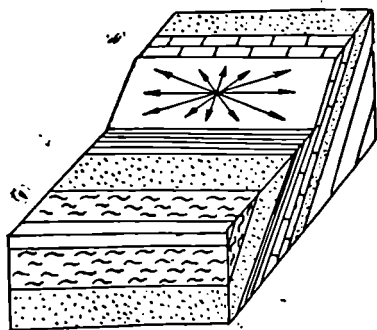
გეგმის ასაგებად (ნახ. II.112, დ) ვაჩარებთ ჰორიზონტალურ ხაზს, რომელიც გამოსახავს რღვევას და შვეული კრილების გამომსახველ ორ ხაზს, რომელთა შორის ჩანძილი ტოლია კრილებს შორის მანძილისა გეგმაზე (ნახ. II.112, ა). ამ ხაზებზე კრილების შესაბამისად ვზომავთ h_1 , h_2 , h_3 და h_4 მანძილებს რღვევიდან ქვევით და ზევით. იღებული იდენტური წერტილების შეერთებით ვღებულობთ რღვევისა და ძარღვის გადაკვეთის ხაზების გეგმილებს დიზონქტივის მიმართებაზე გატარებულ შვეულ სიბრტყეზე. ფკუთხის საშუალებით დაგვაქვს გადაადგილების ვექტორის შვეული გეგმილი (R_2), რომელსაც ვშლით ნაწიეურ (λ) მდგენელად და ვერტიკალურ აშლიტულად

(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).

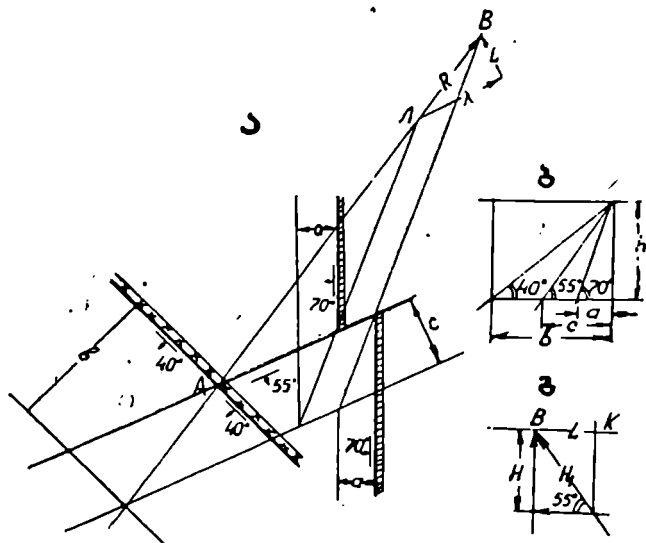
რღვევები ხილული გადანაცვლების გარეშე. აქამდე ჩვენ ვიხილავდით მხოლოდ იმ რღვევებს, რომელთა მიმართ გადაადგილება ხილულია. მათ გარდა არსებობს ისეთი დიზიუნქტივებიც, რომელთა მიმართაც გადაადგილება არც ერთ კვეთში არ შეიმჩნევა. ასეთი რღვევები შეიძლება დავყოთ ორ ჯგუფად: პირველ ჯგუფში ერთიანდებიან რღვევები, რომლებიც შრეებრივობის, დაიკების და ძარღვების ზალბანდების სიბრტყეებს (ე. ი. გადაადგილებული ელემენტის შემომფარგვლელ რონელიმე 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 გაჰადნებას. 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 დავიხმარებთ რღვევასთან გადაკვეთის ხაზის მქონე რომელიმე სხვა ელემენტი.

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



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



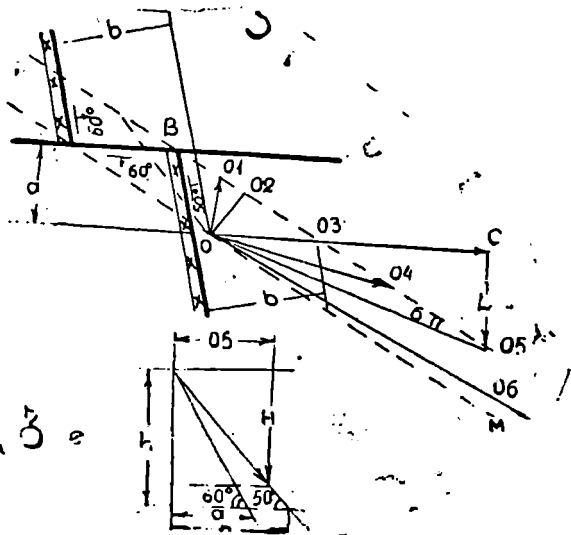
ნახ. II.114. რღვევის ანალიზი, როდესაც ერთ-ერთი გეოლოგიური ელემენტის გადაადგილება არც ერთ კვეთში არ შეიმჩნევა (ი. კუმნარევის მიხედვით).

ა—გვეგმა; ბ—აბსტრაქტული კრილი რღვევისა და გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის მიმართების ნართობულად; გ—დამხმარე კრილი.

სათვის უნდა გაგვაჩნდეს დამხმარე ინფორმაცია რომელიმე სხვა სხეულის გადაადგილების შესახებ (ნახ. II.114). თუ ასეთი გაგვაჩნია, მაშინ ვაგებთ ორ ურთიერთშეთავსებულ გეგმას ან კრილს 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 გადაანაცვლების სურათი, რღვევების ანალიზის ამოცანა მრავალხსნადია.

დავუბრუნდეთ ზემოთ განხილულ ერთ-ერთ ამოცანას, როდესაც გვაქვს რღვევის მიერ დაიკის გადაკვეთის სურათი (ნახ. II.115). ნახაზზე მოცემული გადაანაცვლების შედეგი შეიძლება ზივილოთ მასზე დატანილი ვექტორთა კონის ნებისმიერი წვეკრის საშუალებით. ამ ვექტორების სიდიდე შეიძლება იცვლებოდეს 00^2 -დან (გადაკვეთის



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

ა — გეგმა; ბ — აბსტრაქტული კრილი რღვევისა და ეოლოგიური 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 გაზოსახული რღვევა შეგვიძლია განვიხილოთ როგორც შესხლეტვა, შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევი, ნასხლეტ-მარცხენა ნაწევი, მაგრამ მას ვერაფრით ვერ მივაკუთვნებთ ნასხლეტური ან მარცხენა ნაწევური ხასიათის რღვევებს.

უურადლება 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. $\lim R = \infty$), 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

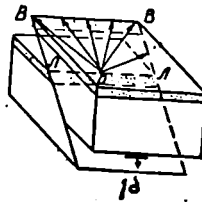
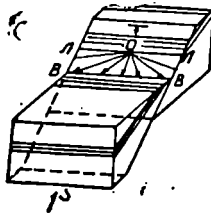
გადაკვეთის ხაზი ემთხვევა რღვევის მიმართებას, ე. ი. თარაშულია

ქვეჯგუფი I ა

ქვეჯგუფი I ბ

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (BB) პიფსომეტრიულად უფრო ქვევითაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (AA) შედარებით.

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში — (BB) პიფსომეტრიულად უფრო ზევითაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (AA) შედარებით.



გადაადგილებები:

გადაადგილებები:

- ა) შესაძლებელი: ნასხლტები და ნასხლტ-ნაწევები
- ბ) შეუძლებელი: ნაწევები, შესხლტ-ვები, შესხლტვა-ნაწევები.

- ა) შესაძლებელი: შესხლტვები, შესხლტვა-ნაწევები
- ბ) შეუძლებელი: ნაწევები, ნასხლტ-ნაწევები.

ჯგუფი II

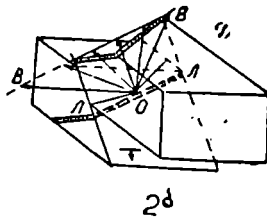
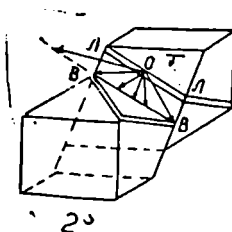
გადაკვეთის ხაზი არ ემთხვევა რღვევის მიმართებასა და დაქანებას

ქვეჯგუფი 2 ა

ქვეჯგუფი 2 ბ

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში (BB) პიფსომეტრიულად უფრო ქვევითაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (AA) შედარებით.

გადაკვეთის ხაზი ზედა ბაგეში — (BB) პიფსომეტრიულად უფრო ზევითაა განლაგებული ქვედა ბაგეში მდებარე გადაკვეთის ხაზთან (AA) შედარებით.



გადაადგილებები:

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

გადაადგილებები:

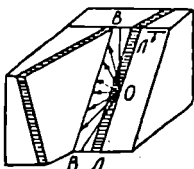
- ა) შესაძლებელი: ნაწევები, შესხლტები, შესხლტ-ნაწევები.
- ბ) შეუძლებელი: გადაადგილებები, რომლებიც შესაძლებელია II-ა ქვეჯგუფში.

ჯგუფი III

გადაკვეთის ხაზი ემთხვევა რღვევის დაქანებას

ქვეჯგუფი 3-ა

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



3ა

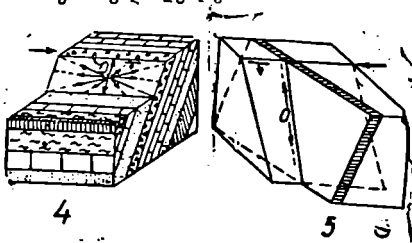
გადაადგილებები:

- ა) შესაძლებელი: მარცხენა-ნაწევები, შესხლტ-მარცხენა ნაწევები, ნასხლტ-მარცხენა ნაწევები.
- ბ) შეუძლებელი: შესხლტები, ნასხლტები და III-ბ ჯგუფში შესაძლებელი გადაადგილებები.

ბ) რღვევები არ იძლევიან სხეულის ხილულ გადაადგილებას

ჯგუფი 4

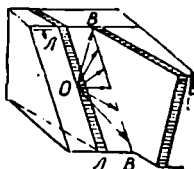
რღვევის სიბრტყე გეოლოგიური ელემენტის კონტაქტის პარალელურია. გადაკვეთის ხაზი არ არის. შესაძლოა ნებისმიერი გადაადგილება



4

ქვეჯგუფი 3-ბ

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



3ბ

გადაადგილებები:

- ა) შესაძლებელი: მარჯვენა ნაწევები, შესხლტ-მარჯვენა ნაწევები, ნასხლტ-მარჯვენა ნაწევები.
- ბ) შეუძლებელი: შესხლტები, ნასხლტები და III-ა ჯგუფში შესაძლებელი გადაადგილებები.

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.

ყოველივე ზემოთქმულიდან მივდივართ დასკვნამდე, რომ გადაადგილების ვექტორთა მიღებული კონიდან უნდა გამოირიცხოს ისეთები, რომლებიც რღვევის და სხეულის გადაკვეთის ხაზთან ქნნიან ძალიან მცირე ($15-10^\circ$) 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 დაჭვრეტება (შესაძლო გადაადგილების მიმართულების განსაზღვრა) რღვევისა და გადაანაცლებულ სხეულთა ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით, მაგრამ, ეს ასე არ არის. რღვევისა და გადაადგილებული გეოლოგიური ელემენტის ურთიერთდამოკიდებულებათა მთელი სინრავლე 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 შესაძლებელია გადაადგილებები მეორეში შეუძლებელია.

IV და V ჯგუფების რღვევებისათვის სხლეტვის ხაზის მიმართულება ნებისმიერი შეიძლება იყოს. მოძრაობის ქვეშაირი 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 გადაანაცლებების დაახლოებით მიმართულებას.

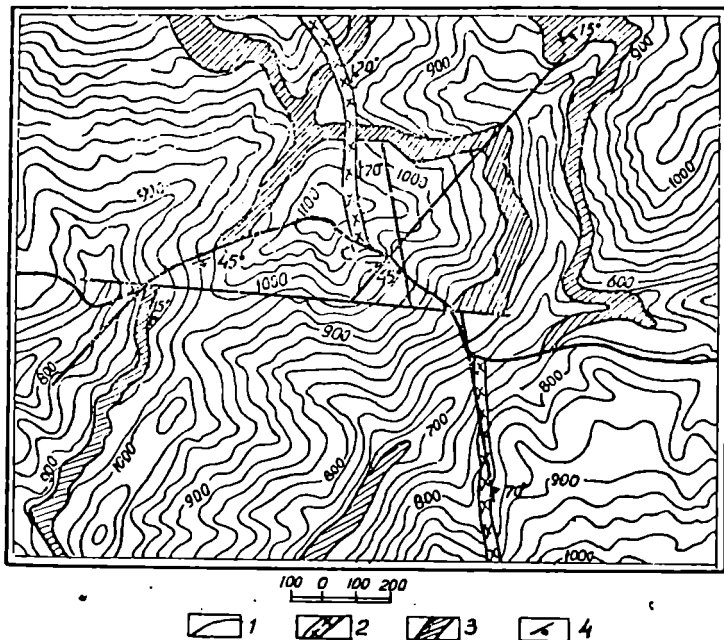
რთული რღვევების ანალიზი. რთული (მრავალჯერადი) რღვევების ანალიზი ძნელია და ხშირად შეუძლებელიც. რთული რღვევების მიმართ სხვადასხვა დროს მომხდარი გადაადგილებები უმეტესად არ ემთხვევიან ერთმანეთს არც მიმართულებით და არც სიდიდით, თუმცა არ არის გამორიცხული მათი მიმართულებების დამთხვევა. ტექტონიკური აქტივობის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

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

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

რელიეფის როლი რღვევების ანალიზისას. ზემოთ განხილულ ყველა მაგალითში ანალიზისათვის აუცილებელი მასალა მოცემულია ბრტყელი, პორიზონტული რელიეფის მქონე გეგმებზე. ანავე 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 ჰრილი რომელიმე ჰიფსომეტრიულ დონეზე (რუკაზე მიღებული სურათის მიხედვით გადაადგილების ხასიათის შესახებ რაინე დასკვნის გამოტანაზე ლაპარაკიც შედგება).

რელიეფის მოხსნისას (ნახ. II.116) ირჩევენ რომელიმე ჰიფსომეტრიულ დონეს (ჩვენს შემთხვევაში 850 მ), ჩეულებრივ ისეთს, რომელიც ჰკვეთს რღვევასაც და ანავე 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 დაიკი; 3. კაჟიანი ფიქლების სამარკირებო პორიზონტი ერთგვაროვან წყებაში; 4. წოლის ელემენტები.

ნის შესაბამის სტრატოიზოპიფსებს 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 შემომსახვრელი ერთი და იგივე სიბრტყეები (ზედაპირები).

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

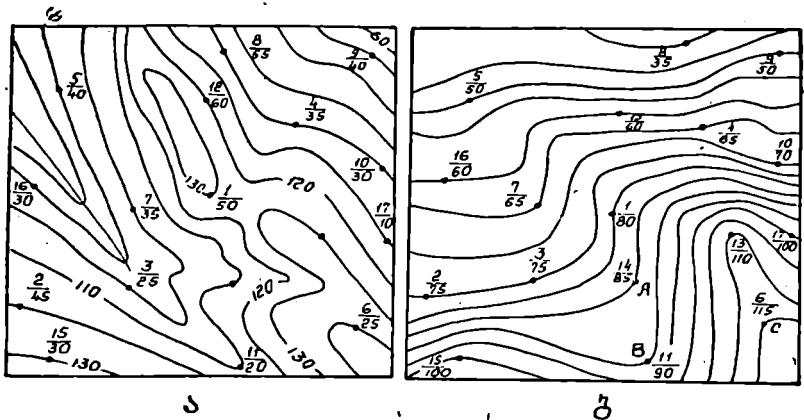
6. სტრუქტურული რუკები

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

სების საშუალებით. სტრატოიზოპიფსების ათვლას, რელიეფის გამომსახველი იზოპიფსების მსგავსად, აწარმოებენ ზღვის დონიდან. სტრუქტურული რუკების საშუალებით მიწისქვეშა რელიეფის გამოსახვა ფართოდ გამოიყენება ნავთობის, გაზის სხვადასხვა მყარი სასარგებლო ნაძარხების ფენობრივი საბადოების შესწავლისას და, აგრეთვე ჰიდროგეოლოგიური კვლევების დროს. სტრუქტურულ რუკებს, უნეტეს შემთხვევაში; ჰაბურლილების, 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 ნაძარხთა მარაგების ანგარიში და სხვ.

სტრუქტურული რუკების აგების რაზდენიმე ხერხი არსებობს. ყველაზე ზუსტია პროფილების მეთოდი, რომელიც შემდეგში მდგომარეობს: აგეგმვის საფუძველზე დგება ჰრილები სტრუქტურის დაქანების მიმართულებით. აღნიშნული ჰრილების სიზუსტე ბუნებრივია განსაზღვრავს სტრუქტურული რუკის სიზუსტეს, ამიტომ ჰრილების შედგენისას უნდა გამოვიყენოთ დაკვირვების რაც შეიძლება მეტი წერტილი (გაშიშვლებები, შურფები, ჰაბურლილები 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 პორიზონტის 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 გამოსახვენ ასაგები ზედაპირის მიწისქვეშა რელიეფს. აღნიშნული მეთოდით სტრუქტურული რუკების აგებისას, განსაკუთრებით ნაოჭების შემთხვევაში, აუცილებელია გაკეთდეს ერთი ჰრილი მანძილ სტრუქტურის მიმართების გასწვრივ, რაც საშუალებას იძლევა დადგინდეს ნაოჭის ღერძის მდებარეობა (დაძირვა, აზვევა და სხვ.). ამისათვის, რუკაზე ვატარებთ ჰრილის 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.118. გეომეტრიული ხერხით ზედაპირის სტრუქტურული რუკის აგება ქაბურღილების 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 ქალაღზე გამოსახულ ტრაფარეტს — ტოლი ინტერვალით დაცილებული პარალელური ხაზების სისტემას, რომელზეც მითითებულია სიმაღლეები (ნახ. II.119). დაფუშვით, გვაქვს მოცემული სამი წერტილი A, B და C, სადაც შრის საგების აბსოლუტური ნიშნულია 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 — სტრატიოზოჰიფსი. ანალოგიურად ვატარებთ დანარჩენ სტრატიოზოჰიფსებსაც.

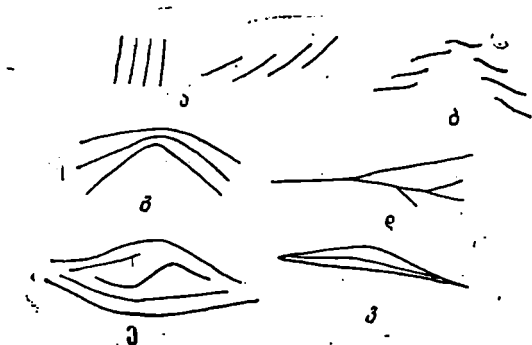
სტრუქტურული რუკები საშუალებას იძლევა, ნებისმიერ წერტილში დავადგინოთ აგებული ზედაპირის წოლის ელემენტები: მიმართება, დაქანება და დაქანების კუთხე. ეს უკანასკნელი განისაზღვრება ფორმულით $\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{l}$, სადაც α — დაქანების კუთხეა, h — კუ-



ნახ. II.119. პალეტი.

თხის განსაზღვრის მონაკვეთში კიდურა სტრატოიზოპიფსებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა, l — მანძილი ამ სტრატოიზოპიფსებს 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 სტრატოიზოპიფსებს შორის მანძილის ცვალებადობა დაქანების კუთხის ცვალებადობაზე მიუთითებს. ამასთან, სტრატოიზოპიფსების სინკლიროვე ციკაბო დახრის მაჩვენებელია და პირიქით. ზედაპირის მიმართებას ნებისმიერ წერტილში წარმოადგენს სტრატოიზოპიფსის, ხოლო მის დაქანებას განსაზღვრავს სტრატოიზოპიფსების ნიშნულები (დაქანება დაბალი ნიშნულისკენაა). სტრუქტურული რუკის საშუალებით შესაძლებელია აგრეთვე, ნებისმიერ წერტილში განისაზღვროს ზედაპირის წოლის სიღრმე, რომელიც იზოპიფსისა და სტრატოიზოპიფსის აბსოლუტური ნიშნულების სხვაობას წარმოადგენს.

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

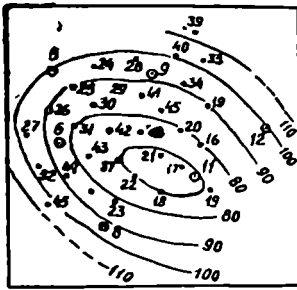


ნახ. II.120. ნაოქთა ღერძების განლაგების შემთხვევები გეგმაზე.

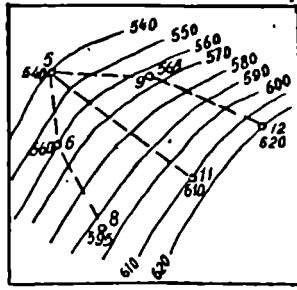
სტრუქტურული რუკების პრაქტიკული ღირებულება განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთ შემთხვევებში, როცა ნაოქის აგებულებაში მონაწილეობს რამდენიმე უთანხმოდ განლაგებული მარკირებული ჰორიზონტი.

ცნობილია, რომ ბაქნებისათვის დამახასიათებელი სტრუქტურული ფორმების — მარილიანი გუმბათების — განვითარება მრავალფაზურია. ამიტომ დანაოქების ინტენსივობა სიღრმესთან ერთად იცვლება და ზოგიერთ შემთხვევაში ნაოქის თალი 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 მარკირებული ჰორიზონტის, ანუ ე. წ. დამხმარე ჰორიზონტის სტრუქტურული რუკის აგება (ნახ. 121, ა), შემდეგ თანხვედნის რუკის შედგენა, რომელიც ასახავს ძირითად და დამხმარე ჰორიზონტებს შორის ვერტიკალური დაშორების ცვლილებებს. ამ უკანასკნელის საფუძველზე კი ძირითადი მარკირებული ჰორიზონტის მიწისქვეშა რელიეფის განოსახვა.

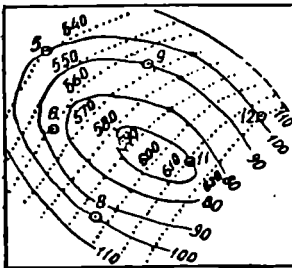
თანხვედნის რუკა აიგება ღრმა ჰაბურლილების მონაცემებით, რომელთაც გადაკვეთეს როგორც ზედა დამხმარე, ასევე სიღრმეში განლაგებული ღრმა ჰორიზონტი. ამ ჰაბურლილებში განისაზღვრება ვერტიკალური დაცილება ზედა და ქვედა ჰორიზონტებს შორის, რომელიც აღინიშნება შესაბამის ღრმა ჰაბურლილთან. შემდეგ, ინტერპოლაციის მეშვეობით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



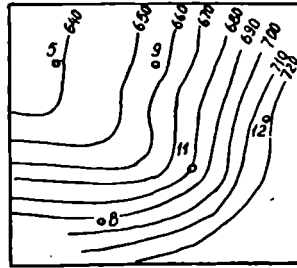
ა



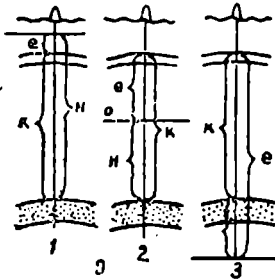
ბ



გ



დ



1

2

3

ნახ. II.121. ზედაპირის სტრუქტურული რუკის აგება დამხმარე პორიზონტის საშუალებით.

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

რობითი ზედაპირი ორივე ჰორიზონტის ქვევით არის განლაგებული, მაშინ $H=l-K$. 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 ქეშარიტი სიმძლავრე, რომლის საფუძველზე ატარებენ თანაბარი სიმძლავრის ხაზებს ანუ. იზოპახიტებს.

ზმირ შემთხვევაში, როდესაც ნაოჭა სტრუქტურები და აგრეთვე მონოკლინები გართულებულია წყვეტილი 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 შევადგინოთ 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 გაიოსახოს მხოლოდ ერთი ან ორი ჰორიზონტი. ვინაიდან გეოლოგიური რუკა ყოველთვის არ იძლევა სიღრმული აგებულების ნათელ სურათს, სასურველია, განსაკუთრებით მსხვილმასშტაბიანი სპეციალური დანიშნულების რუკებზე დავიტანოთ აგრეთვე სტრუქტურული რუკის ძირითადი ელენენტებიც.

თ ა ვ ი III

ვულკანური, ინტრუზული, მეტასომატური და მეტამორფული ქანების განლაგების სტრუქტურული ფორმები

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

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

1) ეფუზიური — მაგმური მდნარის (ლავის) ამონთხევა და გაღინება მიწის ზედაპირზე და მისი გაცივება.

2) ექსპლოზიური (აფეთქებითი) — ჰაერში (ან წყლის აუზში) დიდი წნევით მაგმური მასალის ნარევის ამოტყორცნა არაუელკანური ქანების ნატეხებთან ერთად და ვულკანური მასალის მყარი ნაწილაკების (ე. წ. პიროკლასტიკის) შემდგომი დალექვა ხმელეთზე ან აუზის ფსკერზე.

3) ექსტრუზული — ბლანტი ან გამყარებულ მდგომარეობაში მყოფი მაგმური ნივთიერების ზედაპირზე გამოწებრვა.

4) ინტრუზული — მაგმური მდნარის შემოჭრა მიწის ქერქის ამა თუ იმ სიღრმეზე და აქ მისი გაცივება.

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

1. უულკანური ქანების განლაგების სტრუქტურული შორეობა

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 გამოვლანების შეფარდებას. ფუძე, ბაზალტური მაგმის დროს მკვეთრად ჰარბობს ლავური ამონთხევები, მაშინ, როდესაც მჟავე მაგმის (დაციტური ან ლიპარიტული შემადგენლობის) ამოფრქვევისას ჰარბობს ექსპლოზიური მოქმედების პროდუქტები.

სხვადასხვა შემადგენლობის ლავებო 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 გამოწებრილ ექსტრუზულ სხეულებს ქმნის.

ქროლადებით გამდიდრებული მკავე 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 გადაღეჭვა არ განუცდიათ, ტუფებს უწოდებენ, ხოლო შედარებით უხეში პიროკლასტური მასალით შედგენილ ქანებს — აგლომერატულ ტუფებს და ტუფობრექჩიებს. გავარვარებულ, გაზურ-პიროკლასტური ნაკადებიდან მიღებულ მასალას, რომელმაც განიცადა გაცივება, ძლიერი შემკვრივება და შეცხოება და ხასიათდება ზოლებრივი ტექსტურით, ი გ ნ ი მ ბ რ ი ტ ე ბ ს უ წ ო დ ე ბ ე ნ. თუ პიროკლასტურ მასალასთან ერთად ქანის აგებულებაში ნორმალურ-დანალექი მასალაც მონაწილეობს, მაშინ ქანი ტუფიტს 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 პროლუქტივის 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, ლინისებურ სხეულს, რომელიც მიიღება ზედაპირზე ლავის ამონთხევის

შედგება: 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 ხმელეთზე ამონთხევის დროს, ხოლო განფენები კი დამახასიათებელია აგრეთვე წყალქვეშა აზოფრქვევებისთვისაც.

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

ბაზალტური, ანდეზიტურ-ბაზალტური და აგრეთვე ტუტე (მაგალითად ფინოლიტური) ლავეები ქმნიან ნაკადებს, რომელთა სიგრძე 100 კმ-ს და მეტს აღწევს. უფრო ბლანტი საშუალო შეადგენლობის (ანდეზიტური, ანდეზიტურ-დაციტური) ლავეები ჩვეულებრივ წარმოქმნიან ნაკადებს, რომელთა სიგრძე რაღღენიმე 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).

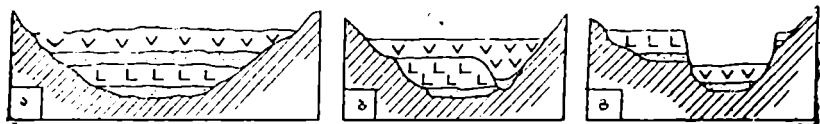
ერთი და იმავე ვულკანური ცენტრიდან ამონთხეული სხვადასხვა ლავური ნაკადების (და განფენების) ურთიერთდამოკიდებულება შესაძლებელია სხვადასხვანაირი იყოს. ახალგაზრდა ლავური ნაკადების სივრცობრივი და ასაკობრივი ურთიერთდამოკიდებულების კვლევა ხდება გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდის გამოყენებით, რომელიც ემყარება ვულკანური 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 თანხრობითი გადაფარვა. ამონთხევებს შორის ჯარვეზის 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.2. ყელის პლატოს ლაგების სქემატური ჩანახატი (ნ. ძოწენიძის მიხედვით). ნათლად ჩანს ლაგური ნაკადების (I—VII) ურთიერთდამოკიდებულება და ნარვან-ხოხის ვულკანური კონუსი კრატერით წვერზე.

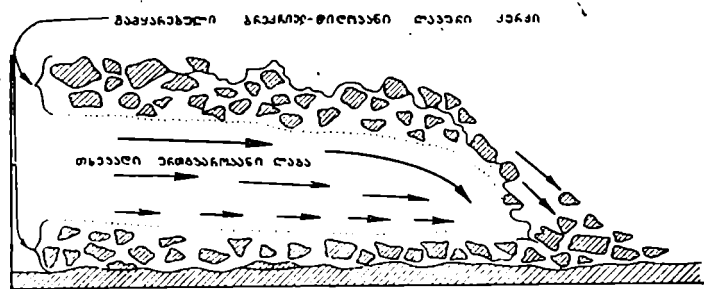
ვია, მაგრამ უფრო ხშირად მისი გამოვლინება მიკროსკოპის ქვეშ ხდება (ნახ. III.5). საშუალო და მკავე ლაგებისათვის დამახასიათებელია ძირითადი მასის ზოლებრივი ე. წ. ფლუიდური ტექსტურა. ზოლების სისქე შეიძლება 1 მმ-დან რამდენიმე სანტიმეტრამდე იცვლებოდეს. ლაგების ლამინარული დინების დროს ცალკეული ზოლები, რომლებიც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



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

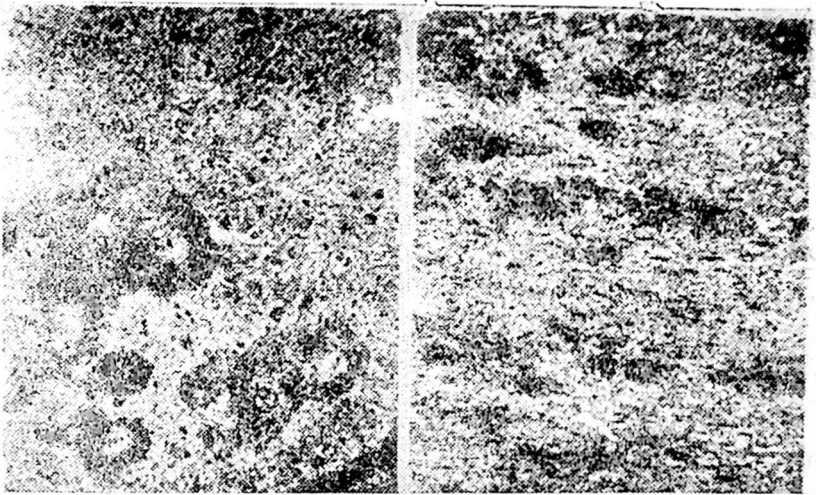
ა — თანხმობითი განლაგება, ბ — განლაგება გადარეცხვით, გ — ახალგაზრდა ნაკადის „ჩავებული“ განლაგება (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ლავეების გაცივების დროს, მათი მოცულობის შემცირების გამო, წარმოიშობა გაჭიმვის ნაპრალები, რომლებიც ლავური ნაკადების და განფენების განწევრებას განაპირობებენ. ლავეებისათვის 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 ასეთივე ქერქის წარმოშობა მის ფუძეში (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ლავეებისათვის დამახასიათებელია აგრეთვე სხვა სახის განწევრებაც. კერძოდ, ზოგიერთ, განსაკუთრებით ხშირად კი, მეავე ლავეებში. განვითარებულია ე. წ. სფერული განწევრება (ნახ. III.8, ა). ლავის სფეროები, როგორც წესი, ერთმანეთს არ ეხება და ლავითვე არის შეცემენტებული. ლავეების ასეთი საკუთრივ სფერული განწევრება უნდა გავარჩიოთ ბ ა ლ ი შ უ რ და ნ ა ჰ უ ჭ ი ს ე ბ უ რ 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 ნაპრალოთ.



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

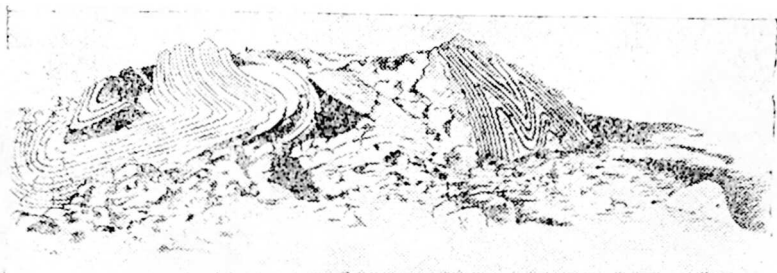
ნათლად ჩანს ძირითად მასაში გაბნეული პიროქსენის წვრილი პრიზმები და ლავის შეგუნდებული მუქი ფერის მარცვლები, რომელთაც დინების გასწვრივ კვეთში (ა) მკაფიოდ გამოხატული ხაზობრივი ორიენტაცია ახასიათებს, ხოლო განივ კვეთში (ბ) პიროქსენის გამოწყობებს იზომეტრიული ფორმა აქვთ და შეგუნდებულ მარცვლების განლაგება უწყსრივია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

სისტემის გასწვრივ რის გამოც, ნაქუჭისებური 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.

იკნიმორტიული განფენები და ნაკაობები უმთავრესად წარმოიქმნება ნორმალური ტუტიანობის (ლიპარიტები, დაციტები) ან მალალი ტუტი-



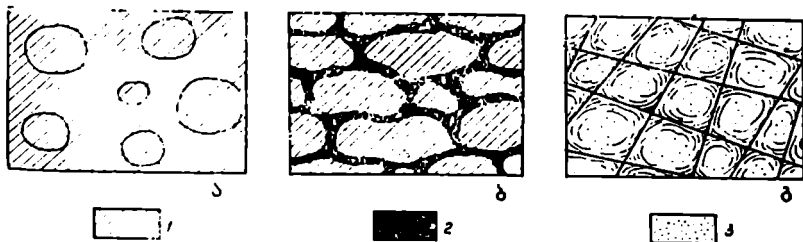
ნახ. 111.6. დინებითი განწეერება და დანაოქება ქეჩუთის ქედის ანდეზიტურ-დაციტურ ლავებში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).



ნახ. 111.7. ბაზალტების სვეტიებური განწეერება „გიგანტების ქეაფენილი“ ჩრდილოეთ ირლანდია (ა. ხოლმისის 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. დანაწეერებული რელიეფის პირობებში ამონთხევისას იგნიმბრიტული ნაკა-



ნახ. III.8. ა — სფერული, ბ — ბალიშური და გ — ნაქუქისებრი განწყობა (ე. მი-
ლანოვსკია მიხედვით).

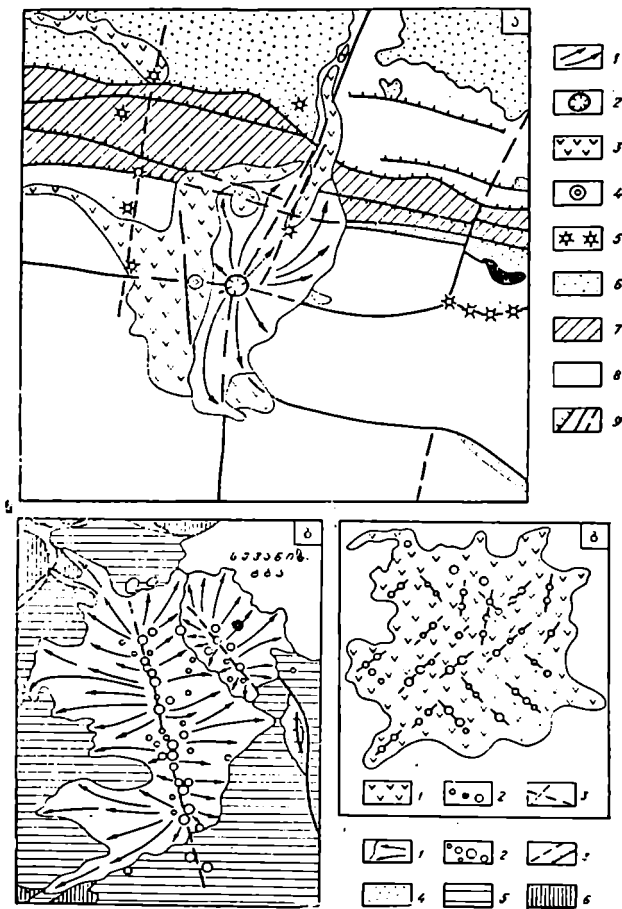
დები პირველ რიგში ავსებს ხეობებს, ს დაც მათი სიმძლავრე მაქსი-
მალურია ამასთან, მათი ზედაპირი ზოგადად იმეორებს დამარხული
რელიეფის ფორმებს და თარაზულია მხოლოდ ძალიან მძლავრი იგნიმ-
ბრიტული განფენის არსებობის შემთხვევაში.

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 წილისებური ფორმისაა (ნახ. III.9), ამ ტიპის ამო-
ფრქვევის დროს წარმოშობილი ვულკანური აპარატები — ცენტრალ-
ური ტიპის ვულკანები — გეგმაზე მეტად თუ ნაკლებად
მომრგვალებული ფორმისაა (ნახ. III.9. ა).

ნაპრალური ტიპის ამოფრქვევის შემთხვევაში (ნახ. III.9, ბ)
მაგმის ამომყვანი არხის როლს ასრულებს ღრმა და შედარებით გამწე
ციცაბო ნაპრალი ან რღვევა. მაგმური მდნარი ზედაპირს, ალწევს ან
მთელი ნაპრალს ან მისი გარკვეული დიდი ნაწილის გასწვრივ, ანდა
ამოფრქვევა ლოკალიზებულია ერთ ან რამდენიმე შემოსაზღვრულ
უბანზე, კერძოდ, იმ წერტილებში, სადაც ეს ძირითადი ნაპრალი იკვე-
თება სხვა მიმართულების მქონე, ნაკლებად მნიშვნელოვანი ნაპრალე-
ბით. 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 გადაკვე-
თების) გასწვრივ მასიურ ამოფრქვევებს. ვულკანური პროცესის განვი-
თარებასთან ერთად ზოგიერთი მცირე ამომყვანი არხი შეიძლება ჩაიკე-
ტოს. ამ შემთხვევაში არხების როლს სხვა ნაპრალები ასრულებენ. მა-
შასადამე, ზღდება ამოფრქვევის ცენტრთა გადაადგილება უკვე არა ერ-
თი ხაზის გასწვრივ, არამედ მნიშვნელოვან ფართობზე.



ნახ. III.9. ცენტრალური (ა), ნაპრაღური (ბ) და არეღური (გ) ტიპის ვულკანური აპარატების სტრუქტურული თავისებურებები (ე. მიღანოვსკის მიხედვით).

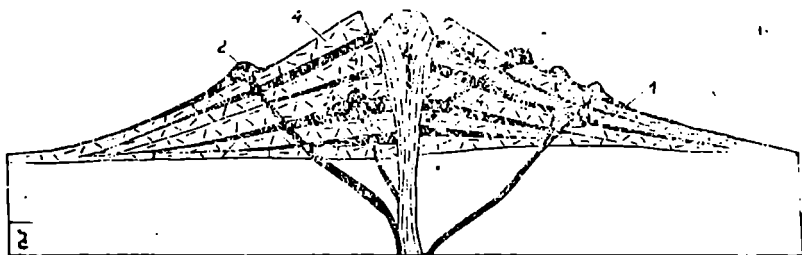
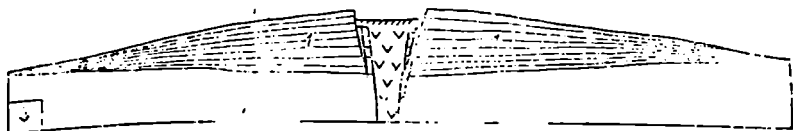
ა — იღბუზის პოლიგენური სტრატოვულკანი; 1 — პოლოცენური ლავური ნაკადები, 2 — იღბუზის პოლოცენური ვულკანური კონუსი, 3 — პლეისტოცენური ვულკანოგენური წარმონაქმნები, 4 — იღბუზის პლეისტოცენური ვულკანური კონუსი, 5 — პლეისტოცენური მონოგენური ვულკანური ცენტრები, 6 — იურული ნალექები, 7 — შუა და ზედაპალეოზოური ნალექები, 8 — კვედაპალეოზოური მეტამორფული წყებები და პალეოზოური გრანიტოიდები, 9 — რღევები ზედაპირული და ჭარული; ბ — პოლოცენური 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. მონოგენური ვულკანური აპარატი ხასიათდება ერთჯერადი ამოფრქვევით, რის შემდეგ მისი მოქმედება წყდება. პოლიგენური ვულკანები ხანგრძლივად მოქმედებენ. მათ გასწვრივ რამდენიმე ათასი და ხშირად მილიონი წლის განმავლობაში ადგილი აქვს მრავალჯერად ამოფრქვევას. მაგალითად, კაფკასიონის ყველაზე დიდი ვულკანის — იალბუზის მოქმედება გრძელდებოდა გვიანპლიოცენურიდან თითქმის დღევანდლამდე, ე. ი. დაახლოებით 3 მილიონი წლის განმავლობაში (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 ლავურს 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 სტრატოვულკანებს უწოდებენ (ნახ. III.10, ბ).

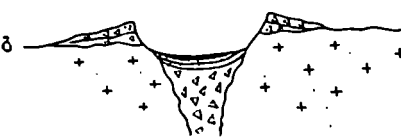
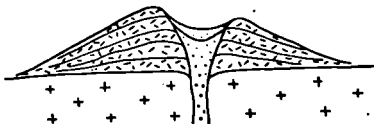
ცენტრალური ტიპის მონოგენური ლავური ვულკანური აპარატები მორფოლოგიურად გამოხატულია გუმბათისებური ლავური ბორცვების სახით, რომლებიდანაც ჩამოედინება ლავის ერთი ან რამდენიმე ნაკადი (ნახ. III.11, ა).

ვური ნაკადები და წიღოვანი კონუსები (სომხეთი): 1 — პოლოცენური ანდეზიტური ლავები, 2 — წიღოვანი და წიღოვან-ლავური კონუსები, 3 — მეოთხეული რღვევები და ნაპრალები, 4 — მეოთხეული ალუვიური ნალექები, 5 — პლეისტოცენური და პლიოცენური ვულკანოგენური წყებები, 6 — პლიოცენამდელი სუბსტრატი; 3 — ამოფრქვევის არეალური ტიპი: 1 — ლავური საფარი, 2 — ამოფრქვევის მონოგენური ცენტრები, 3 — მაგმის ამომყვანი რღვევები და ნაპრალები.



ნახ. 111.10. ფარისებრი — (ა) და სტრატოვეულკანის (ბ) კრილები (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

1 — ლავეები, 2 — ამოფრქვევის პარალელური ცენტრები, 3 — ექსტრუზიული გუმბათი, 4 — პიროკლასტური მასალის ფენა.



ნახ. 111.11. მონოგენური ვულკანების აგებულების სხვადასხვა ტიპები (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ა — მონოგენური ლავერი ვულკანი, ბ — წიღოვანი კონუსი, გ — ექსპლოზიური კა (მაარი).

ფუძე და საშუალო მაგმის მონოგენური ამოფრქვევის დროს ხშირად წარმოიშობა წიღოვანი (და წიღოვან-ლავეური) 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, ციკაბო ფერდების მქონე ექსტრუზიული ქა, ანუ მაარი (ნახ. III.11, გ), რომელიც ზოგჯერ გარშემორტყმულია შედარებით დაბალი, ამოფრქვევის დროს ამოტყორცნილი უხეში მასალით აგებული ამაღლებით.

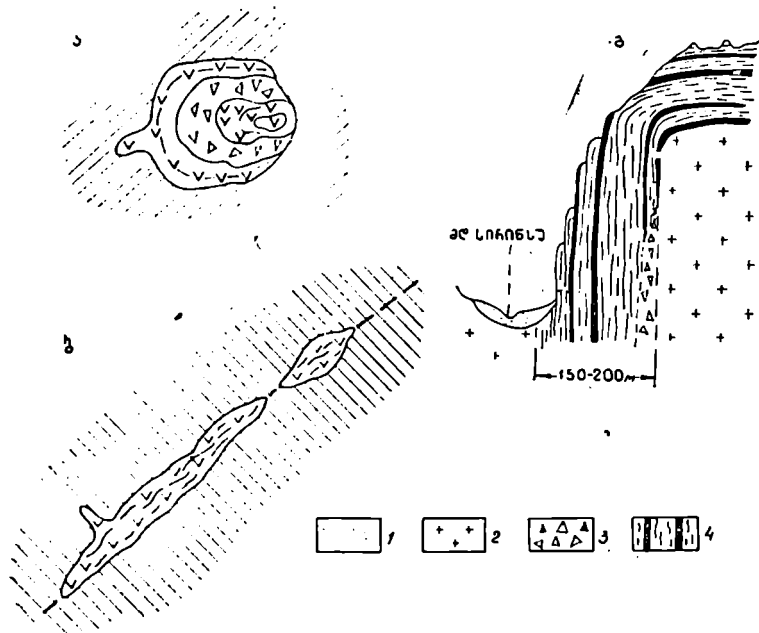
ვულკანური ყელები და სუბვულკანური სხეულები. ვულკანური მოქმედების დროს ზედაპირზე ამოფრქვეული ვულკანური ქანების გარდა ვულკანის სხეულში, მის ფუძეში ან ვულკანური განფენის ქვეშ, ზედაპირიდან შედარებით მცირე სიღრმეზე წარმოიქმნება სუბვულკანური ქანები. ეს უკანასკნელი სტრუქტურული თავისებურებებით მსგავსია, ხოლო 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 მიღისებური ფორმა აქვს და მისი შევსების შედეგად წარმოიქმნება სვეტიანებური ფორმის სხეული ანუ ნეკი (ნახ. III.12, ა).

ნაპარალოვანი და არეალური ამოფრქვევების დროს ამომყვან არხებში წარმოიქმნება ციკაბოდ 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 აშლილობებს.

ბუნებრივია, რომ არაღრმა მაგმური კერიდან ვულკანური მასალის ზედაპირისკენ გადაადგილებას თან სდევს, ერთის მხრივ, მასში წნევის შემცირება და, მეორეს მხრივ, მის სახურავზე დატვირთვის ზრდა, რის

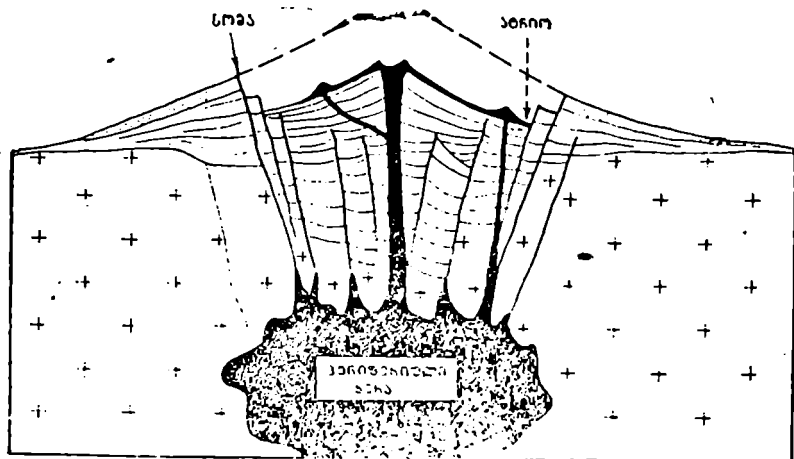


ნახ. III.12. ვულკანური ყელის და სუბვულკანური სხეულის სტრუქტურა (ე. მილანოვსკის მიხედვით).

ა — ნეკი გეგმაში; ჩანს მასალის კონცენტრული განლაგება; ბ — დაიკისმაგვარი ვულკანური ყელი გეგმაში; გ — დაიკისმაგვარი ვულკანური ყელი, რომელიც ზევით ტუფოლავის განფენში გადადის (კრილში), 1 — ალუვიონი, 2 — გრანიტები, 3 — ლიპარიტი და გრანიტის ნატეხებისგან შემდგარი ბრექჩიები, 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 ამალლებას ქმნიან — სომას უწოდებენ, ხოლო ასეთივე ფორმის ჩაღრმავებას, რომელიც სომასა და შიგა კონუსს შორის არის მოთავსებული ატრიო ეწოდება.



ნახ. III.13. კალდერის სქემატური კრილი ახალგაზრდა ვულკანით ცენტრში (ე. პი-
ლანოვსკის მიხედვით).

2. ინტრუზული და მეტასომატური სხეულების განლაგების პირითადი ფორმები

ინტრუზული ქანების განლაგების ნებისმიერ ფორმებს ინტრუზი-
ვებს ან პლუტონებს უწოდებენ. ინტრუზული მაგმური სხეულები, მა-
თი შემცველ დანალექ ან მეტამორფულ ქანებთან სტრუქტურული
ურთიერთდაზოკიდებულების მიხედვით, იყოფიან თ ა ნ ხ მ ო ბ ი თ და
უ თ ა ნ ხ მ ო, ანუ გამკვეთ ინტრუზივებად. მაგრამ, დიდი ზომის,
უმეტესად გრანიტოიდული ან სხვა შემადგენლობის ინტრუზივები და
მეტასომატური სხეულები ამ ორ კლასში არ თავსდება და, როგორც
წესი, ცალკე განიხილება.

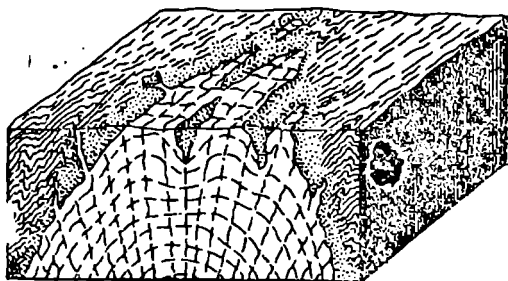
დიდი ზომის ინტრუზივები და მეტასომატური სხეულები. დიდი
ზომის ინტრუზივების და აგრეთვე მეტასომატური წარმოშობის დიდი
სხეულების კლასიფიკაცია ხდება მათი ფორმისა და მთავარ ტექ-
ტონიკურ მოძრაობათა გამოვლინების დროსთან კავშირის მიხედ-
ვით.

ადრეოროგენული გრანიტული ინტრუზივები, რომელთა ჩამოყალი-
ბება ხდება მთავარი ტექტონიკური მოძრაობების გამოვლინების დროს,
ქნიათ, როგორც წესი, შემცველი ქანების დიდი ნაოქა სტრუქტურების
მიმართ თანხმობით განლაგებულ გ რ ა ნ ი ტ უ ლ - გ ნ ე ი ს უ რ გ უ მ-
ბ ა თ ე ბ ს. ამ სხეულებში გენისური ტექსტურა მათი გარე მოხაზუ-
ლობის სწვრივად ვითარდება. ამის გამო, ისინი ხასიათდებიან კონცენ-

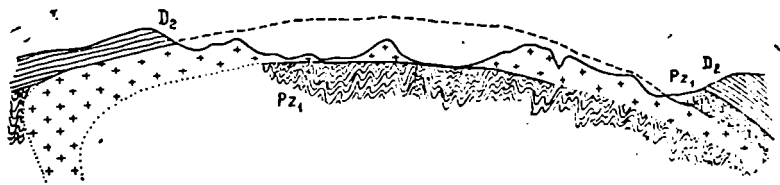
ტრულ-ზოლებრივი აგებულებით, რომელიც ზოგადად გუმბათის ფორმებს და შემცველი მეტამორფული ქანების ზოლებრივობას იმეორებს. გვიანროგენულ გრანიტოიდულ ინტრუზივებს მიეკუთვნება ბათოლითები—დიდი ზომის გამკვეთი მაგმური ან მეტასომატური სხეულები, რომლებიც ჩვეულებრივ გრანიტებით ან გრანოდიორიტებითაა შედგენილი. ბათოლითების 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 უღენტავენ 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 (პ. დალიოს მიხედვით).



ნახ. III.15. პარპოლითი (ვ. აეგირის მიხედვით).

ზედაპირების გასწვრივ ვითარდება, ფორმაციათა შორის ბათოლიტებს ან პარპოლიტებს უწოდებენ (ნახ. III.15).

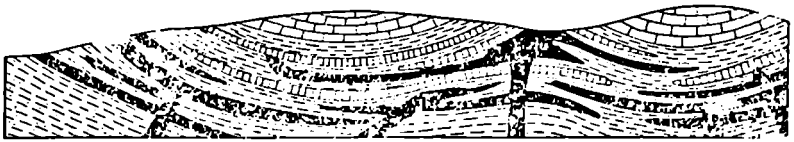
დიდი ზომის ინტრუზივებში მათი „ფსკერის“ აღმოჩენამ ზოგიერთი მკვლევარი იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ ყველა ეს გრანიტოიდული მასივი ფორმაციათა შორისი სხეულია. მაგრამ, მრავალ გრანიტოიდულ ინტრუზივში არ შეიმჩნევა მათი საგების არალრმა განლაგების ნიშნები და ისინი, როგორც ჩანს, ტიპურ „გამქოლ“ ბათოლითური ფორმის ინტრუზივებს წარმოადგენენ.

თანხმობითი ინტრუზივები. თანხმობით ინტრუზივებს მიეკუთვნება შრეძარღვები (შრეინტრუზივები), ანუ სიღები, ლაკოლითები, ლაკოლიტები და ფაკოლიტები.

შრეძარღვი, ანუ სილი წარმოადგენს ბრტყელი ფორმის მაგმურ სხეულს, რომელიც წარმოიშობა შემცველი ქანების შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის ზედაპირების გასწვრივ შექრის შედეგად (ნახ. III.16). შრეინტრუზივები შედარებით მცირე სიღრმეზე ჩნდება და ზოგჯერ ძალიან დიდ ფართობზე ვრცელდება. სამხრეთ აფრიკაში ცნობილია სიღები, რომელთა ფართობი 13000 კმ² აღწევს. სიღური სხეულების სიმძლავრე იცვლება მიკროსკოპულიდან 500—600 მეტრამდე. შრეინტრუზივების გავრცელებულ ტიპს წარმოადგენს წყალქვეშ თარაზულად განლაგებულ ქანებში შეჭრილი ფუძე მაგმური სხეულები. ასეთია, მაგალითად, საქართველოს იურულ თიხაფიქლებში წარმოქმნილი დიაბაზური სიღები. ამგვარი შრეინტრუზივების ასაკი შეეცველი 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).

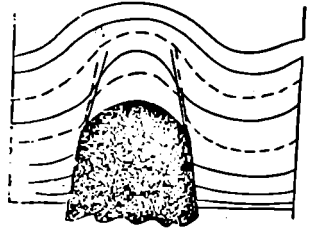
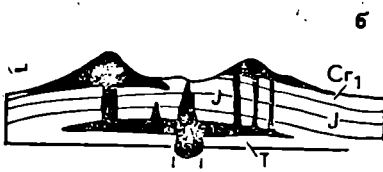
ისეთ ლაკოლითს, რომელიც ნაწილობრივ არღვევს მასზე განლაგებულ შრეებს და გადაადგილებს მათ ცილინდრული ფორმის რღვევების გასწვრივ, ბისმალთს უწოდებენ (ნახ. III.18).



ნახ. III.16. ღიაბაზის შრეძარღვები (-ილები) ქვედაპალეოზოურ ნალექებში (ჩეხოსლოვაკია).

ლოპოლითი ჩაზნეილი თანხმობითი სხეულია (ნახ. III.19), მისი ფართობი შესაძლებელია რამდენიმე ათას კვადრატულ კილომეტრს, ხოლო სიმძლავრე კი, ასეულ მეტრებს აღწევდეს.

ფაკოლითი მცირე ზომის ლინზისებური მაგმური სხეულია, რომელიც დანაოჭებულ შემცველ ქანებთან ერთად მკვეთრად არის გალუნული ზევით ან ქვევით და ნაოჭების თალურ ნაწილებს უკავშირდება. ფაკოლითი შეიძლება შეჭრილი იყოს უკვე დანაოჭებულ შრეებში. მაგრამ, შესაძლებელია შრეძარღვების მეორადი დეფორმაციის შედეგსაც წარმოადგენდეს (ნახ. III.20).

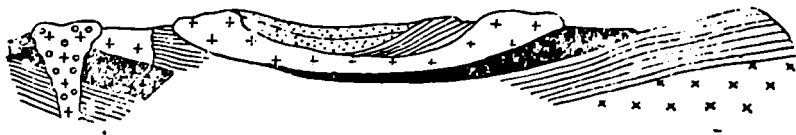


ნახ. III.17. ლაქოლითების სისტემა ლა-სალის მთებში (აშშ) (ირლანდის მიხედვით).

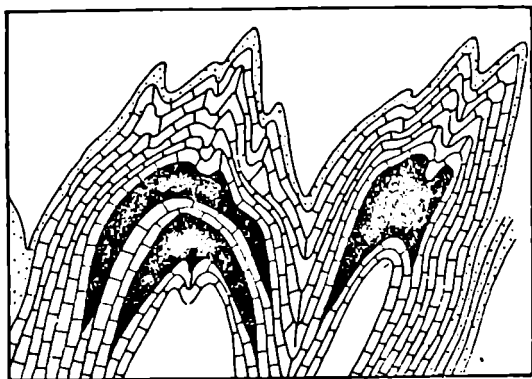
ნახ. III.18. ბისმალთი.

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 შედეგად იყოს.

ბრტყელ. შედარებით მცირე სიმძლავრის და მნიშვნელოვანი სიგრძის მქონე ციცაბოდ დაქანებულ ნაპრალოვან ინტრუზივებს დაიკებს უწოდებენ. დაიკის სიმძლავრე შეიძლება იცვლებოდეს რამდენიმე სანტიმეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდე. დაიკები ხშირად



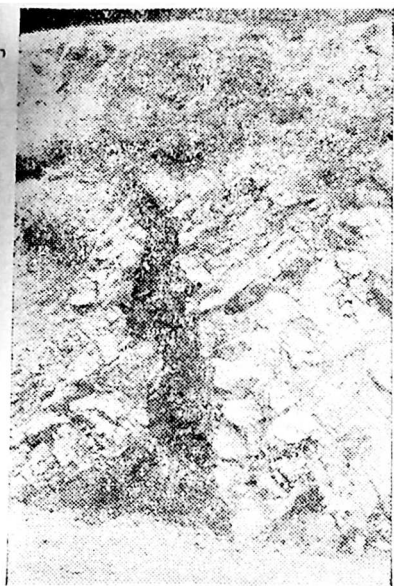
ნახ. III.19. ლაპოლითი (ბუშეელის მასივი) მოქცეული ძველ ინტრუზულ და მეტამორფულ კომპლექსში (ლაპოლითი მექადაა შეფერილი). უსწორმასწორო ბლოკური ფორმით ხასიათდება (ნახ. III.21), რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ისინი გაჩენილია დანაპრალიანებული ქანის შემდგომი გაჭიმვის შედეგად. დაიკები ხშირად გვხვდება ჯგუფების ან სისტემების სახით.



ნახ. III.20. ფაკოლიტები პალეოზოო ქანებში (აშშ) (ა. ბადენგტონის 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 („დაჭდომის“) დროს ჩნდება კონუსურ ნაპრალოთა ორი ქვევით და ზევით გაშლილი სისტემა, რომლებთანაც დაკავშირებულია სწორედ დაიკების წარმოშობა.

უსწორმასწორო ფორმის ნაპრალოვან ინტრუზივებს, რომლებიც იცვლიან თავის სიმძლავრეს და იტოტებიან კიდევ, მაგმურ ძარღვებს უწოდებენ. იმ შემთხვევაში, როდესაც დადგენილია ნაპრალო-



ნახ. III.21. ღიაბაზის დიკი ძირულის მასივის გრანიტებში (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

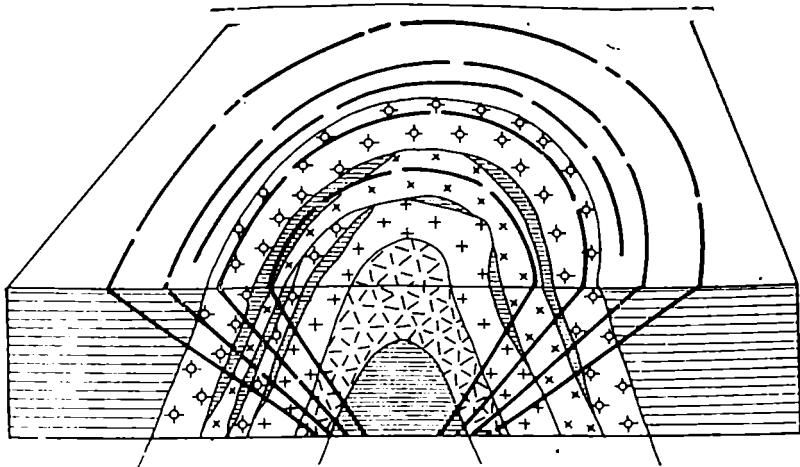
ვანი ინტრუზივების კავშირი უფრო დიდ მაგმურ სხეულებთან, მაშინ შეიძლება ითქვას, რომ ისინი ამ უკანასკნელთა განშტოებები ანუ აპოფიზებია.

შტოკები ეწოდება უმთავრესად ცილინდრული ფორმის და სრულიად სხვადასხვა ზომის, ზოგჯერ რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე დიამეტრის მქონე, ინტრუზივებს, 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 მიუთით-

ებენ, რომ შტოკების შემოჭრას თან სდევს გვერდითი ქანების გაწევა და შემჭიდროება.

ფორმის მიხედვით არჩევენ შტოკების რამდენიმე სახესხვაობას. ერთი მათგანია ძაბრისებური სხეულია, სფერული ან ქვევით მინართული სოლის ფორმა აქვს, ხოლო აკომოლითი კი ეწოდება დანისებური ფორმის ინტრუზულ სხეულს, რომლის პირი ზევით, ციცაბოდ დაქანებულ შემცველ ქანებისკენ არის მიმართული.

ინტრუზივების 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 შემოქმედებას 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, როგორცაა სხვადასხვა სახის ხაზობრივობა და პირველადი

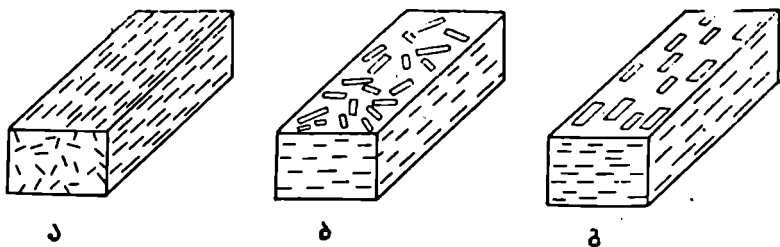


ნახ. 111.22. შოტლანდიის კონუსური და რკოლური დაკეები (ჯ. რანის მიხედვით) ნიშნებით აღნიშნულია სხვადასხვა ინტრუზული ქანები.

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 თანსდევს მაგმური სხეულის შემოჭრას და გაყვარებას.

წაგნის დინების ან მასზე გარე ტექტონიკური ძალების მოქმედების შედეგად მისი დეფორმაციის დროს ზდება მასალის მოძრაობა პარალელური ზედაპირების გასწვრივ. ბრტყელი კრისტალები, ამ ზედაპირების გასწვრივ ლამინარული ცოცვის გამო, განიცდიან ბრუნვას მანამ, სანამ არ დაემთხვევიან ამ ზედაპირებს. ნეწსისებური და პრიზმული კრისტალები შეიძლება ორიენტირებული იყოს არა მხოლოდ ცოცვის სიბრტყეებს პარალელურად, არამედ ემთხვეოდეს აგრეთვე მასალის მოძრაობის მიმართულებას. ამასთან დაკავშირებით არჩევენ ხაზობრივ, სიბრტყით და ხაზობრივ-სიბრტყით სტრუქტურულ ორიენტირებას (ნახ. 111.23). 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 გაოკვეული ორიენტირება. ამ შემთხვევაში საქმე გვაქვს უკვე მეორად შიგა სტრუქტურასთან.

ინტრუზული ქანების შიგა სტრუქტურის დაკვირვებულ შესწავლა საშუალებას იძლევა გავარჩიოთ კრისტალიზაციის და დეფორმაციის

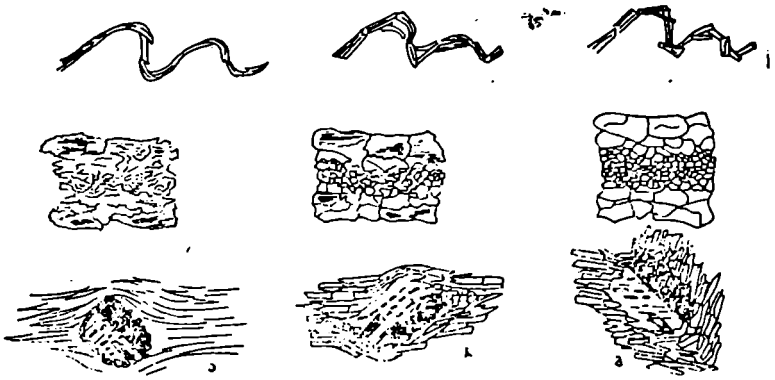


ნახ. III.23. ორიენტირებული ტექსტურების სახეები:

ა — ზაზობრივი, ბ — სიბრტყითი და გ — ზაზობრივ-სიბრტყითი.

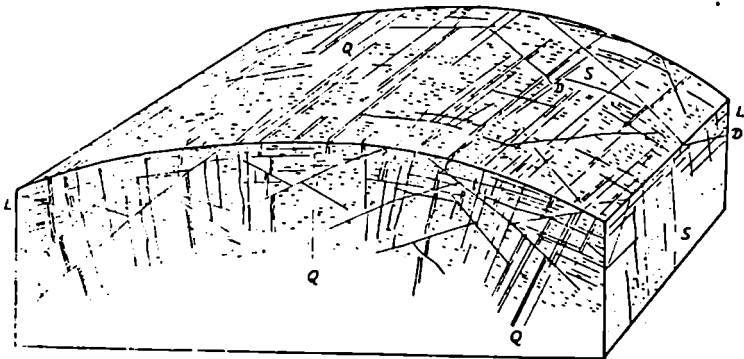
თანამიმდევრობა დროში. ზანდერი არჩევს კრისტალიზაციამდელ (პრე-კრისტალიზაციურ), თანაკრისტალიზაციურ (სინკრისტალიზაციურ) და კრისტალიზაციის შემდგომ (პოსტკრისტალიზაციურ) დეფორმაციებს. III.24 ნახაზზე ნაჩვენებია კრისტალიზაციასა და დეფორმაციას შორის დამოკიდებულების განაზღვრის მაგალითი ქარსებისათვის, კვარცისათვის და ალბიტისათვის. კრისტალიზაციის შემდგომი დეფორმაციის შემთხვევაში (ნახ. III.24, ა) კარგად ჩანს უკვე დაკრისტალბული ქარსის და კვარცის მარცვლების შემდგომი დეფორმაცია. ქარსის აშ-მუშვნით მასაში მოქცეულ ალბიტის მარცვალს ეტყობა ქარსის მასის პარალელური ტექსტურა, რომელიც ალბიტის შემდგომი ბრუნვის გამო შემობრუნებულია. თანაკრისტალიზაციური დეფორმაციის შემთხვევაში (ნახ. III.24, ბ) კვარცის და ქარსების სტრუქტურაში ჩანს კრისტალიზაციის აწილობრივი განაზღვრების მოვლენა, ხოლო ალბიტის მარცვალზე და მის გარემომცველ ქარსის მასაზე დაკვირვება გვიჩვენებს, რომ ალბიტის ზრდა ხდებოდა მისი ბრუნვის დროს, ე. ი. კრისტალიზაცია და დეფორმაცია მიმდინარეობდა ერთდროულად. კრისტალიზაციამდელი დეფორმაცია (ნახ. III.24, გ) ხასიათდება დეფორმაციის შემდგომი კრისტალიზაციის განაზღვრების აშკარა სურათის არსებობით. 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 ნაპრალოთა სისტემა, რომელიც დინების პირველად სტრუქტურებთან გარკვეულ კანონზომიერ სივრცობრივ დამოკიდებულებაში იმყოფება და განსხვავდება შემცველ ქანებში განვითარებული ნაპრალიანობისაგან.



ნახ. 111.24. ქარების, კვარცის და ალბიტის დეფორმაციული სტრუქტურები კრისტალიზაციის შემდგომი (ა), თანაკრისტალიზაციული (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. 111.25) (Q-ნაპრალები). გასწვრივი ციკაბო 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. 111.25. პირველადი ნაპრალების სისტემების ინტერუხულ სხეული (პ. კლოოსის მიხედვით).

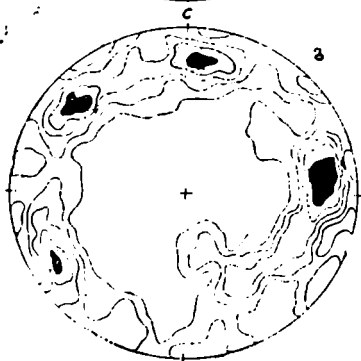
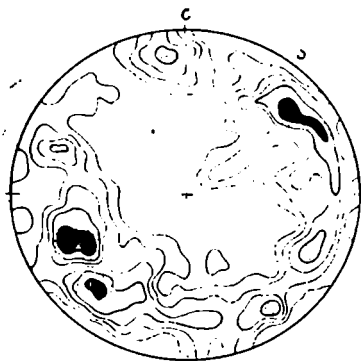
ინტრუზული ქანების შიგა აგებულების შესწავლა ხდება სპეციალური მეთოდის — მიკროსტრუქტურული ანალიზის საშუალებით. მისი არსი სტატისტიკური კვლევის საშუალებით სტრუქტურული ელემენტების სივრცეში კანონზომიერი განლაგების დადგენაში მდგომარეობს. ეს მეთოდი დეტალურად არის განხილული სახელმძღვანელოს V თავში.

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 გამკვეთა სხეულები კი სხვადასხვაგვარად იცვლიან პირვანდელ ფორმას. ამგვარ დეფორმაციას, როგორც წესი, თან სდევს ქანების შიგა სტრუქტურის შეცვლა. „პირველად“ შიგა სტრუქტურას ზედ ედება მარცვალთა დეფორმაციასთან დაკავშირებული მოძრაობა. მაგმის შემოჭრის დროს შექმნილი „ღინების ფიგურები“ იცვლიან თავის ფორმას. შეიძლება შეიცვალოს აგრეთვე მინერალთა ორიენტაციაც.

თუ ინტრუზული სხეული დეფორმაციის პროცესში იჩენს მყიდვე 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 რადიოაქტიული 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 მაქივის ეპიტექტონიკური ნაპრალების ჯამური ღიაკრამები (ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ა — შუაპალეოზოური კვარციანი დიორიტებისათვის, ბ — ზედაპალეოზოური მიკროკლინიანი გრანიტებისთვის და გ — იურული გრანიტებისთვის. ნაპრალოთა 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 თანმზღები 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 გადანარეცხი მასალის არსებობა.

განსაკუთრებით რთულია შრეინტრუზივების ასაკის განსაზღვრა. ცხადია, რომ შრეინტრუზივი უშუალოდ მის სახურავში განლაგებულ შრეზე ახალგაზრდაა, მაგრამ, ვინაიდან, შრეინტრუზივები შეიძლება იკრებოდეს 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 შორივები

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 ძირეული თავისებურება: მაგრამ, ქანები შეიძლება იმდენად იყვნენ შეცვლილი, რომ არ შემორჩეს მათთვის თავდაპირველად დამახასიათებელი არავითარი ნიშანი.

მეტამორფიზმის წარმოქმნის მიზეზი შესაძლებელია სხვადასხვა იყოს. დინამიკური ანუ კატაკლაზური მეტამორფიზმი მიწის ქერქში ტექტონიკური ძალების მოქმედებით არის გამოწვეული. ინტრუზულ მასივებთან და ლავებთან კონტაქტში კი ვლინდება თერმული ანუ ტემპერატურული მეტამორფიზმი. ამ გზით გაჩენილი მეტამორფული ქანებისათვის დამახასიათებელია შედარებით ლოკალური გავრცელება, მკიდრო 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 რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგია.

მეტამორფიზმის განვითარების უმაღლეს ფორმას (ულტრამეტამორფიზმს) წარმოადგენს მიგმატიზაციის და გრანიტიზაციის მოვლენები. მიგმატიზაცია ეწოდება რთული ქანების (მიგმატიტების) წარმოქმნის პროცესს არსებულ ქანებში მდნარი მაგმური მასა-

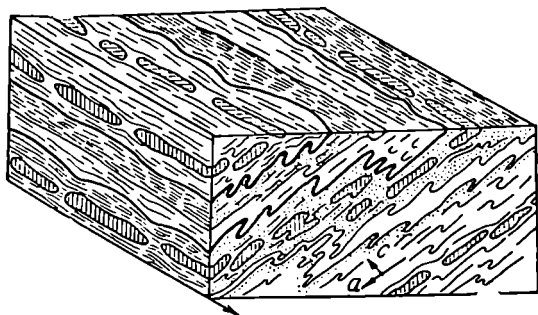
ლის და ქროლადების ინექციას გზით. მიგმატიზაცია გრანიტიზაციის საწყის სტადიას წარმოადგენს. გრანიტიზაცია მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში მიმდინარე პოვლენების და პროცესების ერთობლივობაა, რომლის ვავლენით ნებისმიერი შემადგენლობის და წარმოშობის ქანების შეცვლის საბოლოო პროდუქტს გრანიტები წარმოადგენს.

მეტამორფული კომპლექსების შესწავლის დროს ძალიან მნიშვნელოვანია იმ ნიშნების გამოვლენება, რომლებიც საშუალებას იძლევიან დავადგინოთ დედაქანის ხასიათი. დანალექი წარმოშობის დედაქანებისათვის დამახასიათებელ ასეთ ნიშნებს მიეკუთვნება პირველ რიგში შრეებრივობის, ირიბი შრეებრივობის, ტალღისცემის ნიშნების, იეროგლიფების და სტრატოგრაფიული უთაჩხზომებების რელიქტური ფორმების ან ორგანული ნაშთების არსებობა. ეფუზიურ ქანებს შეიძლება შემორჩეს ნარჩენი ფლუიდური, ბრეჭიული 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 არაერთარ ნიშნებს არ ატარებენ, მიკროსკოპის ქვეშ, შლიფებში დედაქანის ზუსტად განსაზღვრის საშუალებას იძლევიან. დედაქანების შესახებ წარმოდგენა შეიძლება მოგვეცეს აგრეთვე მეტამორფული ქანების ქიმიური ანალიზების დაკვირვებულმა შესწავლამ.

მეტამორფული წყებების სტრუქტურულ-გეოლოგიური კვლევა გულახსმობს 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 ფიქლებრივობის 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 მკვირივი ქანები: გამარმარილოებული კირქვები, ამფიბოლიტები,



ნახ. III.27. ბუნინაჟ-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. მიგმატიტი შედგება ორი განსხვავებული ნაწილისაგან პალეოსომისგან და ნეოსომისგან. პალეოსომა შეუცვლელი ან შედარებით სუსტად შეცვლილი, პირველადი ან შემცველი ქანია. ზოლო ნეოსომას კი, ქანის ახლად წარმოქმნილ ნაწილს უწოდებენ. გამოყოფენ მიგმატიტებისათვის დამახასიათებელ შემდეგ ძირითად ტექსტურებს (ნახ. III.28).

1. აგმატიტური (ბრეჩიული) ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომის ნატეხები გარშემორტყმულია ნეოსომის ვიწრო „ძარღვებით“.

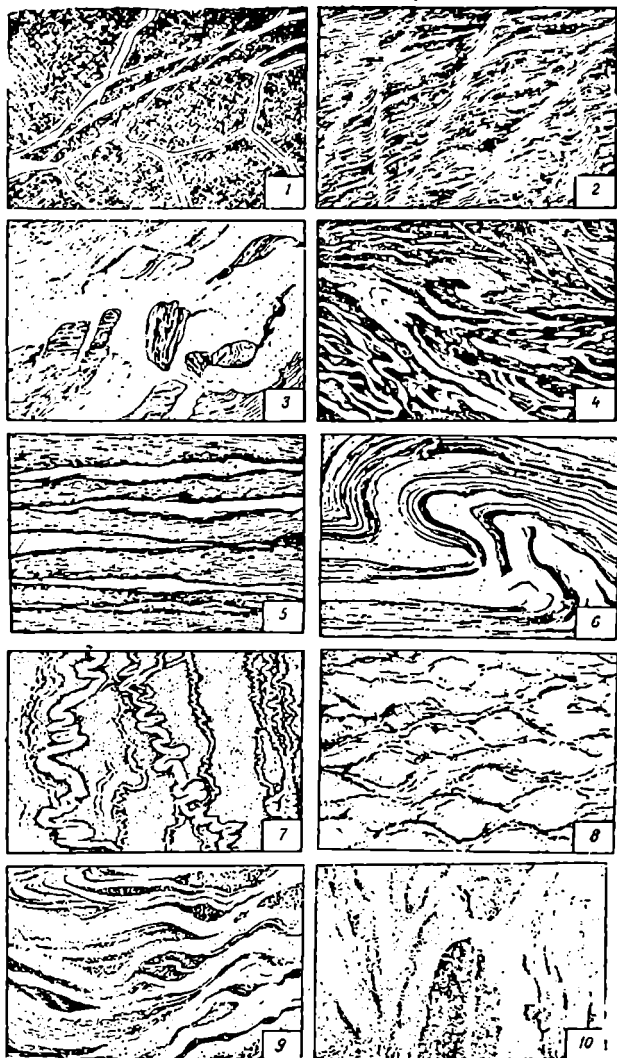
2. დიქტიონიტური (ბადისებური) ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომა ნეოსომის წვრილი ძარღვების ბაღით არის დასერილი.

3. ბლოკური ტექსტურის მიგმატიტში პალეოსომის ნატეხები ზემოთ განხილულ ტექსტურებთან შედარებით მცირე ზომისაა და ხშირად ნაკლებად დაკუთხულიც.

4. ფლებიტური (ძარღვული) ტექსტურა ხასიათდება პალეოსომის ფაგვეთი ნეოსომის უსწორმასწორო ძარღვისებური წარმონაქმნების არსებობით.

5. სტრომატიტულ (შრეულ) ტექსტურაში ნეოსომები პალეოსომაში ქნნიან ღია და მუქი ფერის შუაშრეებს, რომლებიც ჩვეულებრივ ფიქლებრივობის პარალელურია.

6. ნაოჭა ტექსტურა ჩნდება კუმშვითი ძალების მოქმედებით.



ნახ. III.28. ნიგმატიტების ტიპური ტექსტურები (კ. მენჯრტის მიხედვით).

1 — აგმატიტური (ბრეკჩიული), 2 — დიქტიონიტური, 3 — ბლოკური, 4 — ფლებიტური (ძარღვული), 5 — სტრომატიტული (შრეული), 6 — ნაოკა, 7 — პტიგმატიტური, 8 — სათვალისებური, 9 — შლირელი, 10 — ნებულიტური.



ნახ. III.29. მიგმატიზებული და დანაოქვებული კრისტალური ფიქლის ქსენოლითი კვარციანი დიორიტის გნეისში (ძირულის მასივი) (ე. გამყრელიძის მიხედვით)

კრისტალური ფიქლის მიგმატიზაციასა და კვარციანი დიორიტის გნეისის ჩამოყალიბებას შორის ადგილი ჰქონია დეფორმაციას.

7. პტიგმატიტური ტექსტურა ხასიათდება ნეოსომის ძლიერ დისპარმონიული კლანკილი ნაოქვების არსებობით.

8. სათვალისებური ტექსტურის მიგმატიტში ნეოსომა პალეოსომაში სათვალისებურად არის ჩართული.

9. შლირული ტექსტურა ჩნდება სხვა ტექსტურების ხარჯზე, მკაფიოდ გამოხატული დინების შემთხვევაში. მეტად თუ ნაკლებად გაწეილ ღია ან მუქი ფერის შუაშრებებს შლირებს უწოდებენ.

10. ნებულიტურ (ჩრდილოვან) 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 ესგავსად დავადგინოთ დეფორმაციის და კრისტალიზაციის პროცესების თანამიმდევრობა:

1. მიგმატიტის წინა დეფორმაცია (პოსტტექტონიკური მობილიზაცია) — ნეოსომის სტრუქტურა წარმოიშობა უკვე დეფორმირებულ ქანში.

2. ს-ნმიგმატიტური დეფორმაცია (პარატექტონიკური მობილიზაცია) — მიგმატიტების წარმოშობა მიმდინარეობს დეფორმაციის პროცესში.

3. პოსტმიგმატიტური დეფორმაცია (ტექტონიკის წინა მიგმატიტაცია) — მიგმატიტების წარმოქმნა დეფორმაციამდე ხდება და შეიძლება გაგრძელდეს მის საწყის სტადიაზე.

ზოგჯერ, მიგმატიტების შესწავლა საშუალებას იძლევა გამოვყოთ ორი სხვადასხვა გენერაციის მიგმატიტი და ნათ შორის დეფორმაციის პროცესის არსებობა (ნახ. III.29).

მიგმატიტებისთვის დამახასიათებელია მსხვილი ნაოქა სტრუქტურები ე. წ. გუმბათისებური აზეცებები. მიგმატიტური გუმბათი კონცენტრული აგებულების რეგიონულ აზეცებას წარმოადგენს. ის ზემოთ აღნიშნული გრანიტულ-გნეისური გუმბათის ანალოგიურია.

მიგმატიტური დიაპირები ვითარდება კსიპეტრიულ დაწოლილ ნაოქებში. 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 გენეტიკურ სტადიებს. შეიმჩნევა აგრეთვე მოქნილობის ზრდა მასივების ცენტრალური ნაწილებსკენ.

მეტამორფული წყებების ასაკის განსაზღვრა. მეტამორფული წყებებს ასაკის განსაზღვრა გაძნელებულია მათში ორგანული ნაშთების სიმცირის გამო. უქანასკნელ ხანებში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება რადიომეტრული მეთოდების გამოყენებას. მაგრამ, ამ წყებების ავეგმვის 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 ნიჟარული 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 რავგარობა და ამით გაპირობებული მეტამორფიზმის სხვადასხვა ხასიათი.

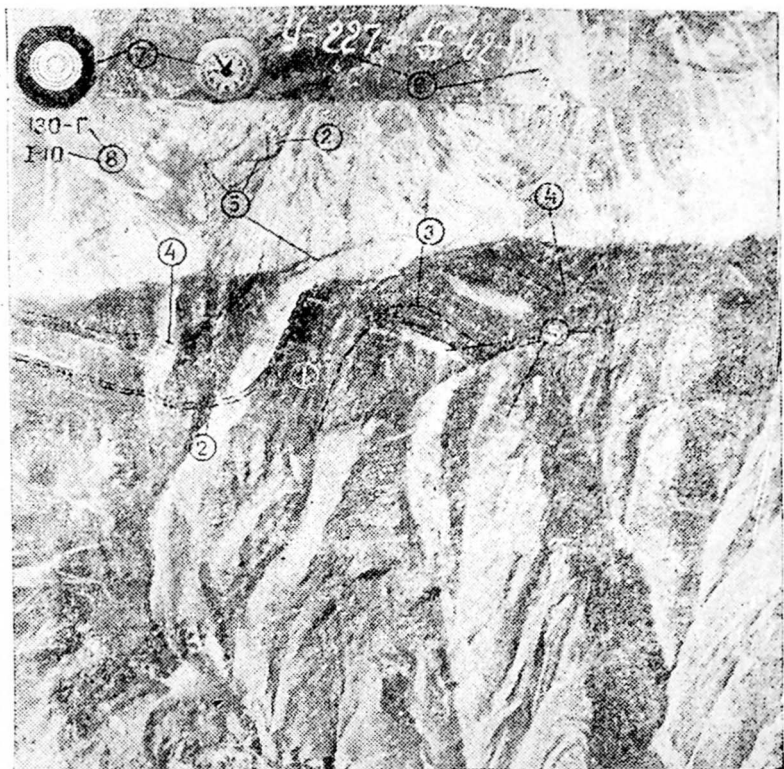
თ ა ვ ი IV

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.

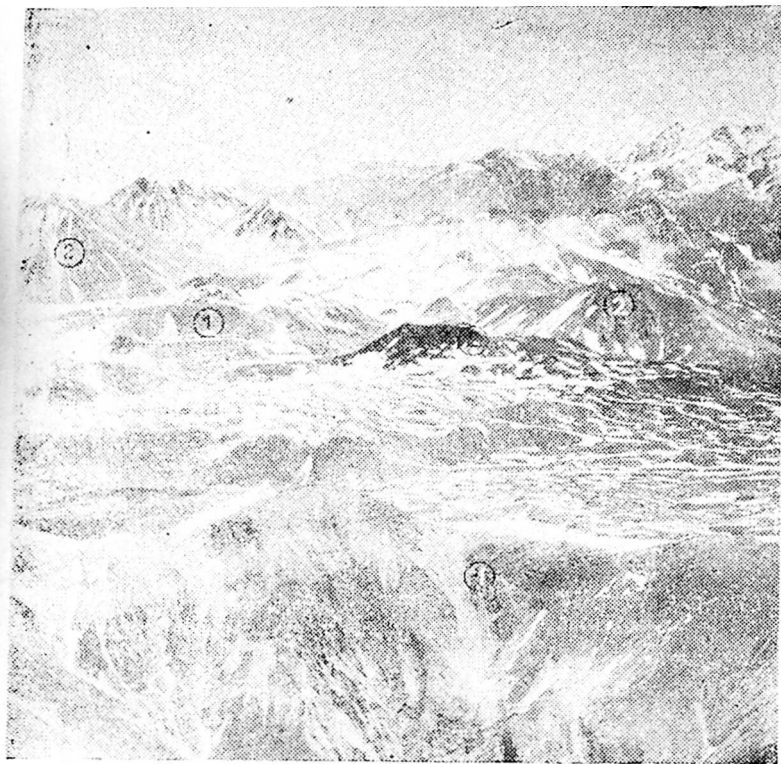
აეროფოტოგადაღება თვითმფრინავიდან ან ვერტიკალიდან ხდება, რომელზედაც დამონტაჟებულია სპეციალური აეროფოტოაპარატურა და საკონტროლო საზომი ხელსაწყოები. გადაღების მომენტში, თუ აეროფოტოაპარატის ოპტიკური ღერძი ვერტიკალურ ნივთიერებაშია (გადახრა არ უნდა აღემატებოდეს 3°) მიიღება გეგმური სურათი, თუ დახრილია — პერსპექტიული. 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 განედური ურთიერთპარალელური მარშრუტებით. აეროფოტოგადაღების მარშრუტებს შორის მანძილი შეიძლება 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 თ წ ყ ვ ი ლ ი



ნახ. IV.1. ასიმეტრიული ნაოქები 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 ამოხსნევა 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; ახალგაზრდა ვულკანები — 2.

რის გვერდების შუაზე გამყოფ წერტილზე კეთდება ქდეები (ნომნული), 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 გაერცელების 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.

აეროფოტოსურათი. როგორც ყოველი ფოტოსურათი, წარმოადგენს გადაღებული ობიექტის ცენტრალურ პროექციას. ამდენად, მასზე ობიექტის განოსახულების დამახინჯების სიდიდე და მასშტაბი დამოკიდებულია ობიექტის ფოკუსური მანძილზე, ფრენის სიმაღლეზე, რელიეფის დანაწევრების ხარისხზე, ფოტოაპარატის დახრის სიდიდეზე, და სხვა. აეროსურათის რიცხობრივი მასშტაბი

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H}, \text{ სადაც } f \text{ ფოტოაპარატის ფოკუსური მანძილია, ხოლო } H$$

ფოტოგადაღების სიმაღლე. ამიტომ აეროფოტოსურათზე უფრო მსხვილ მასშტაბში აისახება მაღალ ჰიფსომეტრიულ ღონეზე 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 გავიადებული 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.

გადაფარვითი მონტაჟის მისაღებად სურათები ლაგდება ისე, რომ დასავლეთის სურათი ფარავდეს აღმოსავლეთისას და საშხრეთით 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.

ფოტოსქემა წარმოადგენს დიდი ფართის ფოტოგამოსახულებას, რომელიც მიღდება კონტაქტურად დაბეჭდილი სურათების ურთერთმორგებისა და ზედმეტი უბნების ამოკრის გზით. ამის გამო, ფოტოსქემა მოზაიკას წააგავს. მასზე გადაღის ყველა ის დამახინჯებები, რომლებიც ფოტოსურათის ახასიათებს და ემატება მორგებთ გამოწვეული ცდომილებებიც.

ფოტოგეგმა 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 შეეჩერდებით ზოგიერთებზე, რომლებსაც იყენებენ გეოლოგიურ (განსაკუთრებით სტრუქტურულ) გამოკვლევებში.

ფერადი და სპექტროზონალური სურათების გადაღება წარმოებს ჩვეულებრივი აეროფოტოაპარატებით სპეციალურ ფირებზე. ფერადი ფოტოგადაღება კარგ ეფექტს იძლევა სხვადასხვა ფერის ქანებით აგებულ რაიონებში. სპექტროზონალური ფირი მგრძობიარეა არეკლილი ხილული და ინფრაწითელი სხივების მიმართ. მიღებული ფერადი გამოსახულება შეესაბამება ამ სხივების არეკლის ინტენსივობას. დადგენილია, რომ სპექტროზონალური ფირიდან მომზადებულ ჩვეულებრივ სურათზე კარგად გადმოიკვება ნახევარტონები, რაც სურათიდან მეტი გეოლოგიური ინფორმაციის მიღების საშუალებას იძლევა.

მაღლივი აეროფოტოგადაღება 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.

კოსმიური ფოტოგადაღება. კოსმიური პილოტირებული ზომილიდან გადაღებულ ფოტოსურათებს უმთავრესად 1:1 000 000 უფრო წვრილი მასშტაბი აქვს. ისინი ხასიათდებიან დიდი მიმოხილვადობით. ამავე მასშტაბის სურათებს იძლევა თანამზავრიდან გადმოცემული დედამიწის ზედაპირის ტელეგამოსახულების ფოტოგადაღება (ე. წ. სატელევიზიო გადაღება). 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.

რადიოლოკაციური 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“.

ინფრაწითელი 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 ტოპოგრაფიაზე. ამავე დროს, სურათებზე ამა თუ იმ სიცხადით აღსახება გეოლოგიური აგებულება, როგორც უშუალოდ, ასევე არაპირდაპირ — ლანდშაფტის ელემენტების ან მათი გარკვეული თანაფარდობების სახით.

აეროსურათზე გეოლოგიური ობიექტების ამოცნობას, მათ შორის არსებულ ურთიერთდამოკიდებულებების გააჩრებას და გრაფიკულ გამოსახვას გეოლოგიური გაშიფვრა ეწოდება. ნიშნებს, რომელთა საშუალებითაც ხდება ობიექტის ამოცნობა გამშიფრავი ნიშნები ჰქვია. გამშიფრავი ნიშნები, რომლებიც უშუალოდ ობიექტს ან მოვლენას ახასიათებს (კონფიგურაცია, გეომეტრიული ფორმა, ფოტოტონი, ფერი ფერად ფოტოსურათზე) მიეკუთვნება პირდაპირ ნიშნებს. სურათზე ხშირად შეიმჩნევა ობიექტთან ბუნებრივ კავშირში მყოფი არაპირდაპირი ნიშნებიც — გეომორფოლოგიური (რელიეფი და მისი ცალკეული ელემენტები), გეობოტანიკური, ანტროპოგენური და ზოოგენური. როგორც წესი, გაშიფვრა ხდება ნიშანთა კომპლექსით, რომელთა ერთობლიობა აეროსურათზე თავისებურ ფოტოგამოსახულებას იძლევა. აღსანიშნავია,

რომ ერთდროულადვე ობიექტის გამშიფრავი ნიშნები იცვლება ლანდ-შაფტური 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 ღ 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 ტოპო-რუკაზე 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 მასალაზე აუზარების 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 ფაქტით) 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 ლაგდებათ სპეციალურ ყუთში ან საქალაღდეში.

სამუშაო სურათების მოძებნისა და გაშიფვრის მონაცემების ტოპო-რუკაზე გადატანის გაადვილების მიზნით უკანასკნელზე მოძებნება და

აღინიშნება სურათების მთავარი 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 სხვადასხვა შემსწავლას.

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 ვერტიკალურ საველე პერიოდშივე წარმოებულ აეროვიზუალურ მარშრუტებზე გეოლოგები ეცნობიან რაიონს, აკვირდებიან გაშიშვლებებს ძნელად იმსადგომ უბნებზე, ამოწმებენ გაშიფვრის სიზუსტეს და გეოლოგიურ ინტერპრეტაციის სისწორეს, აწარმოებენ საინტერესო ობიექტების პერსპექტიულ აეროფოტოგადაღებას.

კამერალურ პერიოდში ხდება სურათების საბოლოო გაშიფვრა, ინსტრუმენტული გაზომვები, კონტურების ტოპოგრაფიულ საფუძველზე 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. მიკვლევულ წერტილზე კეთდება ნაჩხვლეთი. სურათის უკანა მხრიდან ნაჩხვლეთის ირგვლივ გაკეთებულ რგოლს ან სხვა პირობით ნიშანს მიეწერება დაკვირვების რიგითი ნომერი. ხაზოვანი ობიექტის დატანა მჭრქალ ფოტოქაღალდზე წარმოებს უბრალო შავი, ხოლო პრიალაზე — მინამწერი ფანქრით. მარშრუტიდან დაბრუნებისთანავე მინამწერით დატანილი კონტური უნდა გამოქედეს 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 გამოსავლეს. 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 გამოსავლეს 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).

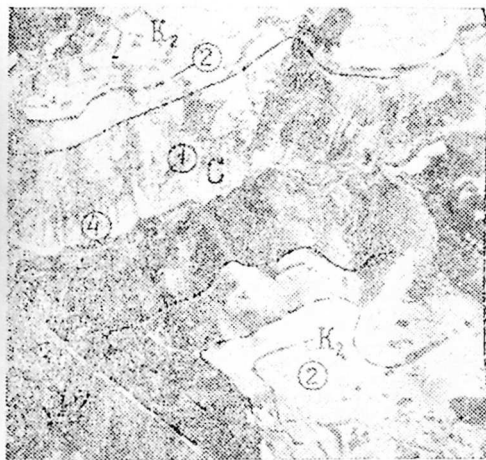
ზოლებრივობის ხასიათი და ცალკეული ზოლების კონფიგურაცია, რელიეფის დახრის მიმართულების გათვალისწინებით, შრეების წოლის ელემენტების განსაზღვრის საშუალებას იძლევა.

ჰორიზონტალური ან მცირე დახრის მქონე შრეები აეროსურათზე, ისეთივე კლასიკური ზოლებრივ გამოსახულებას იძლევა, როგორსაც იზოპიფსები ტოპორუკაზე (ნახ. IV.4).



ნახ. IV.3. ანტიკლინური ნაოკი.

შუაეოცენური ასაკის ეულკანოვენური ნალექები — 1 ხასიათდება ზოლებრივი ფოტოკამოხახულებით, შედარებით რბილი ქანების დასტებდ — 2 იძლევა ტყით დაფარულ ჩადაბლებას, ხოლო ღია ფოტოტონის ზოლს ქმნის გამქლე ქანები და ანდეზიტის შიგაფორმაციული განფენი — 3, რომელზეც განვითარებულია კლდოვანი რელიეფი. ზედაეოცენურ თიხებზე — 4 განვითარებულია ნაკლებდანაწევირებული რელიეფი. მათში შეჭრილ ღიაბაზურ შრეებრივ ინტრუზივს — 5 მუქი ფერის ზოლი შეესაბამება. ხეობის ფსკერზე განვითარებულია თანამედროვე ნალექები — 6. შრეების ანტიკლინური გადაღუნვა მკაფიოდ არის გამოხატული. ზემო ნაწილში თალი ვიწროა — 7, ქვემოში კი ფართო — 8. ნაპრაღთა სისტემა — 9 იძლევა შრეების გამკვეთ მუქ ხაზებს.



ნახ. IV.4. ჰორიზონტალურად განლაგებული კარბონული ასაკის ვულკანოგენური წყება — 1 და ზედაკარბონული კორქები — 2. პალეოზოური გრანიტები — 3; რღვევის ხაზის გასწვრივ განვითარებულია სწორხაზოვანი ხევი — 4.

ტაქტის ხაზის გასწვრივ ფოტოგამოსახულების ხასიათის მკვეთრი შეცვლით. იშვიათად ჩანს ბაზალური ფორმაცია და ახალგაზრდა წყების განლაგება სხვადასხვა ჰორიზონტებზე. IV.5 ნახაზზე შეიმჩნევა სამხრეთისაკენ ციკაბოდ დახრილ პალეოგენურ და მიოცენურ შრეებზე (პარალელურ-ზოლებრივი ფოტოგამოსახულება) აღმოსავლეთისაკენ დამრეცად დაქანებული მეოტური კონგლომერატების უთანხმო განლაგება.

ნაოკა სტრუქტურების გაშიფვრა კარგად ხერხდება გამოშვლებულ, 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 ციკაბო ჩრდილო ფრთაზე შრეების გამოსავალი უფრო სწორხაზოვანია, ვიდრე დამრეც სამხრეთ ფრთაზე. ანტიკლინი აღმოსავლეთისაკენ იძირება, რა-

საშუალო 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 კონ-

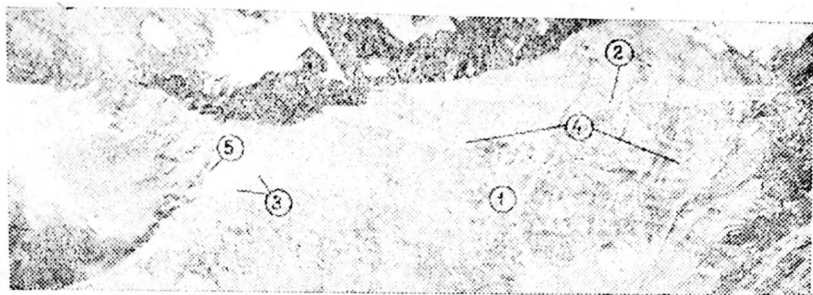


ნახ. IV.5. უთანხმო განლაგება და ჰემინაოკები.

ზედაცარცული კირქვები — 1. დანაწევრებული V-სებური ხეობით — 2, ფორამინიფერებიანი მერგელები — 3; ზედაეოცენური ფიქლებრივი მერგელები — 4 და მაიკობური თიხების წყება — 5 იძლევიან ჩადაბლებულ რელიეფს და ერთმანეთისაგან გამიჯნული არიან მცირე ზომის საფეხურებით. ჩოკრაყული — 6, კარავანულ-კონკური — 7. ქვედა — 8 და შუასარმატული — 9 ნალექების საზღვრები კუნსტურ ამაღლებების ციკაბო ფერდობის ძირს მიუყვებიან. მათზე უთანხმოდ განლაგებულია მეოტური კონგლომერატები — 10. კირქვებში შეიმჩნევა შრეების მიპარტების 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 თალი იშლება, შრეების დახრა დამრეცი ხდება. კარგად ჩანს თალური ნაწილიდან შრეების თანდათანობითი გადასვლა სამხრეთ ფრთაში.

მკვეთრად გამოსახული ასიმეტრიული ნაოკები გვხვდება ფლიშურ ზოლში (ნახ. IV.1, 6, 13). შრეების გამოსავლების მოხაზულობა, ფრთე-



ნახ. IV.6. იზოკლინური ნაოკები.

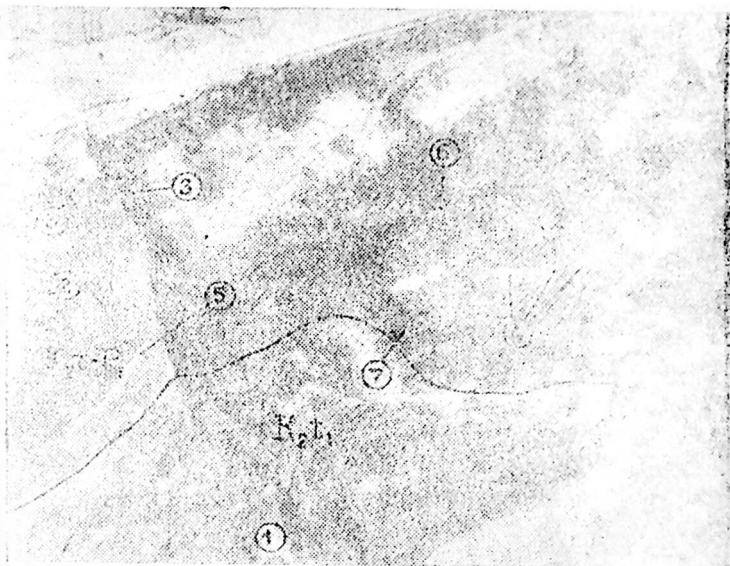
ქვედაარტული ტერიგენული ფლიშური ნაოკები — 1 ხასიათდებიან წვრილ-ზოლებრივი ფოტოგამოსახულებით. ქვიშაქვების დასტები — 2 იძლევიან შედარებით ღია ფერის და დიდი სივანის ზოლებს. ნაოკები დგინდებიან ზოლების დაახლოებით — 3 და მათი შეერთების ადგილზე სოლისებური გაფართოებების არსებობით — 4. ზოლებრიობის დაახლოება და შეერთება წყალგამყოფების მიმართულებით — 5 მითითებს ანტიკლინურ ნაოკზე.

ბის დაქანება მიუთითებს ნაოკების სამხრეთისკენ გადახრაზე. IV.1 ნახაზზე კარგად ჩანს ნაპრალები, რომლებიც რამდენიმე ნაოკს გარდი-გარდმო მიმართულებით ჰკვეთენ.

იზოკლინური ნაოკების გამოიყვანა 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 ნაოკების გამოყოფის საშუალებას იძლევა.

აეროსურათზე ხშირად კარგად ჩანს ტექტონიკური გართულებები: მონოკლინურ ფრთაში დამატებითი ნაოკების — ფლექსურის და სხვა-თა გაჩენა. დამატებითი ნაოკი ვაიშიფრება შრეების მიმართულების, შესაბამისად ზოლებრივობის მიმართულების ცვლით (ნახ. IV.5). ამავე დროს, თანაბრად დახრილ ფერდობზე ჩნდება დახრილობიანი ამალ-ლება ან შევრილი, რომლის მორფოლოგია ზუსტად იმეორებს ნაოკის აგებულებას. სათანადოდ აღსახება 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 ნაოკის გამოიყვანის საშუალებას: თუ ანტიკლინის ღერძულ ნაწილში მდგარი ქანები შიშვლდება, ჩნდება ამალლება, რომლის მორფოლოგია ზუსტად იმეორებს ნაოკის აგებულებას, სინკლინს კი შეესაბამება ფართოფსკე-



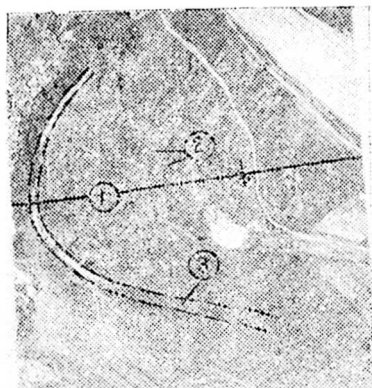
ნახ. IV.7. ფლექსურა.

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 ხდება — 7. კარსტი კირქვებში — 8.

რიანი დადაბლება. ორი მეზობელი კუესტის ერთმანეთისაკენ მიმართულ ციცაბო ფერდობებს შორის გადის ანტიკლინი, ხოლო დამრეც ფერდობებს შორის — სინკლინი.

იშვიათ შემთხვევაში მეოთხეული ნალექების ზედაპირზე მოჩანს (ისევე, როგორც ლინოლიუმის საფარზე იატაკის უსწორმასწორობანი) ძირითადი ქანების შესაბამისი ზოლები, რომელთა კონფიგურაცია (ნახ. IV.8) სტრუქტურების დადგენის საშუალებას იძლევა.

რ ლ ვ ე ვ ი თ ი ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე ბ ი ს გ ა შ ი ფ ვ რ ა. 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 გააწვრივ (ნახ. IV.9. 10). რღვევის ზოლში ქანების დამსხვრევას ხშირად თანსდევს 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 შლი-
ლი გულით — 1. მეოთხეულის სა-
ფარქვეშ მოჩანს ცალკეული შრე-
ების გამოსავლები — 2 რკალურად
მოღუნული ზოლების სახით, რომ-
ლებიც იმეორებენ ქვიშაქვის გამო-
სავლების — 3 კონფიგურაციას.

რად გამოხატული უნაგირების გაჩენით და ფერდობებზე დადაბლე-
ბების ან ხრამების არსებობით. კარგი გამოივლების პირობებში ჩანს
შრეების გაწყვეტა ან სტრუქტურული უთანხმოება — სხვადასხვა მი-
მართების მქონე შრეების კონტაქტი.

ნაპრალები და მათი სისტემები აეროსურათებზე მკაფიოდ ჩანს
მდგრად ქანებში — მუქი ან ღია ფერის ხაზოვანი ელემენტების სა-
ხით (ნახ. IV.1, 10, 11, 12), რომლებიც ერთმანეთს დაახლოებით 45°
ან მართი კუთხით კვეთენ, ან ურთიერთპარალელური არიან. სურათე-
ბის სტერეოსკოპული განხილვისას ამ ხაზებს შეესაბამება ვიწრო და
ღრმა ხევეები (ნახ. IV.11, 12) ან კლდოვანი კედლები. ურთიერთმარ-
თობი ნაპრალებიდან ერთი გასწვრივია და მიუყვება მიმართებას, მე-
ორე (განივი) — დაქანებას. კირქვებში განივი ნაპრალები ხშირად
გამშიფრავ ნიშნად გვევლინება. ნაპრალების გასწვრივ შეიმჩნევა
კარსტული ძაბრების დაჯგუფება. აეროსურათებზე იშიფრება სხვა-
დასხვა გამწეობის მქონე ნაპრალები. ხშირად ისინი კვეთენ სხვადა-
სხვა 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

აეროსურათზე დამრეც და შრე-
ებრივობის პარალელურ დიზიუნქ-
ტივებზე უკეთ იშიფრებიან ირიბი
და ნებისმიერი მიმართულების ვერ-
ტიკალური რღვევები. დიდი რეგი-
ონალური რღვევა ხასიათდება მის
გასწვრივ ფოტოგამოსახულების
მკვეთრი ცვლით. ხშირად შეიმჩნევა
ორი სხვადასხვა შემადგენლობის
წყების უშუალო შეხება. კავკასი-
ონის მთავარი შეცოცების ამსახველ
სურათზე (ნახ. IV.9) ჩანს ნაცრის-
ფერი ფოტოტონის სუსტადზოლებ-
რივი კრისტალური ფიქლების დამ-
რეცი ტექტონიკური კონტაქტი შავი
ფოტოტონისა და ზოლებრივი ფო-
ტოგამოსახულების ქვედალიასურ
ფიქლებთან. კონტაქტის ხაზი თანხვ-
დება რელიეფში მკვეთრად გამოსა-
ხულ საფხურს. რღვევის ხაზი უფ-
რო ხშირად ამოიცნობა სწორხაზოვან
ნიხებობების გაგრძელებაზე მკვეთ-



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. ღიასურ ფიქლებში ქვიშაქვის შუაშრები — 4 ვიწრო ღია ფერის ზოლებს სახით ჩანან. რღვევის ზოლების — 5 გასწვრივ ლავლებიან მკვეთრად გამოხატული უნაგირები და ღრვად ჩაქრილი სწორხაზოვანი ხეობები. ხეობების ფსკერზე მოჩანს თანამედროვე მყინვარების ნალექები: შუბლის — 6, გვერდითი — 7 მორენები. აგრეთვე, მორენულ-ფლუვიოგლაციალური — 8 და ფლუვიოგლაციალური — 9 დანაგროვები.

შემოწმდეს. როგორც სავსე შემოწმებამ ცხადყო, აეროსურათზე გამოყოფილ ნაპრალს ბუნებაში შეესაბამება ამავე მიმართულების ნაპრალთა სისტემა.

ეფუზიური სხეულების გაშიფვრა. შიგაფორმაციული განფენები ისევე გაიშიფრება, როგორც შრები. ისინი მონაწილეობას იღებენ დანაოქებაში. მათ ახასიათებს მკვეთრად გამოხატული შრებრივი ფორმა, ღრმა დანაწევრება, კლდოვანი რელიეფი და შედარებით ღია ფოტოტონი დიდი არეკვლითი უნარის გამო (ნახ. IV.3).

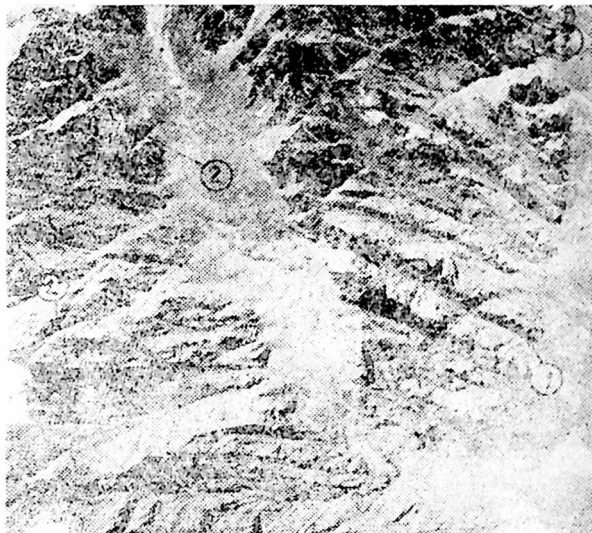
ახალგაზრდა ეფუზივების შესწავლისათვის აეროფოტომეთოდი



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 შეესაბამებინ.

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 ფლი-
შურ ნალექებში. კარგად გა-
მოიყოფა ლითოლოგიური სა-
ხესხვაობანი:

მერგელები (კომერიჯული) — 1,
სქელშრეებრივი კირქვები
(ოქსფორდული) — 2, შრეებ-
რივი კირქვები (ტიტონუ-
რი) — 3, მერგელებისა და
კირქვების მორიგეობა (ქვედა-
ცარცული) — 4, მეოთხეული
ნალექები — 5, სინკლინური
ნაოჭი — 6, ყირაზე დამღვა-
რი ჩრდილო და დამრეცი სამ-
ხრეთი ფრთით, ნაპრალთა
სისტემა — 7.

აეროსურათზე ხშირად ჩანს რღვევები, რომელთა გასწვრივ ლაგდება 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 ნაპრაღთა ურთიერთდადამკვეთი 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 ინტრუზივის ფორმას. აეროსურათზე აისახება აგრეთვე გამკვეთი და შრე ძარღვები. ისინი ქმნიან საფეხურებს, ვიწრო, გამძლე მალღობებს და ხშირად აქვთ შემცველ ქანებზე უფრო მუქი ფოტოტონი (ნახ. IV.3).

საველე დაკვირვების ექსტრაპოლაცია, ინტერპოლაცია და ინტერპრეტაცია. საველე და კამერალურ პერიოდში საკირო 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 შვიი მერგელების წყება. II ანღეზიტების ნაკადები. ცალკეული ნაკადები ხასიათდებიან ბორცვიანი რელიეფით—1. განივი ზერგობებითა—2 და დაღაბლებებით—3; აგრეთვე ნაკადის კიდის გასწვრივი საფეხურებითა—4 და ამაღლებებით—5. შლაკერი კონუსი—6 ჩანათდება გლუვი ფერღობებით. ბრეჭილი ლავეების ნახიანი—7 კი მუქი ფოტოტონით. ამოფრქვევის ცენტრი—8 დგინდება კრატერში გაჩენილი შუბისებური მწვერვალით. ნაკადის მიერ ნდინარის შეტბორება გამოსახულია მეთხეული ნალექების—9 დიდ ფართზე დაგროვებით. ნათლად ჩანს ბოლო ნაკადის წყალგამყოფის—10 ჩრდილოეთით გადაღინება. საფეხურებრივი განლაგებით გამოიყოფა ოთხი, ერთმანეთის მოწყობი ნაკადები—11, 12, 13 და 14. თეთრი ფერის ლაქა—15 შეესაბამება ტრავერტინის ქერქს, რომელიც მიწერალურა წყლის კაოდინების ადვილზეა ვანენალი.



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 სავლე 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 საექვო 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 სავლე სამუშაოების ჩატარება.

სტატისტიკური მეთოდები სტრუქტურულ გეოლოგიაში (სტრუქტურული ანალიზი)

სტატისტიკური მეთოდი ეწოდება კვლევის მეთოდს, რომელიც ობიექტთა ამა თუ იმ სიზრავლის შესახებ არსებული სტატისტიკური მონაცემების განხილვას ეყრდნობა. სტატისტიკური მონაცემები იძლევა ცნობებს ობიექტთა სიზრავლის შესახებ, რომელთაგან თითოეულს ესა თუ ის თვისება ან თვისებათა კომპლექსი გააჩნია.

სტატისტიკური მეთოდები ამჟამად ცოდნის სრულიად სხვადასხვა სფეროში გამოიყენება. სტრუქტურული გეოლოგიისათვის სტატისტიკა დაზნმარე დისციპლინაა და მრავალრიცხოვანი სტრუქტურული მონაცემების ანალიზის და ინტერპრეტაციის საშუალებას იძლევა. ამ შემთხვევაში სტატისტიკური მეთოდის გამოყენების საფუძველს წარმოადგენს გარკვეული გეომეტრიული ფორმების სივრცობრივი მდებარეობის ვანსაზღვრა უშუალო გაზომვის საშუალებით. კერძოდ, ეს არის, ერთის მხრივ, სიბრტყითი სტრუქტურული ელემენტები (მაკროსკოპული სტრუქტურებისათვის — შრეებრივობის, დაფრქვების, ნაპრალების, კლდეების ან რღვევების სიბრტყეები, მიკროსკოპული სტრუქტურებისათვის — მინერალთა ტექსტურების 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 ენშენელობა.

სტრუქტურულ გეოლოგიაში მიღებულია საერთოდ სტატისტიკაში არსებული კვლევის თანამიმდევრობა: სტატისტიკური დაკვირვება (ალწერა), სტატისტიკური დაჯგუფება (გამდიდრება), სტატისტიკური გამოსახვა, ანალიზი და ინტერპრეტაცია.

1. სტატისტიკური დაკვირვება

სტატისტიკური დაკვირვება, ანუ სტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი მდებარეობის განსაზღვრა სტრუქტურულ გეოლოგიაში ზდება, 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.

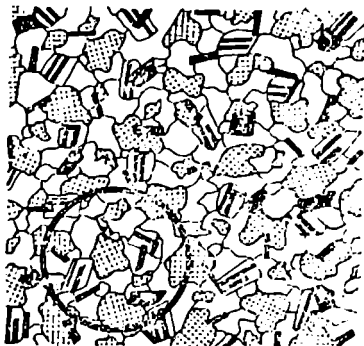
ველზე სტატისტიკური დაკვირვების ჩასატარებლად თავიდანვე აუცილებელ პირობას წარმოადგენს, დასმული ამოცანიდან გამომდინარე, შემოიფარგლოს დაკვირვების უბანი და მასში დაკვირვების წერტილთა რაოდენობა და განაწილება.

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 არა-ჰომოგენური, ანუ ჰეტეროგენულია. აქედან გამომდინარე, ჰომოგენურობის ხარისხს, გარკვეული სახით, შეიძლება კვლევის მიზანიც გან-



ნახ. V.1. გრანიტის (ყვარცი, მიკრო-კლინი, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი) მიკროსტრუქტურა.

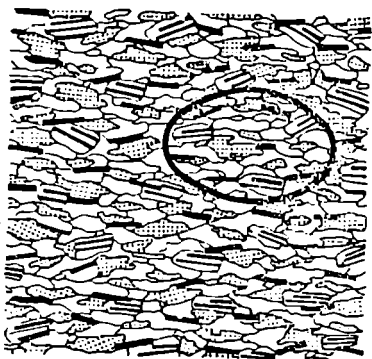
მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით სტრუქტურა ჰომოგენურია. წრეხაზით შემოსაზღვრულია მინიმალური ზომის შენაკვლბადი უბანი (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

ნახ. V.2. გრანიტოპორფირის მიკროსტრუქტურა.

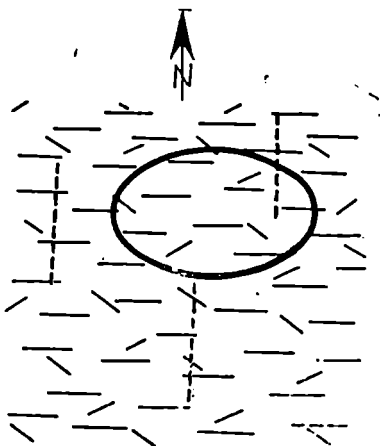
მარცვალთა ფორმის და სიდიდის თვალსაზრისით სტრუქტურა ჰეტეროგენულია. მინიმალური ზომის შენაკვლბადი უბანი აღემატება სტრუქტურის მთელი გამოსახული უბნის ნახევარს (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

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, ნაოქის ღერძის დადგენისთვის ნაოქი შეიძლება განვიხილოთ როგორც მთლიანა, სტრუქტურულად ჰომოგენური ერთეული. მაგრამ, თუ კვლევის მიზანს წარმოადგენს ნაოქის აგებულების გარკვევა, მაშინ, საჭიროა მისი დანაწევრება ცალკეულ ჰომოგენურ უბნებად.

V.3 ნახაზზე ნაჩვენებია გრანიტგენისის 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 მიკრო-სტრუქტურა. 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 ნაოკთა ლერძების განაწილების მიხედვით (მიმართებები — 90° , 60° და 300°) გამოსახული უბანი ანიზოტროპულ-ჰომოგენურია. მაგრამ, თუ მხედველობაში მივიღებთ აგრეთვე ნაოკთა ლერძებს, რომელთა მიმართება მერიდიანულია, მაშინ ეს უბანი პეტეროგენული იქნება (ფრ. კარლის მიხედვით, 1964).

ვაადგილოთ მხოლოდ პარალელურად (ტრანსლაცია) ან შემოვებრუნოთ 180° -ით.

აქედან გამომდინარე ჰომოგენურ სტრუქტურათა შორის უნდა გავარჩიოთ აგრეთვე იზოტროპული და ანიზოტროპული ჰომოგენურობა. V.4 ნახაზზე მოცემულია ნაოკთა ლერძების განლაგება ტექტონიკური რუკის გარკვეულ უბანზე. სტრუქტურულ ელემენტთა ფორმის მიხედვით ანიზოტროპიის გამო ეს სტრუქტურა ანიზოტროპულ-ჰომოგენურია. ნაოკთა ლერძებს აქვთ განედური, ჩრდილო-აღმოსავლეთური და ჩრდილო-დასავლეთური მიმართებები. მაგრამ, თუ მხედველობაში მივიღებთ, აგრეთვე შედარებით დამორჩილებულ მერიდიანულ მიმართულებას, მაშინ სტრუქტურა ამ უბანზე პეტეროგენული 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 ჰომოგენ-

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 სავლედ დაკვირვების დროს ის ზედაპირები, რომლებიც გაშიშვლების სიბრტყის პარალელურია, შეიძლება ნაკლები რაოდენობით აღირიცხოს და მათ სიზმირებზე 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 გავზოვით 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 სამედიოობასაც. ცნობილია, რომ სამთო კომპასით და კლინომეტრით სტრუქტურული ელემენტების მდებარეობის განსაზღვრისას დაკვირვების სიზუსტე $\pm 5^\circ$ 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 ამონთხელმა ქანებმა და მაგნეტიტურმა გამაღნებამ. 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 მიზმის 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 ტყეჩვადობის გაზომვის დროს. ნაკლებად ზუსტია გაზომვები ძალიან წვრილ მარცვლებში. ოპტიკური ლერძების მდებარეობის დადგენა უფრო ზუსტია მაღალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებისათვის, რადგან მათი ინტერფერენციული შეფერვა მალღდება ლერძის პარალელური მღგომარეობიდან ოპტიკური ლერძის მცირე გადახრის შემთხვევაში. დაბალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებში ძნელია მაქსიმალური ჩაქრობის მღგომარეობის დადგენა. კარბონატებზე დაკვირვების დროს გარკვეული სიძნელე შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე იმ შემთხვევაშიც, როდესაც ზოგიერთ მარცვალში ან არ შეიძლება ტყეჩვადობის 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 იგაზომვების ჩატარება.

საველე სტატისტიკური მონაცემების დამუშავებისათვის არჩებითი მნიშვნელობა აქვს ამ მონაცემების მკაფიო სახით წარმოდგენას. ამი-

სათვის, საჭიროა წინასწარ შემუშავდეს გარკვეული შემოკლებული აღნიშვნები სხვადასხვაგვარი სტრუქტურული ელემენტებისათვის. მაგალითად:

შრ. — შრებრივობის სიბრტყე
ფქ. — ფიქლებრივობის სიბრტყე
კლ. — კლივების სიბრტყე
ნპ — ნაპრაღის სიბრტყე
რღ. — რღვევის სიბრტყე

შექლებისდაგვარად უნდა ვუჩვენოთ ნაპრაღის გენეზისი და რღვევის ხაზითაც.

სნ — სხლეტვის ნაპრაღი	შა — შესხლეტვა
მნ — მოწყვეტის ნაპრაღი	მს — ნასხლეტი
გნ — გასრუსვის ნაპრაღი	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 — შრებრივობის და ფიქლებრივობის სიბრტყე-
ების გადაკვეთის ხაზი.

ტექტონიკური ზედაპირების მნიშვნელობის ხარისხი, როგორც ადრე იყო აღნიშნული, გამოიხატება ციფრებით.

ამ აღნიშვნების გვერდით უნდა მიეუთითოთ სტრუქტურულ ელემენტთა განლაგების ელემენტები და აგრეთვე მათი სხვა თვისებებიც: ტექტონიკური ზედაპირების მორფოლოგია, მათ გასწვრივ გადაადგილების სიღრმე, სხლეტვის კვლის (ხაზების) დაძირვის მიმართულება და კუთხე, ნაპრაღების გახსნის ხარისხი და მათში მინერალიზაციის ნიშნების ან წყლის არსებობა და სხვ.

ქვემოთ მაგალითისათვის მოყვანილია სავლელ სტატისტიკური დავიზების შემდეგი ჩანაწერი:

26. VIII. 1973.....

გაშიშვლება № 27, სიგრძე — 25 მ, სიმაღლე — 30 მ. გაშიშვლების სიბრტყის მიმართება — 60—70°.

სტრატეგრაფიული მდებარეობა: პალეოცენ-ქვედა ეოცენი.
სტრუქტურული მდებარეობა: მეორე რიგის ნაოჭი ბორჯომის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში.

ქანების რაობა: კარბონატული თიხების და ქვიშაქვების მორიგეობა. გაზომილი სტრუქტურული ელემენტები¹.

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზომუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
ჩრდილო ფრთა:			
	შრ	10/65	
1	შრ	7/68	
	შრ	10/70	
10	რლ	188/50	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	რლ	196/26	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	რლ	194/45	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	რლ	195/55	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	შს	180/42	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	რლ	155/28	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
7	შს	170/47	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
10	რლ	194/53	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
10	რლ	188/55	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
3	ნპ	176/50	ს,ქ დაქანების გასწვრივ
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	ლაქანების აზომუტი და კუთხე	თეისეები და მორფოლოგია
2	ნს	115/65	
2	ნს	125/50	
2	ნს	128/50	
3	ნს	122/55	
3	ნს	120/52	
3	ნს	126/50	
1	ნს	126/54	
2	ნს	158/40	
2	ნს	155/35	
2	ნს	160/35	
1	ნს	190/35	
2	ნს	195/30	
2	ნს	210/30	
2	ნს	230/40	
2	ნს	240/45	
3	ნს	250/50	
2	ნს	248/45	
2	ნს	245/45	
3	ნს	240/30	
2	ნს	245/30	
2	ნს	230/35	
2	ნს	210/30	
3	ნს	235/50	
2	ნს	235/40	
3	ნს	255/50	
2	ნს	260/65	
2	ნს	260/60	
3	ნს	250/45	
2	ნს	252/40	
2	ნს	230/38	
2	ნს	230/35	
3	ნს	234/40	
2	ნს	235/45	
10	ნს	355/35	
3	ნს	10/45	
3	ნს	15/45	
3	ნს	15/40	
2	ნს	5/50	
3	ნს	0/45	
2	ნს	0/60	
3	ნს	20/40	
3	ნს	20/50	
3	ნს	15/55	
2	ნს	50/40	
3	ნს	40/40	
2	ნს	60/35	
2	ნს	290/45	
2	ნს	295/50	
2	ნს	315/75	
2	ნს	305/60	
2	ნს	320/10	
2	ნს	340/10	
2	ნს	80/20	

კალციტი

კალციტი

მნიშვნელობის ზარისხი	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	ნა	280/80	კალციტი (5 სმ)
3	ნა	275/60	კალციტი (10 სმ)
3	ნა	275/65	კალციტი (5 სმ)
3	ნა	290/75	
3	ნა	280/75	გაბსნილი (10 სმ)
3	ნა	285/75	
2	ნა	275/80	გაბსნილი (15 სმ)
3	ნა	275/75	
7	შს	8/50	სკ დაქანების გასწვრივ
3	ნა	175/55	
2	ნა	180/60	
1	ნა	180/50	
1	ნა	190/55	
1	ნა	185/65	
1	ნა	105/40	
1	ნა	195/35	
1	ნა	200/60	
1	ნა	200/55	
1	ნა	200/50	
2	ნა	190/40	
1	ნა	205/50	
1	ნა	205/60	
1	ნა	170/45	
2	ნა	165/50	
2	ნა	160/70	
3	ნა	225/60	
2	ნა	230/80	
2	ნა	230/90	
3	ნა	235/80	
3	ნა	240/75	
1	ნა	238/60	
2	ნა	215/50	
2	ნა	220/80	
2	ნა	210/60	
3	ნა	210/65	
3	ნა	205/80	
3	ნა	200/85	
2	ნა	195/75	
1	ნა	196/80	
2	ნა	205/60	
1	ნა	210/75	
2	ნა	290/70	
2	ნა	300/80	
3	ნა	300/70	
2	ნა	290/85	
2	ნა	330/70	
3	ნა	310/70	

მნიშვნელობის ხარისხი	ზედაპირის სახე	დაქანების აზიმუტი და კუთხე	თვისებები და მორფოლოგია
2	ნ	320/05	
3	ნ	315/75	
1	ნ	310/75	კალციტი
2	ნ	295/80	
2	ნ	325/60	
2	ნ	320/60	
3	ნ	320/75	
2	ნ	310/65	
3	ნ	310/75	
2	ნ	318/65	
2	ნ	318/70	
2	ნ	315/68	
2	ნ	315/60	კალციტი
2	ნ	325/65	კალციტი
3	ნ	325/70	
2	ნ	320/70	
2	ნ	345/65	
3	ნ	348/70	კალციტი
2	ნ	350/70	
2	ნ	345/55	
3	ნ	355/60	
2	ნ	15/25	
3	ნ	20/70	
3	ნ	40/70	
3	ნ	45/80	
2	ნ	30/60	
2	ნ	30/65	
3	ნ	35/65	
3	ნ	50/70	
3	ნ	60/80	
2	ნ	70/85	
2	ნ	45/65	
3	ნ	40/65	
3	ნ	42/70	
2	ნ	50/75	
2	ნ	48/75	
3	ნ	35/70	
3	ნ	38/60	
2	ნ	50/65	
3	ნ	75/75	
3	ნ	70/80	
2	ნ	55/70	
2	ნ	40/75	
3	ნ	12/75	
2	ნ	32/70	
2	ნ	145/60	
3	ნ	150/75	
2	ნ	120/10	
2	ნ	130/15	
1	ნ	70/50	
2	ნ	50/20	
2	ნ	310/20	
2	ნ	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, ქალების გამძლეობის შესასწავლად სრულიად საკმარისია დავადგინოთ მათში ყველა გამყოფი ზედაპირის განლაგება სივრცეში, ისე, რომ ისინი გენეტურად არც განვსხვავდეთ ერთმანეთისაგან. მაგრამ, უმეტეს შემთხვევაში, სტრუქტურული კვლევის დროს ამოცანა მოითხოვს ერთმანეთისაგან გამოყოფით შრეებრივობის, ფიქლებრივობის, ნაპრალობა 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, კლივივის სიბრტყეები და სხვ. შეიძლება ამოცანამ მოითხოვოს გამოიყოს კიდევ უფრო მცირე ჯგუფებიც, კერძოდ, გახსნილი, მინერალიზებული, 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.

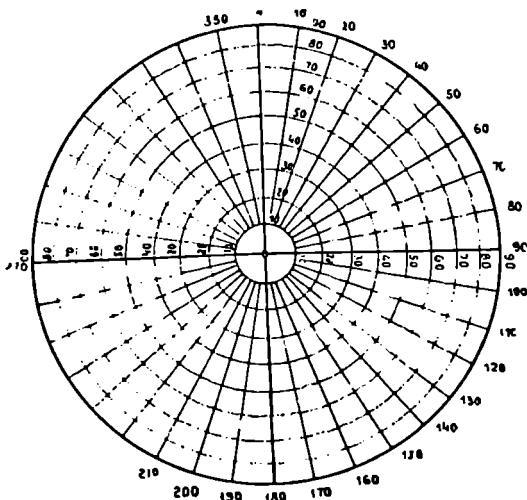
იმისა და მიხედვით, თუ როგორია სტრუქტურული ელემენტების განლაგება სივრცეში და რა ამოცანას ისახავს მათი სტატისტიკური შესწავლა, გამოიყენება სხვადასხვა სახის სტრუქტურული დიაგრამე-

ბი. ძირითადად ეს არის ორგანოზომილებიანი და სამგანზომილებიანი, ანუ პერსპექტიული დიაგრამები.

ორგანოზომილებიანი სტრუქტურული დიაგრამები. ორგანოზომილებიან დიაგრამებს სტრუქტურულ გეოლოგიაში მიეკუთვნება დიაგრამები მართკუთხა კოორდინატებში და წრიული დიაგრამები, რომლებიც ძირითადად მაკროსტრუქტურების შესწავლის დროს გამოიყენება.

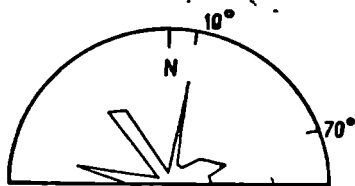
დიაგრამები მართკუთხა კოორდინატებში ძალიან მარტივი ასაგებია: აბსცისათა ღერძზე გადაიზომება სტრუქტურული ელემენტის დაქანების ან მიწარების აზიმუტი ანდა დაქანების კუთხე, ხოლო ორდინატთა ღერძზე — ამ ელემენტების რაოდენობა ან მათი რაოდენობა, გამოხატული პროცენტებში. ამგვარი დიაგრამები ნაკლებად თვალსაჩინოა — მათზე 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 მიგვიითებენ 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 სიხშირე და, ამის შესაბამისად, როგორი ჯგუფებია გამოყოფილი წინასწარი სტატისტიკური გამდიდრების დროს. რაც მეტია თითოეულ მიღებულ ინტერვალში მოქცეულ გარემოელ 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 იმტრიხება ან ივსება ტუშით (ნახ. V.6).

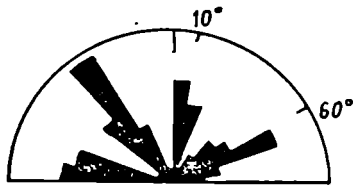


ნახ. V.5. წრიული პოლარული ბადე.

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).

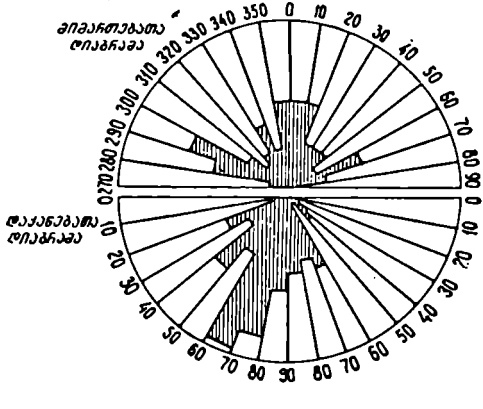


ნახ. V.6. მიმართებათა სხივური დიაგრამა.



ნახ. V.7. მიმართებათა სხივური დიაგრამა გაშლილი სხივებით.

თუ მიმართების აზიმუტის გარდა სასურველია 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.

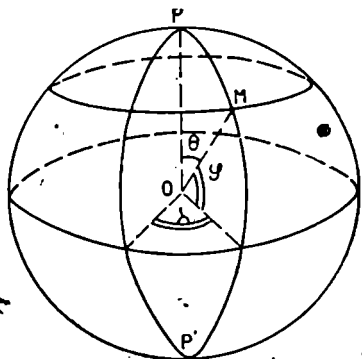
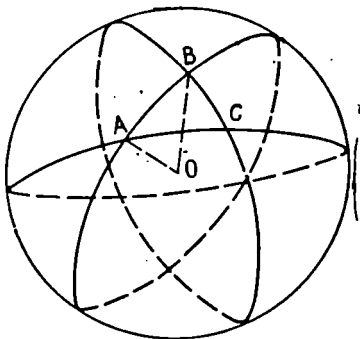


ნახ. V.8. შიპარტეხათა და ლაქანებათა სხივერი ღიაგრამა (კრივერის მიხედვით, 1951).

სხივერი ღიაგრამები ფართოდ გამოიყენება ე. წ. პლანეტური ნაპრალების პირველადი ორიენტაციის სტატისტიკური შესწავლის დროს, რომლის მაგალითი შემდგომში სპეციალურად იქნება განხილული.

სტატისტიკური მონაცემების გამოსახვა ცარტოგრაფიული პროექციის საშუალებით. სფეროზე გამავალი ნებისმიერი სიბრტყე კვეთში იძლევა რაიმე წრესაზს. თუ სიბრტყეს სფეროს ცენტრზე გაეატარებთ, 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 (ΔABC 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 პოლუსებს 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 კარტოგრაფიული პროექციის 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 კარტოგრაფიული ბადე ეწოდება.

სფერული ზედაპირის სიბრტყეზე გამოსახვისას გარდუვალაია 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 გამოსახვენ სი-

ბრტყეზე. ზოგად შემთხვევაში წრე პროექციაში გამოიხატება ელიფსის სახით. ელიფსს, რომელიც დამახინჯების ხასიათს გვიჩვენებს დამახინჯების ელიფსს უწოდებენ.

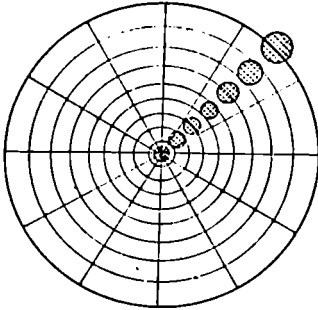
სხვადასხვა ტიპის კარტოგრაფიულ პროექციათა შორის სტრუქტურული გეოლოგიისათვის მნიშვნელოვანია აზიმუტური კარტოგრაფიული პროექციები. აზიმუტური ეწოდება ისეთ პროექციას, რომლის ნორმალური (პოლარული) ბადის პარალელები გამოიხატება კონცენტრული წრეხაზებით, მერიდიანები კი, ამ წრეხაზების რადიუსებით, ხოლო მერიდიანებს შორის 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.

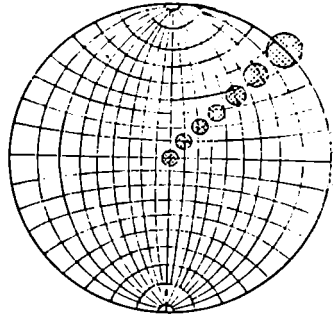
გეოლოგიაში გამოიყენება ორი სახის აზიმუტური პროექცია: ტოლკუთხა, ანუ სტერეოგრაფიული და ტოლფართობიანი (ნახ. V.11).

ტოლკუთხა აზიმუტური პროექცია (ე. წ. ვულფის ბადე) დიდი ხანია გამოიყენება კრისტალოგრაფიაში კრისტალთა ოპტიკური ღერძების, კუთხეების და სხვადასხვა ზედაპირების გამოსახატავად. ტოლკუთხა პროექციაში კუთხური შიდიდეები არ მახინჯდება და წრეებს სფეროზე შეესაბამება წრეები პროექციაზე (ნახ. V.11). მაგრამ, ვინაიდან, სტრუქტურული კვლევებისათვის გადაწყვეტი 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 წერტილებს 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.

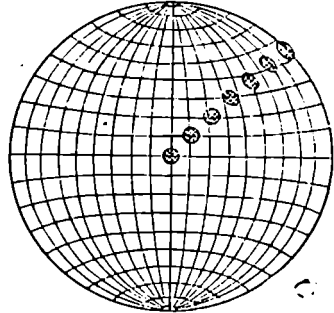
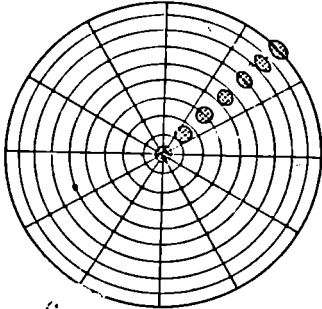
პოლარული



ეკვატორული



ტოლფართობიანი



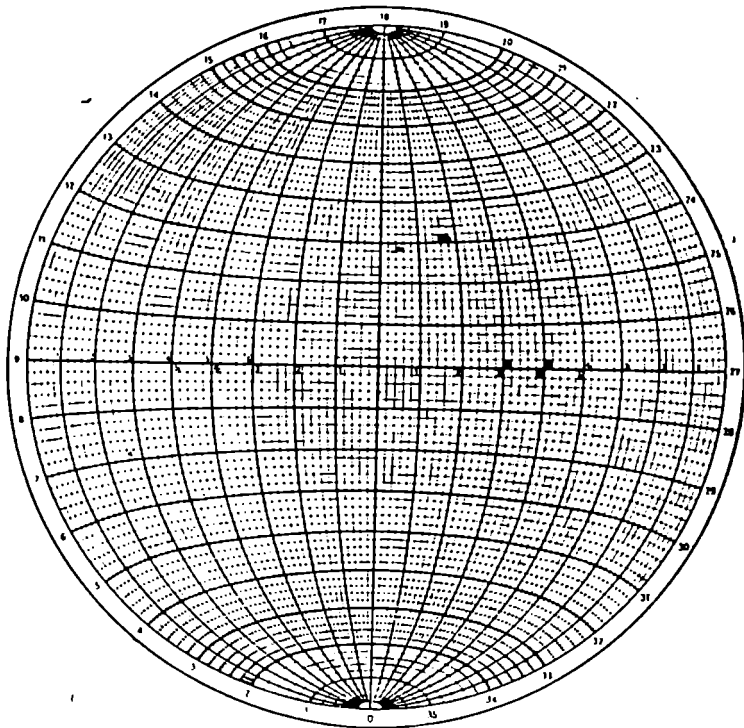
ნახ. V.11. სტერეოგრაფიული და ტოლფართობიანი პროექციების პოლარული და ეკვატორული ბადეები:

დაშტრიხულია ერთეული რადიუსის მქონე წრეების პროექცია სიბრტყეზე სფეროს სხვადასხვა ნაწილებიდან (ა. ვისტელიუსის მიხედვით, 1958).

სიბრტყითი და წრფივი ელემენტებით ზედა ნახევარსფეროს ზედაპირის გადაკვეთის დროს ვლებულობთ შესაბამისად დიდ წრეებს და წერტილებს (ნახ. V.14, V.15).

შმიდტის და ნორმალური ბადის მრავალჯერადი გამოყენების მიზნით, სტრუქტურული ელემენტები დაიტანება არა უშუალოდ ტრანზარეტებზე, არამედ მათზე დაფარებულ გამკვირვალე ქალაღზე.

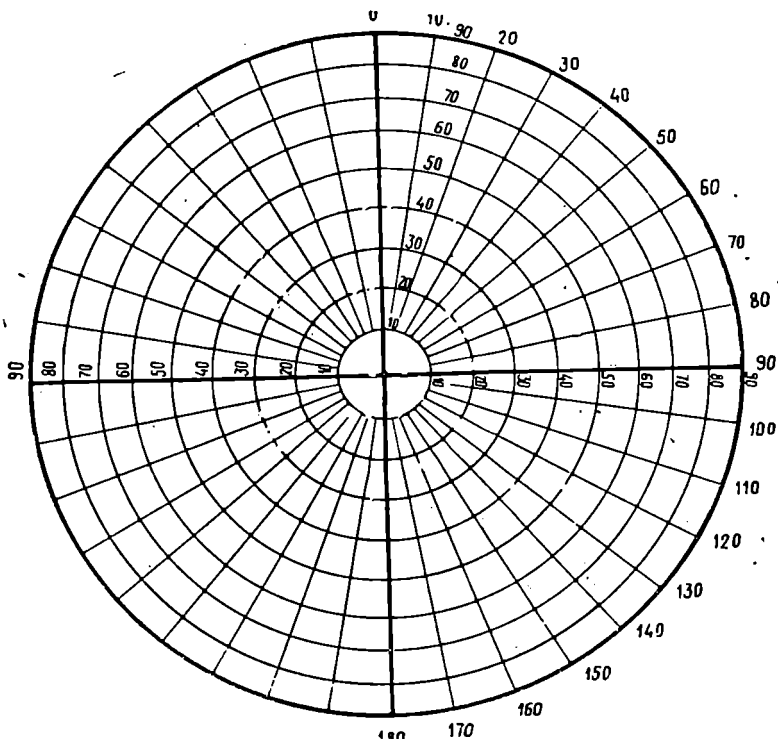
სიბრტყე და მისი გამოსახვა შმიდტის ბადეზე. სიბრტყე შმიდტის ბადეზე შეიძლება გამოისახოს დიდი წრის ან სიბრტყის პოლუსის საშუალებით. სიბრტყეების გამოსახვისათვის შმიდტის ბადეზე დიდი წრის სახით საკირთა ბადე შემოვაბრუნოთ ისე, რომ ეკვატორმა მიიღოს მერიდიანული მიმართულება, ხოლო მერიდიანებმა — განედუ-



ნახ. V.12. ტოლფართობიანი პროექციის ეკვატორული ბაღე (შმიდტის ბაღე).

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 ბაღეს ვაფარებთ გამჭვირვალე ქაღალდს, რომელზეც აღენიშნავთ ჩრდილო მიმართულებას. სიბრტყის დასატანად დიდი წრის სახით გამჭვირვალე ქაღალდი უნდა შემოვებრუნოთ 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 ვებრუნებთ საწყის მდგომარეობაში (ნახ. V.17, გ). ბუნებრივია, რომ რაც უფრო ციცაბოდაა დაქანებული სი-

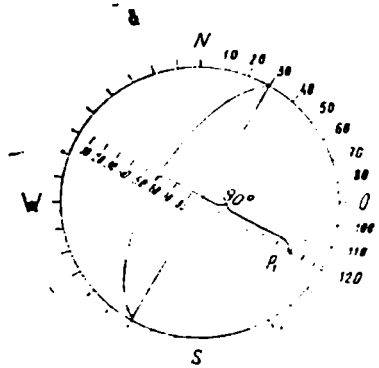
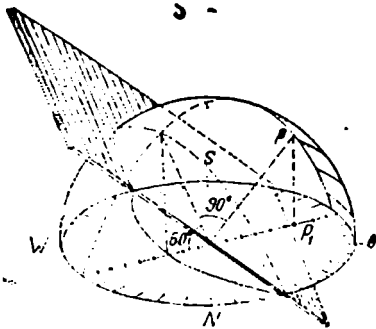


ნახ. V.13. ტოლფართობიანი პროექციის პოლარული (ნორმალური) ბადე.

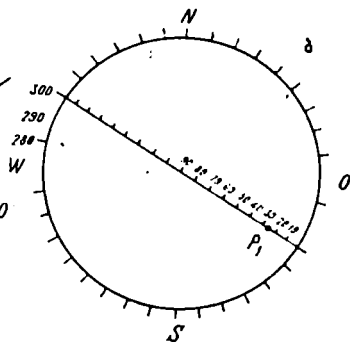
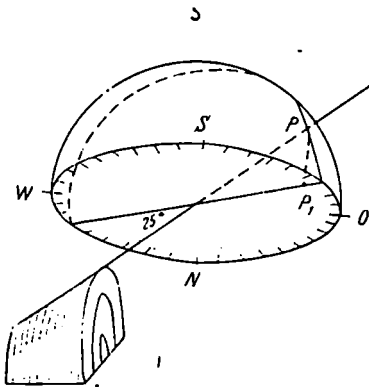
ბრტყე, მით უფრო ახლოა მისი კვალი ბადის ცენტრთან და პირიქით. ვერტიკალურად დაქანებული სიბრტყე ემთხვევა ცენტრზე გამავალ სწორ ხაზს, ხოლო თარაზული სიბრტყე კი, ბადის შემომსახვრელ წრეხაზს.

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.



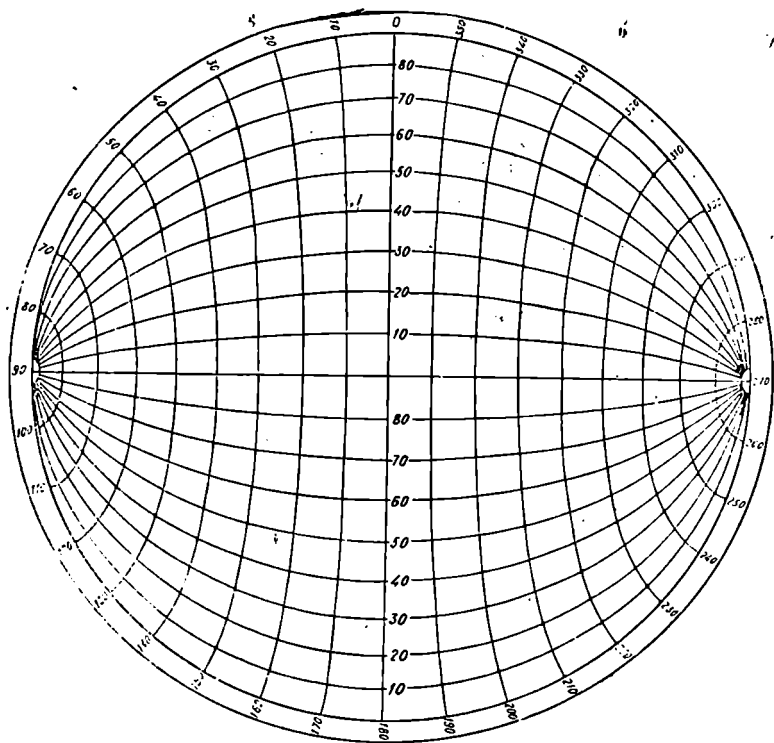
ნახ. V.14. სიბრტყით და მისი ნორმალით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთა:
 ა — საერთო ხედი, ბ — გეგმა.



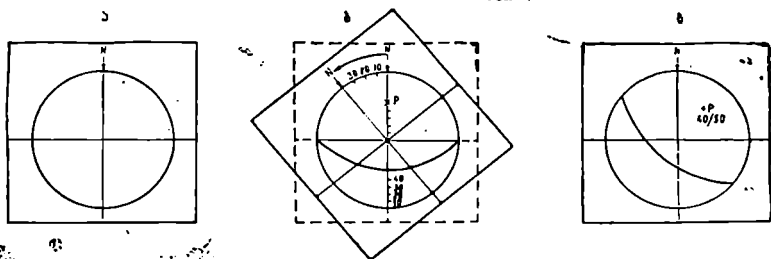
ნახ. V.15. წრფით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთა:
 ა — საერთო ხედი, ბ — გეგმა.

სიბრტყის პოლუსის დასაბრუნებლად 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.

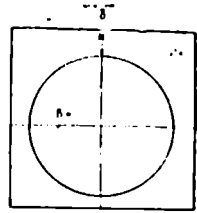
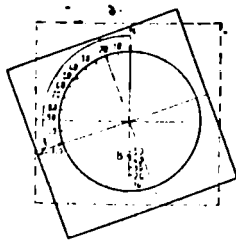
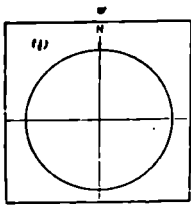
წრფივი ელემენტების გამოსახვა შმიდტის ბადეზე. წრფივი ელემენტი შმიდტის ბადეზე გამოსახება წერტილის საშუალებით, რომელიც წარმოადგენს წრფივი ელემენტით ზედა ნახევარსფეროს გაკვეთის წერტილის პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე (ნახ. V.15).



ნახ. V.16. შვიდტის ბალის გრადუირება სტრუქტურული ელემენტების დასატანად.



ნახ. V.17. სიბრტყის დატანა შვიდტის ბაღზე დიდი წრის და პოლარული წერტილის სახით. სიბრტყის დაქ. 40° , $< 50^\circ$. ა — საწყისი მდგომარეობა, ბ — გამჭვირვალე ქალაღის მობრუნება და სიბრტყის დატანა, გ — კვლავ საწყისი მდგომარეობა.



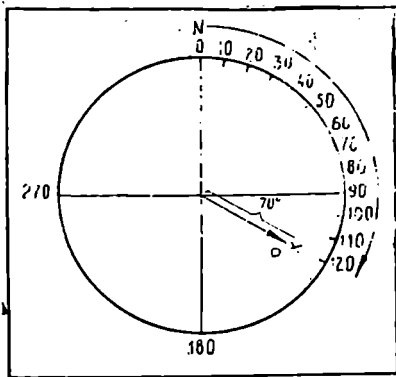
ნახ. V.18. შვიდტის ბადეზე წრფივი ელემენტის დატანა, რომლის დაძირვის მიმართულებაა $110^{\circ}, < 45^{\circ}$. ა — საწყისი მდგომარეობა; ბ — გამჭვირვალე ქალაღის მობრუნება და წრფივი ელემენტის დატანა; გ — კვლე საწყისი მდგომარეობა.

წრფივი ელემენტის დატანისას შვიდტის ბადე გრადუირებულია ისევე, როგორც წინა შემთხვევაში. გამჭვირვალე ქალაღს 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 გამოსახულება შვიდტის ბადეზე.

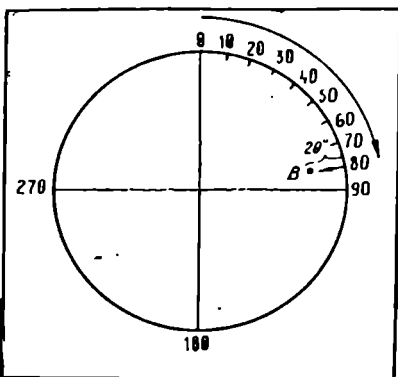
სიბრტყეების და წრფივი ელემენტების გამოსახვა ნორმალურ ბადეზე. იმისათვის, რომ სიბრტყეთა პოლუსების და წრფივი ელემენტების დატანის დროს თავიდან ავიცილოთ გამჭვირვალე ქალაღის ბრუნვა, შეიძლება ისინი გამოვსახოთ ტოლფართობიანი პროექციის პოლარულ, ანუ ნორმალურ ბადეზე. ნორმალური ბადე გრადუირებულია 0° -დან 360° -მდე საათის ისრის მიმართულებით. სიბრტყის პოლუსის დასატანად, გამჭვირვალე ქალაღის ბრუნვის გარეშე, საკმარისია ბადის გარე წრეზე მოიძებნოს სიბრტყის დაქანების აზიმუტის შესაბამისი წერტილი. შემდეგ ამ წერტილზე გამავალ ბადის რადიუსზე, ცენტრიდან ბადის კილისკენ გადაიზომება სიბრტყის დაქანების კუთხის შესაბამისი სიღრმე (ნახ. V.19). მიღებული წერტილი P (x) არის მოცემული სიბრტყის პოლუსი ნორმალურ ბადეზე.

წრფივი ელემენტის დასატანად გამჭვირვალე ქალაღზე უნდა აღენიშნოთ ჩრდილო მიმართულება და ნორმალური ბადე შემოვებრუნოთ 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 გადაიზომავთ დაძირვის კუთხეს. მიღებული წერტილი B (.) არის წრფივი ელემენტის გამოსახულება ნორმალურ ბადეზე.

წერტილთა განლაგების სიმპქიდროვე და მაქსიმუმი. წერტილების სახით სტატისტიკური მონაცემების დიაგრამაზე გამოსახვის შედეგად ვღებულობთ წერტილთა სიმრავლეს.



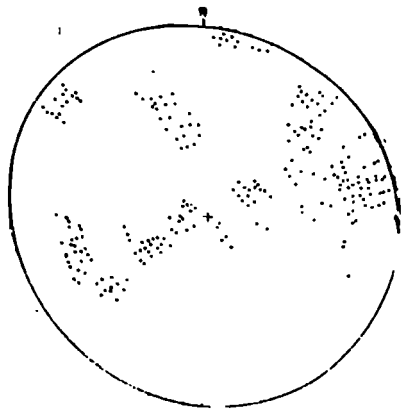
ნახ. V.19. სიბრტყის პოლუსის დატანა ნორმალურ ბადეზე. სიბრტყის დაქანება 120° , $\angle 70^\circ$.



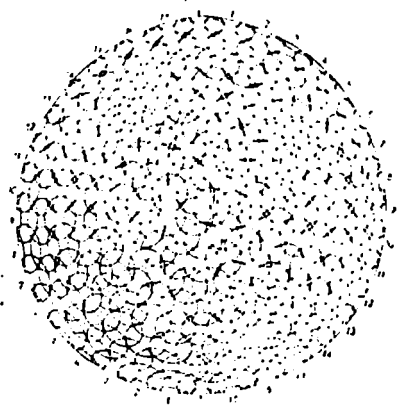
ნახ. V.20. ნორმალურ ბადეზე წრფივი ელემენტის დატანა, რომლის დაძირვის მიმართულებაა 80° , $\angle 20^\circ$.

უკვე ამგვარი სახით წარმოდგენილ დიაგრამაზე შეიძლება შევამჩნიოთ, რომ მასზე წერტილები არათანაბრად არის განაწილებული: გამოიყოფა უბნები, სადაც ისინი შედარებით მჭიდროდაა განლაგებული (ნახ. V.21).

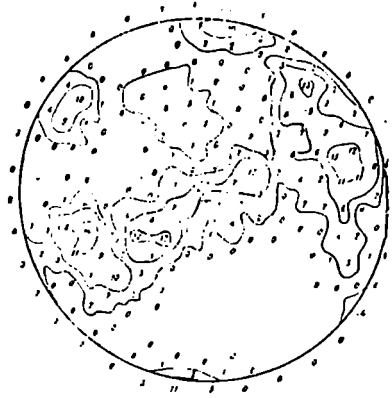
იმისათვის, რომ დიაგრამაზე გამოვყოთ თანაბარი და აგრეთვე მაქსიმალური სიმჭიდროვის უბნები, ანუ წერტილთა სისჭირის მაქსიმუმები, საჭიროა განვსაზღვროთ წერტილთა რაოდენობა წინასწარშერჩეულ დიაგრამის ერთეულ ფართობებზე. ჩვეულებრივ ერთეულად ირჩევენ ფართობს, რომელიც დიაგრამის მთელი ფართობის ერთ პროცენტს შეადგენს. წერტილების 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-



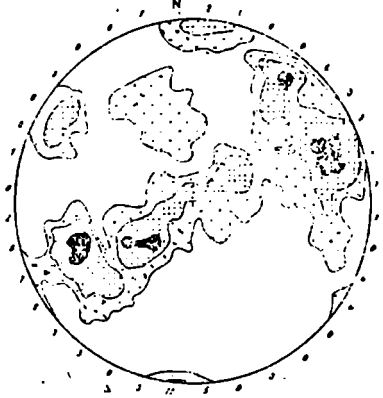
ა



ბ



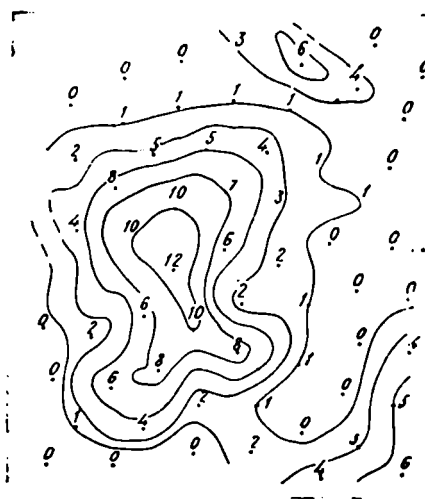
გ



დ

ნახ. V.21. ა—წერტილოვანი სტრუქტურული დიაგრამა, ბ—წერტილების დასაფლავი ტრაფარეტი (ბრაუნის ტრაფარეტი), გ—ერთეული ფართობების ცენტრებში დასმული განლაგების სიმპიდროვის აღმნიშვნელი ციფრები, დ—სიმპიდროვის იზოხაზების დიაგრამა.

მის მთელ ფართობზე გამოითვლება წერტილების რაოდენობა და მიიღება წერტილთა სიმპიდროვის აღმნიშვნელი ციფრები, შეიძლება ერთნაირი სიმპიდროვის ველები შემოესაზღვროთ სიმპიდროვის 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. სიმქიდროვის იზოხაზების გავლების წესი.

ვაში სიმქიდროვე შეიძლება გამოისახოს პროცენტებშიც. ამ შემთხვევაში ციფრები აღნიშნავს არა წერტილთა რაოდენობას ერთეულ ფართობზე, არამედ წერტილთა სიმქიდროვეს, 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 სიმქიდროვე. 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 სიმქიდროვის იზოხაზები. ამის გამო, დიაგრამის კიდევებში იზოხაზების გატარების დროს ზოგან დამატებით საჭირო ხდება დიამეტრების გავლება ან ტრაფარეტის კიდეში ერთეული ფართობების სპეციალური დანომვრა (ნახ. V.21, ბ). იზოხაზებით შემოსაზღვრულ წერტილთა ერთნაირი სიმქიდროვის ველები აღინიშნება სპეციალური სიგნატურით. როგორც წესი, რაც უფრო დიდია სიმქიდროვე, 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 მთავარი მაქსიმალური სიმქიდროვის ველები მათი სიმძიმის ცენტრში დასმული ერთი რაიმე გარკვეული ნიშნის საშუალებით. მაქსიმუმი ბევრად უფრო მკაფიოა მაშინ, როდესაც მაქსიმალური სიმქიდროვის ველებს წრიული ფორმა აქვთ. წაგრძელებული ელემენტების 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 შშიდტის ბადეზე. შშიდტის ბადეზე შესაძლებელია არა მარტო სხვადასხვა სტრუქტურული ელემენტების გამოსახვა, არამედ მათი ტრანსფორმაცია (გარდაქმნა) და, აქედან გამომდინარე, ზოგიერთი სტრუქტურული ელემენტის პირველადი — დეფორმაციამდელი ორიენტაციის აღდგენა.

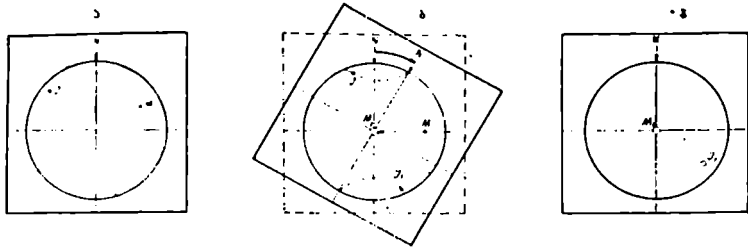
მაგალითად, დანაოჭების დროს პასიურად გადაადგილებული ქანის პირველადი გამოყოფი ზედაპირები შეიძლება შშიდტის ბადეზე პირვანდელ მდგომარეობაში მოვიყვანოთ და აღვადგინოთ მათი თავდაპირველი ორიენტაცია. შესაძლებელია, აგრეთვე შრეებრივობის ზედაპირის (ნაოჭის ფრთის) ტრანსფორმაციის დროს დავადგინოთ როგორ იცვლება ნაოჭის 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 შშიდტის ბადის ეკვატორის გასწვრივ სასურველი მიმართულებით. დანარჩენ წერტილებს გადავადგილებთ იმავე მიმართულებით და იმავე მანძილზე იმ მცირე წრეების (პარალელების) გასწვრივ, რომლებზეც ისინია განლაგებული. თუ წერტილი გადაადგილების დროს გაცდა შშიდტის 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 $60^{\circ} < 65^{\circ}$ განლაგებულია უშუალოდ შუაიურულ შრეებზე, რომელთა დაქანების აზიმუტია — $310^{\circ} < 80^{\circ}$. ვინაიდან, მიოცენური შრეები თავდაპირველად თარაზულად იყო განლაგებული დანაოჭებულ შუაიურულზე, ბუნებრივია დავუშვათ, რომ მიოცენურის შემდგომ და მანაოჭებელმა ძალებმა გამოიწვია, როგორც მიოცენური, ისე შუაიურული შრეების ორიენტაციის შეცვლა.

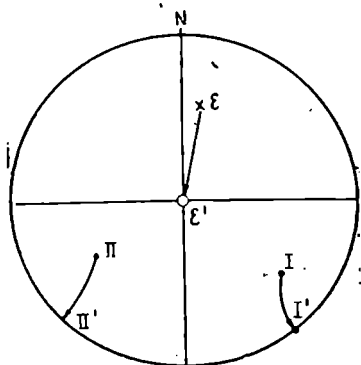
იმისათვის, რომ დავადგინოთ როგორ მდგომარეობაში იმყოფებოდა შუაიურული შრეები მიოცენის შემდგომ დანაოჭებამდე, საკმარისია მიოცენური შრეები შშიდტის ბადეზე მოვიყვანოთ თარაზულ მდგომარეობაში და ამის შესაბამისად მოვახდინოთ შუაიურული შრეების ტრანსფორმაცია (ნახ. V.23).



ნახ. V.23. სიბრტყეების ტრანსფორმაცია შმიდტის ბაღეზე.

ა — საწყისი მდგომარეობა; M წერტილის (მიოცენის შრეების) განლაგების ელემენტებია: დაქ. 60° , $\angle 65^\circ$, I წერტილის (შუაიურული შრეების) კი — 310° , $\angle 80^\circ$. გ — გამჟვირვალე 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 ბაღე მოვიყვანოთ ნორმალურ ორიენტაციაში (ნახ. V.12) და მიოცენური შრეების გამომსახველი პოლარული M წერტილი გამჟვირვალე ქაღალდის მობრუნებით უმოკლესი გზით დავამთხვიოთ ბაღის ეკვატორს (ნახ. V.23, ა). შემდეგ, M წერტილს გადავადგილებთ დაქანების კუთხის შესაბამისი სიდიდით (65° -ით) ბაღის ცენტრში. ამით მიოცენის შრეებს მოვიყვანთ თარაზულ მდგომარეობაში. ამის შემდეგ, იმავე მიმართულებით და იმავე მანძილით (65°) გადავადგილებთ I წერტილს პარალელის გასწვრივ. ბაღის კიდემდე შესაძლებელია ამ წერტილის გადაადგილება მხოლოდ



ნახ. V.24. შრეებრივობის მართობული ნაპრალების ტრანსფორმაცია შმიდტის ბაღეზე.

28° -ით. ამიტომ დარჩენილი 37° -ით წერტილს გადავადგილებთ იმავე მიმართულებით დიამეტრალურად საწინააღმდეგო სექტორში (ნახ. V.23, ბ). შემდეგ, გამჟვირვალე ქაღალდს ვაბრუნებთ საწყის მდგომარეობაში. მივიღებთ შუაიურული შრეების მიოცენურისწინა დროის განლაგების ელემენტებს: დაქ. 132° , $\angle 77^\circ$ (ნახ. V.23, გ).

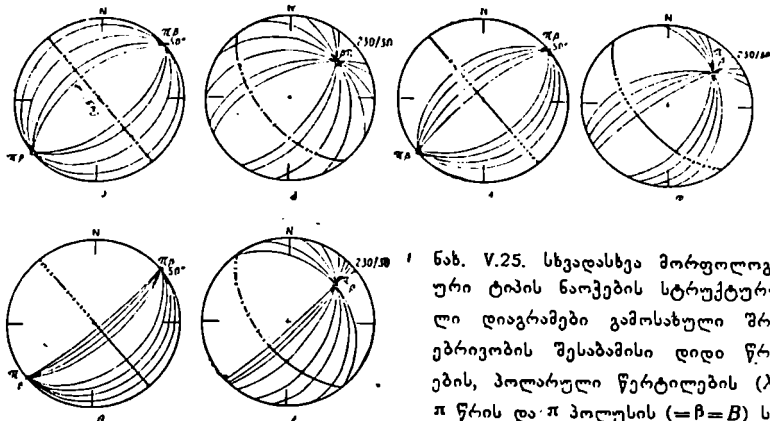
მე-2 მაგალითი: ზედაეოცენურ ქვიშაქვებში, რომლებიც დაქანებულია 10° $\angle 50^\circ$, გაზომილია შრეებრივობის მართობული ორი არატექტონიკური, დანაოკებამდელი ნაპრა-

ლის სიბრტყე: I დაქ. $127^{\circ} - 60^{\circ}$ და II დაქ. $238^{\circ} - 50^{\circ}$. ამ ნაპრალებს პირველადი ორიენტაციის აღსადგენად ზედაეოცენურ შრეებს მოვიყვანთ თარაზულ მდგომარეობაში (ნახ. V.24). მცირე წრეებზე (პარალელებზე) შესაბამისად გადავადგილებთ მოცემულ ნაპრალთა სიბრტყეებსაც (მათ პოლუსებს). ვინაიდან, ეს ნაპრალები შრეებრივობის მართობულადაა ორიენტირებული, ტრანსფორმაციის შემდეგ ისინი განლაგდება ბადის კიდეზე. მათი პირველადი ორიენტაცია ყოფილა: I — მიმართება $140^{\circ} - 90^{\circ} = 50^{\circ}$ და II — მიმართება $225^{\circ} + 90^{\circ} = 315^{\circ}$ (ნახ. V.24).

4. სტრუქტურათა გეომეტრია შვიდტის ბადეზე

ნაოკის და მისი ელემენტების გამოსახვა. გავეცნოთ, როგორ გამოისახება შვიდტის ბადეზე სხვადასხვა სტრუქტურული ფორმები და როგორ განლაგდება დიაგრამაზე მათი შემადგენელი სტრუქტურული ელემენტები. განსაკუთრებული მნიშვნელობა სტრუქტურული კვლევის დროს აქვს ნაოკთა ღერძების დადგენას და მათ გამოსახვას სტრუქტურულ დიაგრამაზე. ნაოკის ღერძი, როგორც წრფივი სტრუქტურული ელემენტი, შეიძლება გამოისახოს შვიდტის ბადეზე მისი ნახევარსფეროსთან გადაკვეთის წერტილის საშუალებით. ამ წერტილის პროექცია შვიდტის ბადის სიბრტყეზე აღინიშნება *B* სიმბოლოთი.

მრავალ შემთხვევაში, განსაკუთრებით კი მაშინ, როდესაც ბუნებრივ პირობებში გაშიშვლებულია ნაოკის მხოლოდ ერთი ფრთა, ნაოკის ღერძის მდებარეობის დადგენა გაძნელებულია. შრეებრივობის ზედაპირების საშუალებით ღერძის მდებარეობის განსაზღვრა შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც ის თარაზულად არის განლაგებული და მამსადამე, შრეებრივობის სიბრტყეთა მიმართების პარალელურია. თუ ღერძი დახრილია, მაშინ ნაოკის ცალ ფრთაში გაშიშვლებული შრეებრივობის სიბრტყეების საშუალებით შეუძლებელია ღერძის მდებარეობის დადგენა, რადგან შრეებრივობის მიმართების ხაზები და ნაოკის ღერძი ურთიერთპარალელური არ იქნება. ასეთ შემთხვევაში ნაოკის ღერძის მდებარეობის დადგენა შეიძლება კონსტრუქციულად შვიდტის 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 ნაოკის ფრთების შრეებრივობის ცალკეულ სიბრტყეებსა და მის ღერძს შორის. თუ წარ-

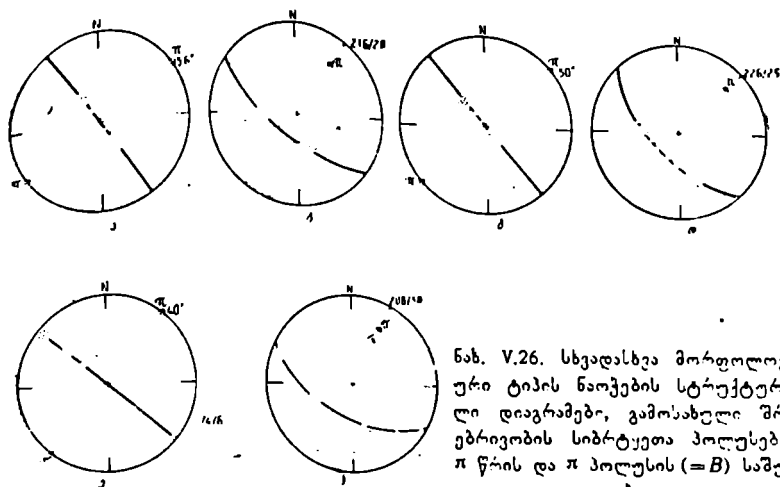


ნახ. V.25. სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოკების სტრუქტურული დიაგრამები გამოსახული შრეებრივობის შესაბამისი დიდი წრეების, პოლარული წერტილების (X), π წრის და π პოლუსის ($=\beta=B$) საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოკი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოკი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოკი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოკი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოკი გადაყირავებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოკი გადაყირავებული SO ფრთით და დაძირული ღერძით (აღლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

მოვიდგენთ მარტივი ღერძის ნაოკს, რომელიც ერთი გარკვეული ღერძის გარშემო თავდაპირველად სწორი შრეების გაღუნვის შედეგად არის მიღებული, ადვილად დავინახავთ, რომ ბრუნვის ღერძი, ანუ ნაოკის ღერძი ტაუტოზონალობის ღერძის ანალოგიური იქნება. ვასაგებია, რომ შმიდტის ბადეზე ნაოკის ღერძის მდებარეობის დადგენა შესაძლებელია ან შრეებრივობის სიბრტყეების განომსახველი დიდი წრეების გადაკვეთის წერტილთა მაქსიმუმის საშუალებით, ანდა იმ დიდი წრის პოლუსის (ტაუტოზონალობის პოლუსი) საშუალებით, რომელზედაც განლაგებულია შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები. ეს ორი ხერხი ურთიერთკონტროლს საშუალებას იძლევა. ამრიგად, ნაოკის ღერძის აგება შმიდტის ბადეზე შემდგენიარად ხდება: თეორიულად ნაოკის ფრთების შრეებრივობის განომსახველი დიდი წრეები ერთ წერტილში (β) იკვეთება (ნახ. V.25, ბ). მაგრამ, როგორც წესი, შეინჩნევა გადაკვეთის წერტილების გარკვეული მცირე გაბნევა. ამის გამო, საჭიროა მოიძებნოს ამ წერტილების მაქსიმუმი, რომელიც თავისი მდებარეობით პრაქტიკულად ემთხვევა ნაოკის ღერძის საშუალო მდებარეობას.

შმიდტის ბადეზე ნაოკის ღერძის მდებარეობის დადგენა, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება აგრეთვე შრეებრივობის სიბრტყეების პოლა-



ნახ. V.26. სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოქების სტრუქტურული დიაგრამები, გამოსახული შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების, π წრის და π პოლუსის ($=B$) საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოქი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოქი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოქი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოქი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოქი გადაყრეხებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოქი გადაყრეხებული SO ფრთით და დაძირული ღერძით (აღლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რული წერტილებს საშუალებით. მაგრამ, ეს შესაძლებელია თუ გვაქვს ანაზომთა საკმაო რაოდენობა (ნახ. V.26). გამკვირვალე ქალაქი, რომელზეც დატანილია შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები, უნდა შემოვებრუნოთ ისე, რომ ისინი შეუთავსდნენ 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 გამოხატველი დიდი წრეების გადაკვეთის წერტილს β -ს და შესაბამისად ნაოქის ღერძის B -ს გამოსავალს.

ამგვარად, ნაოქის ღერძის სივრცობრივ მდებარეობას ერთნაირად ვადმოგვეცემს B -ს, β -ს და π -ს განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე.

ნაოქის ღერძის დასადგენად, გარდა შრეებრივობის სიბრტყეებისა, შეიძლება გამოვიყენოთ აგრეთვე არაერთგვაროვანი სტრუქტურული ელემენტების კომბინაცია, კერძოდ, შრეებრივობის და კლივაჟის სიბ-

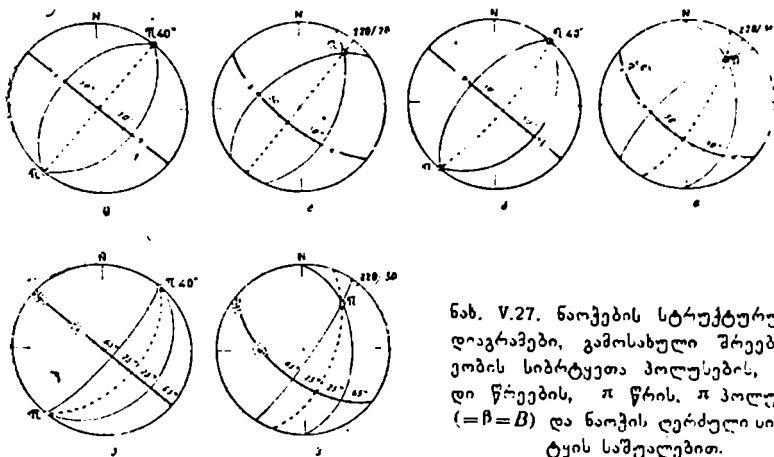
რტყეები, რომელთა გადაკვეთის ხაზის მდებარეობა სივრცეში ძალიან უახლოვდება ნაოქის ღერძის მდებარეობას. შმიდტის ბადეზე ამ ხაზის ნახვეარსფეროსთან გადაკვეთის წერტილი ისევე მოიძებნება, როგორც შრეებრივობის ორი სიბრტყის გადაკვეთის β წერტილი. ანაზომთა დიდი რაოდენობის შემთხვევაში წერტილთა სიმრავლიდან შეიძლება მოიძებნოს მაქსიმალური δ .

ქვემოთ მოყვანილია სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის ნაოქების 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 ნაოქები ერთნაირად გამოისახება, ამიტომ მაგალითებში ისინი არ არის გარჩეული.

სტრუქტურულ დიაგრამაზე შრეებრივობის სიბრტყეების პოლუსების საშუალებით შესაძლებელია არა მარტო ნაოქის, არამედ ნაოქის ღერძული სიბრტყის გამოსახვაც. ამისათვის საჭიროა, დიაგრამაზე გვექონდეს ნაოქის ორივე ფრთის შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების მკაფიო მაქსიმუმები. როგორც სიმეტრიული, ისე დახრილი ნაოქებისთვის, და აგრეთვე თაზარული და დახრილი ღერძის მქონე ნაოქებისთვის, 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, გამკვირვალე ქალაღის შესაბამისი მობრუნების შემდეგ, გავავლოთ დიდი წრე, რომელიც იქნება სწორედ ნაოქის ღერძული სიბრტყის გამოსახულება სტრუქტურულ დიაგრამაზე (ნახ. V.27, ა, ბ, გ, დ).

გადაბრუნებული ნაოქის 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 ნაოქის მხოლოდ ერთი ფრთა, შესაძლებელია ნაოქის ღერძული სიბრტყის მიახლოებითი მდებარეობა ვიპოვოთ კლივაჟის სიბრტყეების საშუალებით, რომლე-



ნახ. V.27. ნაოკების სტრუქტურული დიაგრამები, გამოსახული შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსების, დიდი წრეების, π წრის, π პოლუსის ($=\beta=B$) და ნაოკის ღერძული სიბრტყის საშუალებით.

ა — სიმეტრიული ნაოკი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოკი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოკი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოკი დაძირული ღერძით ($P_{ღძ}$ = ღერძული სიბრტყის პოლუსს), ე — გადაბრუნებული ნაოკი გადაყირავებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ვ — გადაბრუნებული ნაოკი გადაყირავებული SO ფრთით და დაძირული ღერძით (აძღერის 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 გვერდულ სხვადასხვა მასშტაბის სტრუქტურებისთვის დამახასიათებელი სიმეტრიის შესახებ.

კრისტალოგრაფიაში მიღებული ფორმათა სიმეტრიის კლასიფიკაცია გამოსადეგია ქანთაშენი 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.

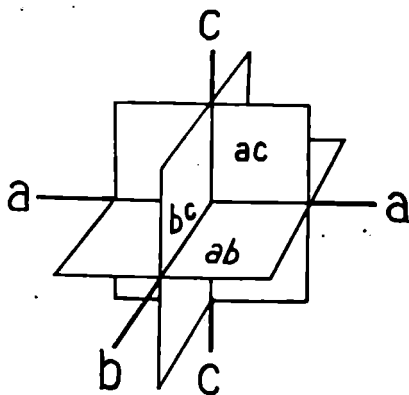
განსხვავება კრისტალსა და ქანის სტრუქტურას შორის იმაში მდგომარეობს, რომ ქანის სტრუქტურა უფრო დაბალი რიგის არეა, რაც გამოხატულებას პოულობს გენეტურად განსხვავებული მიმართულებების არსებობაში. არსებობს კრისტალური მიმართულებები და სტრუქტურული მიმართულებები. პირველნი წარმოიქმნება კრისტალის ზრდის დროს მესრის ამგები ელემენტების გარკვეული განლაგებისას, ხოლო მეორენი — სტრუქტურის ჩამოყალიბების დროს სტრუქტურული ელემენტებს 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.

ნიკროსტრუქტურულ ანალიზში სიმეტრიული დახასიათება ხდება უმთავრესად ასეთი, დეფორმაციისათვის უცხო, კანონზომიერი მიმართულებების მაგ. კვარცის ოპტიკური ღერძების, ქარსების და კარბონატების ტექნიკადობის სიბრტყეების და სხვ. საშუალებით. ეს მიმართულებები ძალიან ხშირად მნიშვნელოვნად მონაწილეობენ დეფორმაციის პროცესში, განსაკუთრებით კი ტექტონიკების 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 დაწვევა (ძველი ორიენტაციის გადაფარვა), აწვევა (სიმეტრიის ამწვევი 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 შექმნილი 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 უყანასკნელნი 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 “, რომელი სიმეტრიის შემთხვევაში, განლაგებულია „ a “ და „ b “ ღერძების მართობულად. ამ შემთხვევაში ნებისმიერი ორი კოორდინატთა ღერძი განლაგებულია ერთ სიბრტყეში და, ამრიგად ვლენბულობთ სამ ურთიერთმართობულ სიბრტყეს ab , bc და ac (ნახ: V. 28).

შემდგომ, მაკროსტრუქტურების შემთხვევაში, განვიხილავთ ძირითადად სტრუქტურული კოორდინატების განლაგების უმარტივეს შემთხვევას, ანუ მათ განლაგებას რომელი სიმეტრიის სტრუქტურებში. მიკროსტრუქტურებში სხვა სიმეტროლოგიური დამოკი-



ნახ. V.28. a , b და c სტრუქტურული კოორდინატების და მათი შესაბამისი ab , bc და ac სიბრტყეების განლაგება რომელი სიმეტრიის სტრუქტურებში.

დებულებები შეიძლება ვაწარმოთ რომელი სიმეტრიიდან. მონოკლინური სიმეტრიის შემთხვევაში ორი ღერძი, ხოლო ტრიკლინურს 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 დანაოკებული უბნისთვის დამახასიათებელი კოორდინატთა ღერძები არ გამოდგება ცალკეული გაშიშვლებების ნიმუშების და, მით უმეტეს, შლიფების ფარგლებში გამოხატული სტრუქტურებისთვის.

სტრუქტურული კოორდინატების ორიენტაციის დადგენა ზოგჯერ უკვე სავლელ პირობებშია შესაძლებელი: შრეებრივობის ან ფიქლებრივობის სიბრტყეზე (ე. წ. S სიბრტყეზე) დაწვრილნაოკების არსებობის შემთხვევაში b ღერძი განლაგებულია ამ სიბრტყეში დაწვრილნაოკების პარალელურად, ხოლო a ღერძი კი — ამავე სიბრტყეში მის მართობულად. საკოორდინატო ღერძი c S სიბრტყის და შესაბამისად a და b ღერძებს 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 დაწვრილნაოკება, 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.

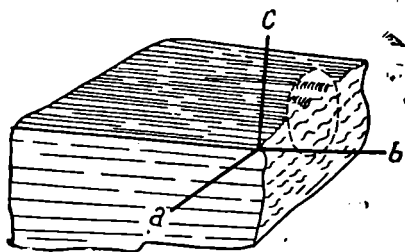
ამგვარად, სამივე ზემოთ განხილულ მაგალითში S -სიბრტყე (ab სიბრტყე) გენეტურად მეტად მნიშვნელოვანი სიბრტყეა. უნდა ვეცადოთ შეძლებისდაგვარად დავადგინოთ აგრეთვე a ღერძის, ანუ სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობის მიმართულება. მაგრამ, მხედვე-

ლობაში უნდა მივიღოთ, რომ დეფორმაციის პროცესში, როგორც წესი, ადგილი აქვს სტრუქტურულ კოორდინატთა ბრუნვას უმეტესად b ღერძის გარშემო. მაგალითად, ნაოქრს წარმოშობის დროს ხდება თავდაპირველად სწორი შრეების მოხრა ნაოქრს ღერძის B -ს გარშემო. ამის გამო, ნაოქრის ფრთაში a ღერძი შრეებრივობის სიბრტყეში მდებარეობს. მთელი ნაოქრისთვის კი c ღერძი ნაოქრის ღერძულ სიბრტყეში იქნება განლაგებული (ნახ. V.31). როგორც ნახაზიდან ჩანს a და c ღერძები ნაოქრის სხვადასხვა ნაწილში, b ღერძის გარშემო ბრუნვის შედეგად, იცვლიან თავის მდებარეობას, მაშინ, როდესაც b ღერძის მდებარეობა ყველგან უცვლელია და ემთხვევა ნაოქრისათვის საერთო b ღერძის მდებარეობას.

განხილული მაგალითებიდან კარგად ჩანს, რომ კოორდინატა b , როგორც გენეტიური 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 რიგს სტრუქტურისთვის, რომლისთვისაც ის არის განსაზღვრული. ამიტომ, ეთქვამთ მიკროსტრუქტურის ფარგლებში განსაზღვრული კოორდინატთა ღერძის a -ს მიმართულება არ შეიძლება, დამატებითი კონტროლის გარეშე, ჩავთვალოთ გეოლოგიური რუკის მასშტაბში ტექტონიკური ტრანსპორტის მიმართულებად¹.

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 ზონალურ წრეებს 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 ნაოქრის სტრუქტურული გამოსახულება, მასზე სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის მიახლოებითი განსაზღვრა სიძნელეს არ წარმოადგენს: b ღერძის მდებარეობა ემთხვევა ნაოქრის ღერძის B -ს მდებარეობას, c ღერძი განლაგებულია ნაოქრის ღერძულ სიბრტყეში b -ს მართობულად, ხოლო a ღერძი კი bc სიბრტყის მართობულია. აღსანიშნავია, რომ შმიდტის ბადეზე ნაოქრის 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 დაწერილნაკვება შეიმჩნევა (კარლის მიხედვით, 1964).

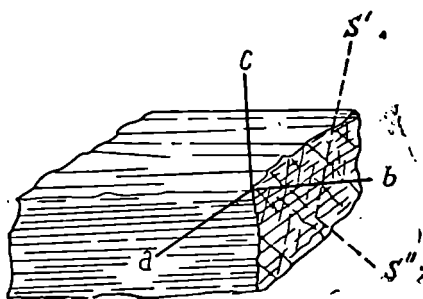
ში a , b და c სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება. ნახაზიდან ჩანს, რომ a და b სტრუქტურული კოორდინატების გამოსავალი წერტილები მდებარეობენ ab ზონალურ წრეზე a და c კოორდინატები — ac ზონალურ წრეზე (წ-წრეზე), ხოლო b და c — bc ზონალურ წრეზე. ამასთან, ac ზონალური წრის პოლარული წერტილი ემთხვევა c -ს, ხოლო bc ზონალური წრის პოლუსი კი — a დერძის გამოსავალს.

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

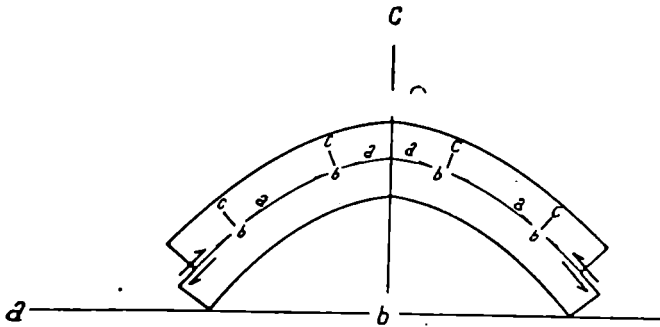
სიბრტყეზე, რომელიც შესაძლებელია მის შიგნით გავატაროთ, წარმოიშობა გარე ძალების საწინააღმდეგოდ მიმართული შიგა ძალები.

თუ შიგა ძალის სიდიდეს შევუფარდებთ სხეულის იმ კვეთის ერთეულ ფართობს, რომელზეც ეს ძალა ვლინდება, მივიღებთ სიდიდეს, რომელსაც დაძაბულობას 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-

მხედველობაში უნდა მივიღოთ ნაკვეთთან 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 ნაკვეთის სტრუქტურული გამონახატულება სხვადასხვა სტრუქტურული მოწყობების საშუალებით და მათ-



ნახ. V.30. სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება დაფიქლებული ქანის ნიმუშში შეწყვილებული სხლეტვის ნაპრალოთა სისტემების (S' და S'') საშუალებით (კარლის მიხედვით, 1964).

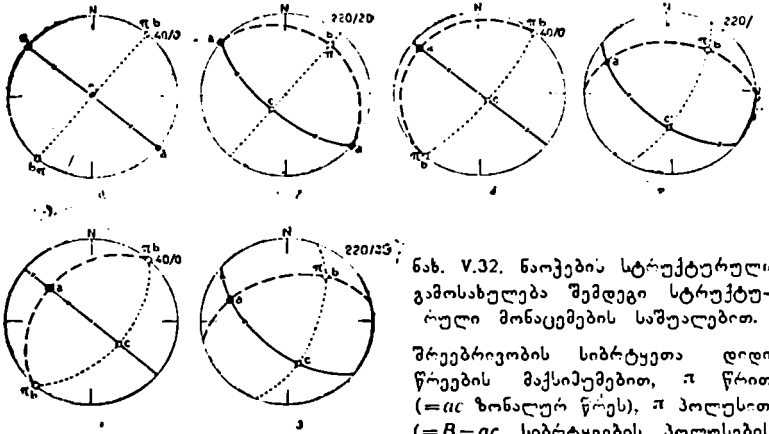


ნახ. V.31. სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება ნაოქში და მის ცალკეულ ნაწილებში.

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.

ღრეკადობის თეორიაში მტკიცდება, რომ ნებისმიერი ერთგვაროვანი დაძაბულობის მდგომარეობა შეიძლება დაიყვანოს სამი ურთიერთმართობული ღერძის მიმართ შეკუმშვა-გაჭიმვის დაძაბულობაზე. ამ ღერძებს დაძაბულობის მთავარი ღერძები 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 ეწოდებენ.

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.

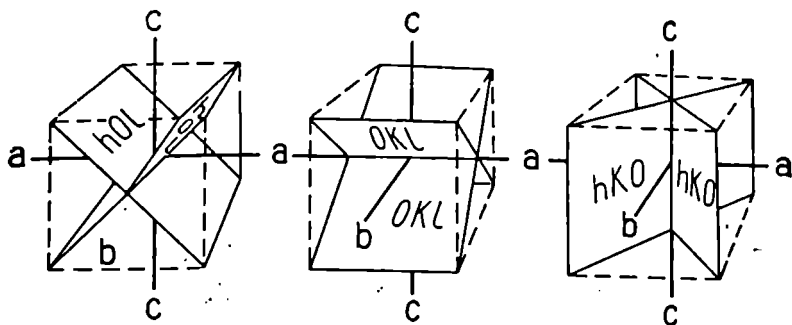


ნახ. V.32. ნაოქების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით.

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 ნაოქი თარაზული ღერძით, ბ — სიმეტრიული ნაოქი დაძირული ღერძით, გ — დახრილი ნაოქი თარაზული ღერძით, დ — დახრილი ნაოქი დაძირული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოქი გადაყრავებული SO ფრთით და თარაზული ღერძით, ე — გადაბრუნებული ნაოქი გადაყრავებული SO ფრთით და დაძირული ღერძით (ადლერის და სხვ. მახეღეით, 1965).

მოწყვეტის ზედაპირები კი ვითარდება σ_3 და σ_1 ღერძებზე გამავალ სიბრტყეების პარალელურად (ნახ. V.32, ბ). სხლეტის ზედაპირები, როგორც ცნობილია, ვითარდება მაქსიმალური მხები დაძაბულობების მიმართულებით. მოცულობითი დაძაბულობის მდგომარეობისას უნდა ჩნდებოდეს სხლეტის ზედაპირების სამი წყვილი (ნახ. V.33). მათგან მთავარი არის ის, რომელიც σ_3 და σ_1 ღერძებს შორის კუთხეებს შუაზე. σ_3 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 გაკვლეტის ნაპრალების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გან-



ნახ. V.33. სხლეტის ნაპრალო წყვილების ვანლაგება abc სტრუქტურულ კოორდინატთა სისტემაში.

ლაგებას. ეს სიბრტყეები ორი საკოორდინატო ღერძის პარალელურია და ჰკვეთს ერთ რომელიმე ღერძს. სხლეტის 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 სხლეტის 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, გასწორივი 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 (გამოქუცღვრის ზედაპირები), რომელთა დიდი წრეების განლაგება შესაბამეა 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-

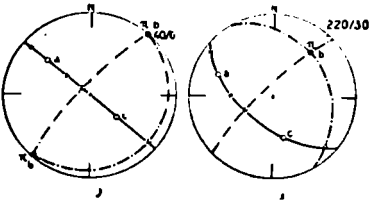
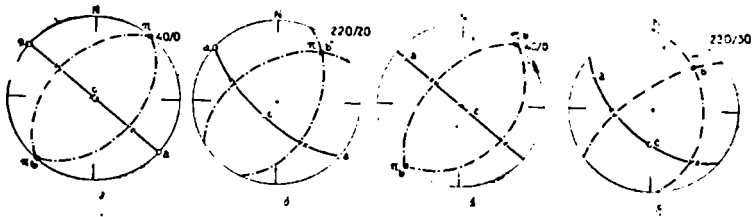
ვა, მაგრამ ამ ზედაპირების წარმოშობას, ბუნებრივ პირობებში, ჩვეულებრივ დაქანების სიმძიმის ძალით გამოწვეული ვერტიკალური დაწოლა ეწინააღმდეგება. აღნიშნული ზედაპირების განლაგება სხვადასხვა ტიპის ნაოჭების გამომსახველ სტრუქტურულ დიაგრამებზე მოცემულია V.32 ნახაზზე.

განივი ღუნვის შემთხვევაში ბუნებრივია მოწყვეტის ზედაპირები ჩნდება ac და bc სიბრტყეების გასწვრივ, ხოლო გაჭყლეტის ნაპრალები $კი$, ab სიბრტყეების გასწვრივ.

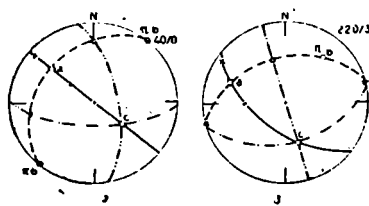
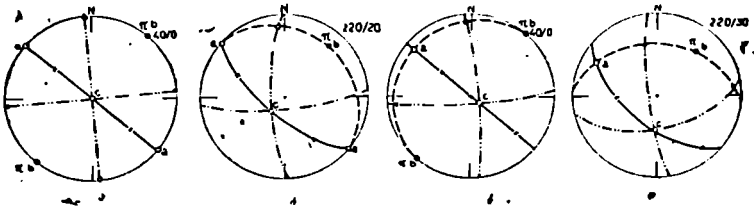
განსაკუთრებული მნიშვნელობა სტრუქტურული კვლევის დროს აქვს სხლეტვის hol , hko და okl ნაპრალებს. თითოეულ ამ შეწყვილებულ სხლეტვის ნაპრალებს შორის კუთხე 90° -ს უდრის, მაგრამ, ბუნებრივ პირობებში ეს კუთხე, როგორც წესი, უფრო ბლაგვი ან უფრო მახვილია. hol სხლეტვის ნაპრალო და სხვა ტექტონიკურ ზედაპირთა შეწყვილებული 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 ნახსლეტების 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.

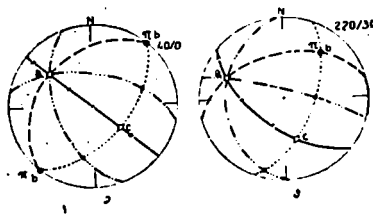
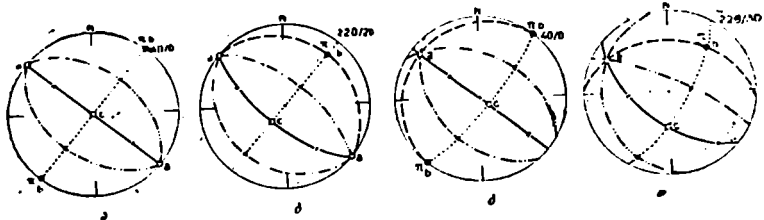
okl სიბრტყეები ბუნებაში შედარებით იშვიათად გვხვდება და უმეტესად ნაოჭის ღერძის მიმართ გარდიგარდმოდ ორიენტირებულ ნახსლეტებს წარმოადგენენ. ეს სიბრტყეები, და შესაბამისად მათი დიდი წრეები, იკვეთება a ღერძის გამოსავალ წერტილში, ხოლო მათი



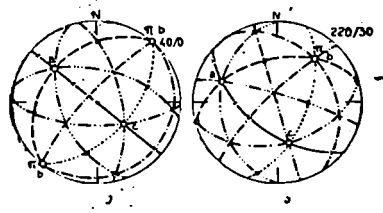
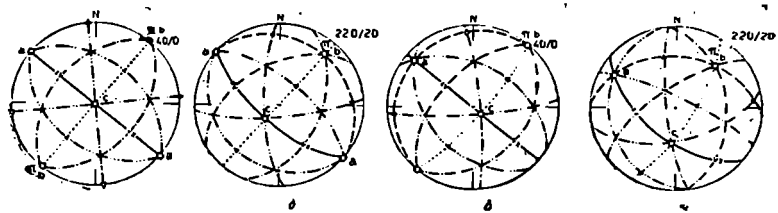
ნახ. V.34. ნაოქების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით ($=ac$ ზონალურ წრეს), π პოლუსით ($=B=B$ *hol*), a, b და c სტრუქტურული კოორდინატებით, ac ზონალური წრით, *hol* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოქათი ტიპები მოცემულია იმავე თანამიმდევრობით, როგორც V.32 ნახაზზე) (აღლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).



ნახ. V.35. ნაოქების 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 და ac ზონალური წრეებით, *hko* სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმებით, ამ მაქსიმუმების შესაბამისი დიდი წრეებით (ნაოქათი ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, რაც წინა ნახაზებში, აღლერის და სხვ. მიხედვით).



ნახ. V.36. ნაოქების 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 (ნაოქთა ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, რაც წინა ნახაზებში) (აღღერის და სხვ. მიხედვით).



ნახ. V.37. ნაოქების სტრუქტურული გამოსახულება შემდეგი სტრუქტურული მონაცემების საშუალებით: შრეებრივობის სიბრტყეთა დიდი წრეების მაქსიმუმებით, π წრით ($=ac$ ზონალურ წრეს), π პოლუსით $=B = \beta = hol = ac$ 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 (ნაოქთა ტიპების თანამიმდევრობა იგივეა, რაც წინა ნახაზებში) (აღღერის და სხვ. მიხედვით).

პოლუსების მაქსიმუმები განლაგებულია bc ზონალურ წრეზე და Σ -ზე χ ოფს b და c ღერძებს შორის მოთავსებულ კუთხეს. OkI სიბრტყეების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე სხვადასხვა ტიპის ნაოჭებში მოცემულია V.36 ნახაზზე.

V.37 ნახაზზე შეჯამებული სახით წარმოდგენილია ყველა სახის ტექტონიკური ზედაპირის განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე, გამოსატული მათი შესაბამისი დიდი წრეების და პოლარული წერტილების საშუალებით.

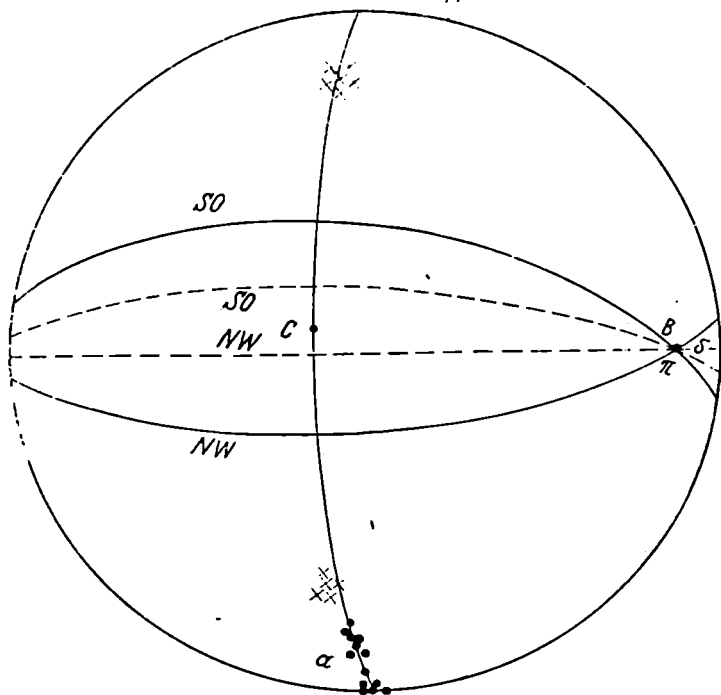
5. კლივაჟი და ნაოჭის სტრუქტურა

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 χ ოფს. 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.

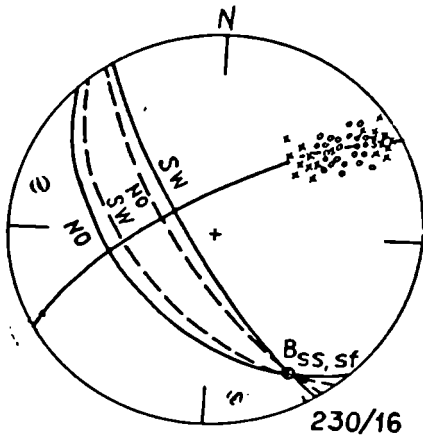
შებრუნებული მარაოს შემთხვევაში კლივაჟის სიბრტყეები ციკაბოდ დაქანებული ნაოჭის ფრთებში შრეებრივობის სიბრტყეებზე უფრო დამრეცადაა დაქანებული, ხოლო დამრეც ფრთებში კი — უფრო ციკაბოდ (ნახ. V.39).

აღსანიშნავია, რომ პირდაპირი და შებრუნებული მარაოს კლივაჟის სიბრტყეების საშუალებით შესაძლებელია ნაოჭის ღერძის მდე-

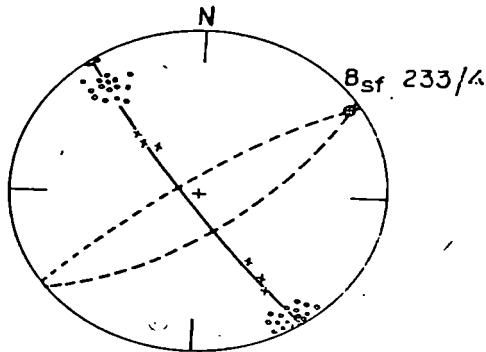
ბარეობის განსაზღვრაც (ნახ. V.40). ნაოქის ღერძის გამოსავალი, როგორც აღნიშნული იყო, მიახლოებით შეიძლება განისაზღვროს აგრეთვე შრეებრივობის და კლიეაჟის სიბრტყეების გადაკვეთის წერტილის პოვნით (ნახ. V.41). ამ ხერხს დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მაშინ, როდესაც ბუნებაში ნაოქის მხოლოდ ერთი ფრთაა გამოშვლებული.



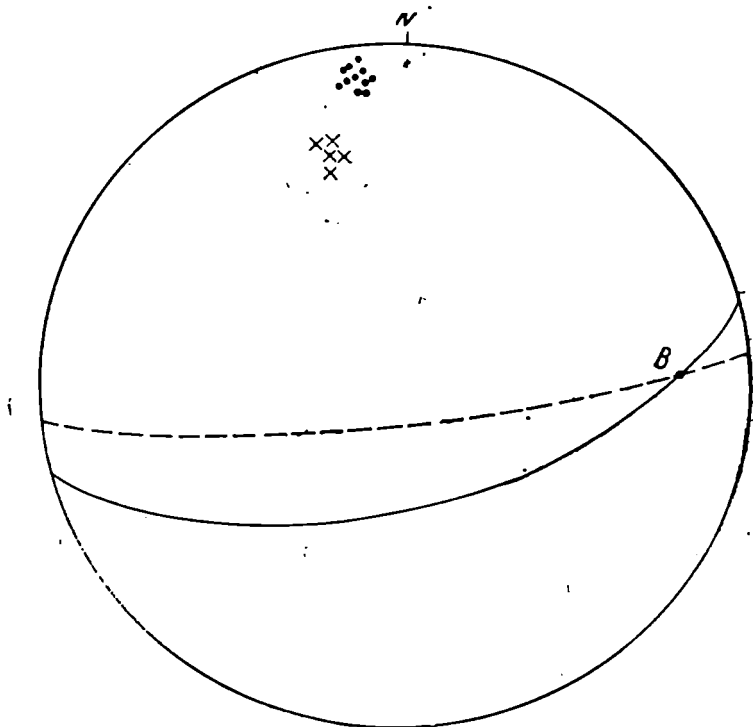
ნახ. V.38. კლიეაჟის სიბრტყეების პირდაპირი მარაო აპარა-თრიალეთის ნაოქა ზონის ზედაცარტულ კირქვებში (მდ. გვანანას ხეობა. ე. გამყრელიძის მიხედვით). უწყვეტი ხაზები და ჭერები აღნიშნავენ შრეებრივობის ზედაპირებს, ხოლო წვეტილი ხაზები და წერტილები — კლიეაჟის სიბრტყეებს.



ნახ. V.39. კლივაჟის სიბრტყეების შებრუნებული მარაო გადაბრუნებულ და NW -სკენ სუსტად დაძირულ ანტიკლინში (აპარა-თრიალეთის ზედაყარცული კირქვეები მღ. გუანანას 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 $= B = \beta_{კლ}$ და კლივაჟის სიბრტყეთა მაქსიმალური ღრდი წრეები.

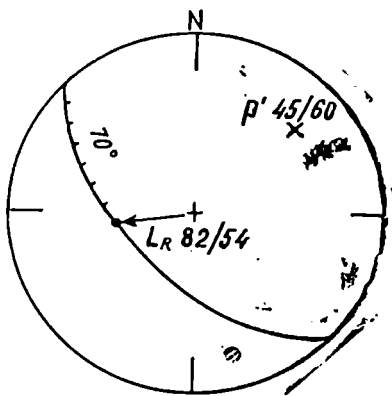


ნახ. V.41. ნაოკის ღერძის მდებარეობის განსაზღვრა ღერძული სიბრტყის კლდეების და შრეებრიუობის სიბრტყეთა გადაკვეთის წერტილია პოვნით. (მდ. გვანანას ხეობის ზედაცარტული კირქვები, ე. გამყრელიძის მიხედვით).

6. სსლეტვის კვლის გამოსახვა სტრუქტურულ დიაგრამაზე

როგორც აღვნიშნეთ საველე პირობებში სსლეტვის 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 გვაძლუებს სსლეტვის კვლის მდებარეობა გაზომვით იმ სიბრტყეზე, რომელზეც ის არის გამოხატული. ამ შემთხვევაში აღინუსხება კუთხე, რომელსაც ადგენს სსლეტვის კვლის მიმართულება სსლეტვის სიბრტყის მიმართების ხაზთან და მისი დაძირვის მიმართულება. იმისათვის, რომ სიბრტყეზე გაზომილი კუთხიდან მივიღოთ სსლეტვის კვლის ჭეშმარიტი განლაგების

ელემენტები, ეს სიბრტყე უნდა დაეიტანოთ დიაგრამაზე დიდი წრის სახით (ნახ. V.42). შემდეგ, შმიდტის ბაღზე, სიბრტყის მერიდიანული ორინტაციის მდგომარეობაში, დიდ წრეზე გადაიზომება აღნიშნული კუთხე ბადის იმ კიდიდან ცენტრისკენ, რომელიც სხლეტვის კვლის დაძირვის მიმართულების საწინააღმდეგო სექტორში არის მოთავსებული.



ნახ. V.42. სხლეტვის სიბრტყეზე გაზომილი სხლეტვის კვლის განლაგების ელემენტების განახლება.

მიღებული წერტილის განლაგების ელემენტები დიაგრამაზე იძლევა სხლეტვის კვლის კემარითი განლაგების ელემენტებს. თუ ამ წერტილს შევეუბრებთ ბადის ცენტრს, მაშინ ეს ხაზი საძებნი წრფივი სტრუქტურული ელემენტის კემარითი მიმართებას შეესაბამება. თუ ამავ დროს, ცნობილია გადაადგილების მიმართულება, ისაჭი ვეჩვენებს აგრეთვე სხლეტვის სიბრტყეზე სხლეტვის ზედა ბაგის გადაადგილების მიმართულებას და, მაშასადამე, სხლეტვის ხასიათსაც: შესხლეტვა, ნახსლეტი, ნაწვევი, ირიბი ნახსლეტი, ირიბი შესხლეტვა.

სტრუქტურული კვლევის დროს ტექტონიკური რღვევების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დადგენა ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ამოცანას წარმოადგენს. ამ მხრივ, განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რღვევების განმარტოებელი ნაპრალების სივრცობრივი განლაგების და მათი განეტური ტიპების დადგენას. ამიტომ, ეს საკითხი შემდეგ თავში სპეციალურად არის განხილული.

7. ტრაშარბთაის გამოყენება რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დადგენის მიზნით

რღვევათა განხილვისას ყურადღება იყო გამახვილებული იმაზე, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს მათ გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების განსაზღვრას. აღნიშნული იყო აგრეთვე, რომ ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რღვევის განმარტოებელი ნაპრალების შესწავლას. მაგრამ სავსე დაკვირვებების დროს, ნაპრალების რღვევებთან გენეტური კავშირის დადგენა ყოველთვის არ ხერხდება.

ეს ნაკლი შეიძლება გამოსწორდეს ნაპრალებისა და მსხვერვის ზონების ფართობრივი აგეგმვის დახმარებით. ერთ-ერთი ასეთი აგეგმვა ჩატარებულია აკარის მადნეული რაიონის ფარგლებში (მ. ჯაფარიძე, თ. მარდალავიშვილი, 1969).

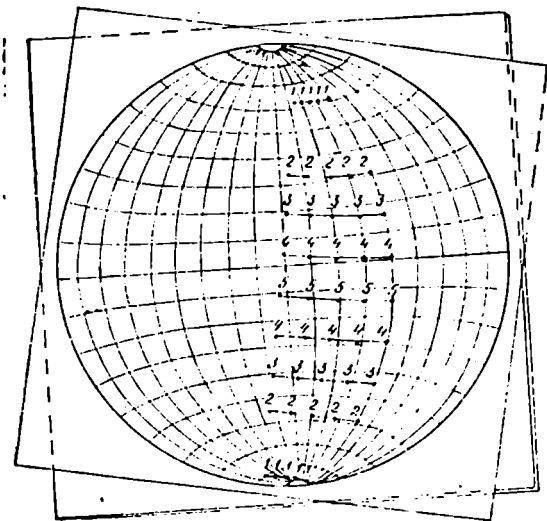
დიზიუნქტივებსა და მათ განმავლობებელ ნაპრალებს შორის არსებული თეორიული სივრცობრივი ურთიერთდამოკიდებულებიდან გამომდინარე (ა. პეკი, 1939, 1940), სავსე პირობებშივე დადგინდა მათ მიერ შექმნილი ორწახნაგა კუთხეთა მნიშვნელობები. ბუნებრივია, რომ მხედველობაში მიიღებოდა შემცველ ქანთა ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები, ვინაიდან ეს უკანასკნელნი ზეგავლენას ახდენენ განსასაზღვრავ კუთხეთა სიდიდეზე. გამოირკვა, რომ რღვევებისა და მათი განმავლობებელი მოწყვეტის ნაპრალების მიერ შედგენილი ორწახნაგა კუთხეები მოცემულ შემთხვევაში 45-დან 60°-მდე იცვლება (85 განაზომი). დადგინდა აგრეთვე, რომ სხლეტვის I და სხლეტვის II სისტემების ნაპრალობა მიერ დიზიუნქტივებთან შედგენილი კუთხეები შესაბამისად 75—90° და 0—15° ფარგლებში იცვლება (200 განაზომი).

ნაპრალოვანი ტექტონიკის ერთ დიაგრამაზე შეიძლება რამდენიმე რღვევის განმავლობებელი ნაპრალი შეგვხვდეს. ბუნებრივია, ასეთ შემთხვევებში უკანასკნელთა გენეტიური სახის განსაზღვრა საკმაოდ რთულ ამოცანას წარმოადგენს. ეს სიძნელე კიდევ უფრო იზრდება; როდესაც საქმე გვაქვს ამ ტიპის მრავალრიცხოვან დიაგრამებთან. აღნიშნულმა გარემოებამ განაპირობა რღვევების განმავლობებელი ნაპრალების ტიპების განსასაზღვრავი ტრაფარეტების შექმნა.

ტრაფარეტების აგებას საფუძვლად უდევს ის სივრცობრივი კანონზომიერებანი, რომლებიც ზემოთ აღვნიშნეთ!

ამ კანონზომიერებიდან გამომდინარე, რღვევის განმავლობებელი მოწყვეტის ნაპრალობა პოლუსები სტერეობადეზე იმ სარტყელში უნდა განლაგდეს, რომელიც რღვევის პოლუსიდან 45 და 60°-ით მოცილებული მრუდებით იქნება შემოსაზღვრული. სხლეტვის I განმავლობებელი ნაპრალების პოლუსები შესაბამისად განლაგდებიან რღვევის პოლუსიდან 75 და 90°-ით მოცილებულ სარტყელში. რაც შეეხება სხლეტვის II ნაპრალობა პოლუსებს, ისინი რღვევის პოლუსიდან 15°-ით მოცილებული მრუდის მიერ შემოსაზღვრული ფართობის შიგნით განლაგდებიან.

ტრაფარეტების აგება რთული არ არის. მათი მომზადება შეიძლება გამკვირვალე 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 განმავლობებელი



ნახ. V.43. რღვევების განმარტოებელი ნაპრალები
გაანაშოჟრი ტრაჟარეტის აგების მეთოდი.

ნაპრალები მირ შედგენილი ორწახნაგა კუთხეების მაქსიმალურ და მინიმალურ მნიშვნელობებს შეესაბამება. შემდეგ გამკვირვალე ქალაქს 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 განლაგდნ მოცემული რღვევის გასწვრივ მისი ბაგეების ნებისმიერი გადაადგილების დროს წარმოქმნილი განმარტოებელი ნაპრალები.

ჩვენ უკვე ვიცით, რომ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლების მიმართულება დიზიუნქტივისა და მისი განმარტოებელი ნაპრალების სიბრტყეთა გადაკვეთის ხაზის პერპენდიკულარია. ამიტომ ნასხლეტის (ან შესხლეტის) 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 განმარტოებელ ნაპრალებს მიმართებები ერთნაირია. ამრიგად.

შეიძლება დავასკვნათ, რომ ნასხლეტებისა და შესხლეტვების დროს განმავტობებელ ნაპრალთა პოლუსები განლაგდება გამოყოფილ სარტყელთა შიგნით იმავე დიამეტრზე, რომელზეც თვით რღვევის პოლუსი არის განლაგებული.

ნაწევური გადაადგილებისას დიზიუნქტივისა და მისი განმავტობებელი ნაპრალეების გადაკვეთის ხაზი რღვევის დაქანების მიმართულებას თანხვდება. ამიტომ განმავტობებელი ნაპრალეების პოლუსები დაემათხვევიან იმ მერიდიანებს, რომელთაუც თანხვდება რღვევის პოლუსი სტერეობადის ეკვატორზე მდებარეობისას. თუ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლება რთული ბუნებისაა (ნასხლეტ-ნაწევები, შესხლეტვა-ნაწევები), მაშინ განმავტობებელ 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 განმავტობებელ 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 დამტრინხულია რღვევის, ხოლო პორიზონტალურად — მოწყვეტის განმავტობებელი ნაპრალის სიბრტყეები; P და O ასოებით შესაბამისად აღნიშნულია დიზიუნქტივისა და ნაპრალის პოლუსები.

იმის გამო, რომ რღვევის გასწვრივ გადანაცვლების ვექტორი (MN) მიმართულია დიზიუნქტივისა და მისი განმავტობებელი მოწყვეტის ნაპრალის მიერ შედგენილი მახვილი ორწახანაგა კუთხის მიმართულებით, რღვევისა და განმავტობებელი ნაპრალის სივრცობრივი თანაფარდობა შესხლეტვა — მარჯვენა ნაწევს შეესაბამება. ამიტომ ტრაფარეტის სარტყლის ის უბანა, რომელშიც განხილული განმავტობებელი ნაპრალის პოლუსი (O) იმყოფება, შეესაბამება შესხლეტვა-მარჯვენა ნაწევის განმავტობებელ მოწყვეტის ნაპრალთა ადგილს; მისი მარჯვენა მხრიდან მოსაზღვრე უბანი კი — შესხლეტვა — მარცხენა ნაწევის მოწყვეტის ნაპრალეს.

ანალოგიურად არის დადგენილი რღვევის გასწვრივ ნებისმიერი გადანაცვლების დროს წარმოქმნილი ორივე გენეტური ტიპის განმავტობებელ 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 ქალაღზე

მომზადებულ ტრაფარეტს იმდგვარად ვადებთ ზემოდან ნაპრალოვან დიაგრამას, რომ მასზე გამოსახული რღვევის პოლუსები ერთმანეთს შეუთავსდეს. ტრაფარეტზე ნაპრალოთა მაქსიმუმების განლაგება მიუთითებს რღვევის გადანაცვლების ხასიათზე.

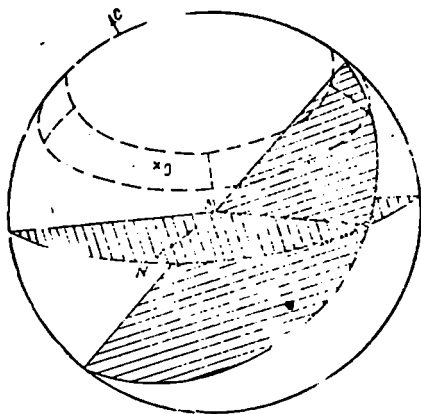
ერთიდაიგივე რღვევის გაშიფრვა რამდენიმე დიაგრამაზე გადანაცვლების დადგენილი ტიპის კონტროლის საშუალებას იძლევა.

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ მსგავსი ტრაფარეტები უნდა შევადგინოთ ყოველი საკვლევი რაიონისათვის მათ ფარგლებში განვითარებულ ქანთა ფიზიკურ-მექანიკური თვისებების გათვალისწინებით.

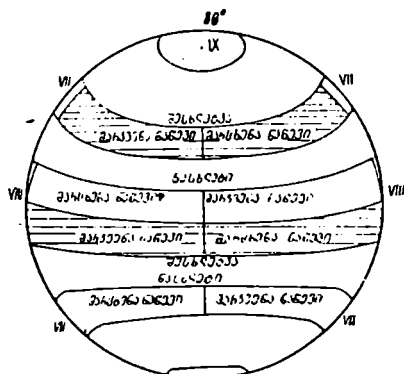
8. სტრუქტურული

ლიაზრამების 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 ჰემარიტი ან სავარაუდო მიმართულებებიც, რადგან მათი გავლენა სტრუქტურულ გეგმაზე ხშირად შეიძლება საკმაოდ მნიშვნელოვანი იყოს. სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი საშუალებას იძლევა ერთის მხრივ დავადგინოთ



ნახ. V.44. ტრაფარეტის ზოლების ცალკეული უბნების ანალიზი.



ნახ. V.45. 80° დაქანების კუთხის მქონე რღვევის განმავტობელი ნაპრალების ცასამიფრი ტრაფარეტი.

სტრუქტურის სიმეტრია და ცალკეულ სტრუქტურულ ელემენტთა გენეტური სახესხვაობები, ხოლო, მეორეს მხრივ, ზოგიერთ შემთხვევაში, განსაზღვრით მთავარი ნორმალური დაძაბულობების ლერძების ორიენტაცია და ამრიგად სტრუქტურის ფორმირების მექანიზმიც.

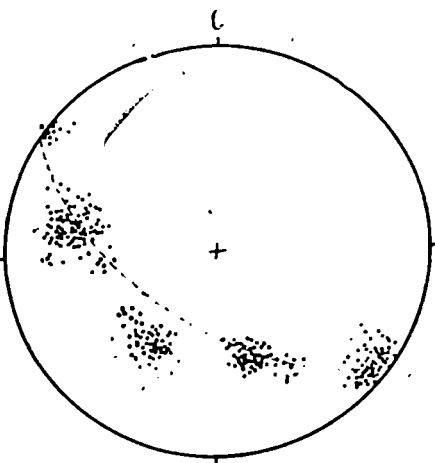
იმისათვის, რომ სტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი ობიექტური იყოს, საჭიროა თავიდანვე, შეძლებისდაგვარად, ანალიზიდან გამოვრიცხოთ ყველა ის სტრუქტურული ელემენტი, რომელიც არ არის დაკავშირებული განსახილველ ძირითად დეფორმაციის აქტთან. ასეთი კი, პირველ რიგში შეიძლება იყოს დანაოჭებამდელი წარმოშობის პირველადი ნაპრალები ე. წ. პლანეტური ნაპრალები. ამ ელემენტების ცალკე გამოყოფა, მკვლევარის საკმაო გამოცდილებს შემთხვევაში, უკვე საველე პირობებში ხერხდება, მაგრამ ზშირად 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 ნაპრალები 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 ნაპრალებთან, შეიძლება გამოვიყენოთ პლანეტური ნაპრალებისათვის დამახასიათებელი მეორე ძირითადი ნიშანი: სივრცეში მსგავსი ორიენტაცია. ამისათვის, კი საჭიროა სხვადასხვა ადგილას, ვთქვათ ნაოკის 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 ნაპრალები სისტემების მაქსიმუმები ერთმანეთს დაემთხვევა შეიძლება დავასკვნათ, რომ ეს ნაპრალები დანაოჭებამდეა ჩამოყალიბებული და პლანეტურ ნაპრალებს სისტემებს წარმოადგენენ. როგორც აღნიშნეთ ეს სისტემები არ უნდა მივიღოთ მხედველობაში სტრუქტურული ანალიზის დროს. მაგრამ, პლანეტური ნაპრალებს შესწავლა თავისთავად მრავალი თვალსაზრისით მნიშვნელოვან ამო-

ცანას წარმოადგენს და ამიტომ, ამ საკითხს ჩვენ კიდეც დაეუბრუნდებით.

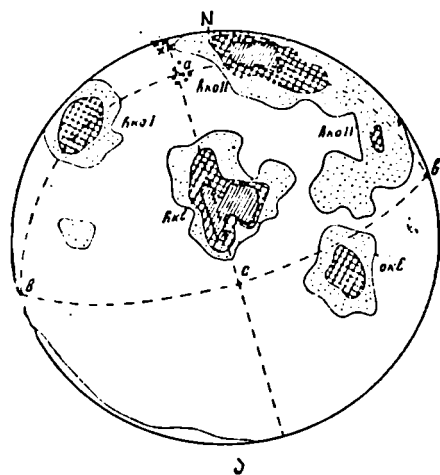
ერთჯერადი დეფორმაციის გეგმა სტრუქტურულ დიაგრამაზე და მისი ანალიზი. ერთჯერადი დეფორმაციის დროს წარმოქმნილი დაძაბულობები ქანში, როგორც წესი, იწვევენ ნაოქის სტრუქტურული ელემენტების, და მასთან კავშირში სხვა ტექტონიკური ზედაპირების, კანონზომიერ ურთიერთგანლაგებას. მაგრამ, ერთჯერადი დეფორმაციის ანალიზის დროს მხედველობაში უნდა მივიღოთ სტრუქტურის შესასწავლ უბანზე შედარებით მსხვილი ტექტონიკური რღვე-



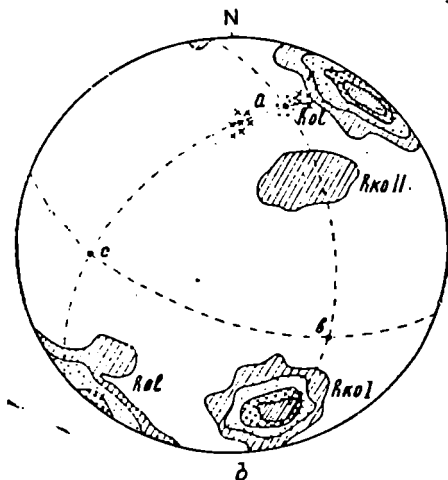
ნახ. V.46. პლანეტური ნაპრალების განლაგება სტრუქტურულ დიაგრამაზე (თრიალეთის ქედი, ე. გამყრელიძის მიხედვით).

ვების არსებობა, რადგან ამ რღვევებთან შესაძლებელია დაკავშირებული იყოს განმარტოებელ ნაპრალოთა სისტემები, რომელთაც, როგორც ცნობილია, რღვევის სიბრტყის მიმართ გარკვეული ორიენტაცია ახასიათებთ. ამიტომ, სტრუქტურულ დიაგრამაზე აუცილებელია ამ რღვევების ქეშმარიტი ან სავარაუდო მიმართულების დატანა, რომელიც საშუალებას იძლევა გავარჩიოთ მასთან დაკავშირებული განმარტოებელი ნაპრალები. V.47 ნახაზზე გამოხატულია უწერის ტექტონიკური კვანძის ერთ-ერთ უბანზე სხვადასხვა ნაოქებისათვის 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 დეკონური ქანებისათვის შედგენილი (ს. აღლერი და სხვ. 1965) ერთ-ერთი ასეთი დიაგრამის ანალიზის მაგალითი. დასავლეთ პირენეებში განიცადა დამანაოქებელი ძალების მოქმედება ჯერ ჰერცინული, ხოლო შემდეგ ალპური ოროგენეზისის დროს. V.48 ნახაზზე გამოხატულ სინოპტიკურ სტრუქტურულ დიაგრამაზე, რომელზეც შრეებრივობის, კლივაჟის, ნაპრალოვნების და



სხვადასხვა ტექტონიკური აშლილობების სიბრტყეებია დატანილი, ერთი შეხედვით ძნელია რაიმე კანონზომიერების დადგენა. მაგრამ, დაკვირვებული ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დიაგრამაზე მკაფიოდ არის გამოხატული კლიეაჟის 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 შე-



ნახ. V.47. უწერის ტექტონიკური კვანძის ორი სხვადასხვა ნაოქის სინოპტიკური სტრუქტურული დიაგრამა (ე. გამყრელიძის მიხედვით). დიაგრამებზე გამოსახულია: შრეებრივობის სიბრტყეთა პოლუსები (X), კლიეაჟის სიბრტყეთა პოლუსები (O), a, b და c სტრუქტურული კოორდინატები, ab, bc და ac ზონალური წრეები და სხვადასხვა ნაპარალთა მაქსიმუმები. დიაგრამა ა-ზე hok და okl ნაპარალთა თითო მაქსიმუმში და hko ნაპარალთა ერთი მკათილი (hiko I) და მეორე ab ზონალურ წრეზე გაწევილი მაქსიმუმში (hiko II და hko II'); დიაგრამა ბ-ზე—ოდნავ გადაადგილებული hok ნაპარალთა ერთი მაქსიმუმში და hko ნაპარალთა ორი მაქსიმუმში (hiko I და hiko II).

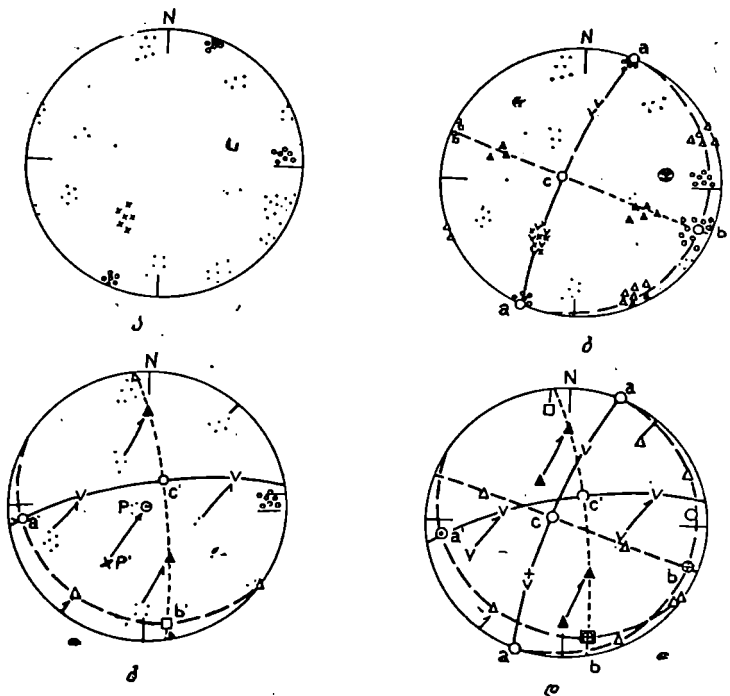
იძლება ac სიბრტყეთა პოლუსების მაქსიმუმად და, შესაბამისად, ac მოწყვეტის ნაპარალთა სისტემად მივიჩნიოთ. ამით გარკვეულია აგრეთვე საკოორდინატო ღერძის b-ს გამოსავალიც.

რადგან ღერძული სიბრტყის პარალელური კლიეაჟის 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° , $\angle 10^\circ$) ამ უბანზე დადგენილი ალპური ნაოქების ღერძების მიმართულებას უახლოვდება და ამიტომ განხილული გეგმა ალპური ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად უნდა იყოს შექმნილი.

თუ ახლა დარჩენილ წერტილთა მაქსიმუმებს სპეციალურ გამკვირვალე ქალაქებზე გადავიტანთ და ჩვენთვის ცნობილი ხერხით (ალპური შრეებრივობის სიბრტყეების თარაზულ მდგომარეობაში მოყვანიტ) მოვახდენთ მათ შესაბამის ტრანსფორმაციას (იხრებე $V.48$, გ ნახაზზე) დავინახავთ, რომ ისინი ქმნიან კიდევ ერთ სტრუქტურულ გეგმას (b ღერძის დაძირვა 170° , $\angle 15^\circ$), 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 ტექტონიკური დაძაბულობათა ველი, 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. გზოჟსკის მიხედვით ალგებრულად მინიმალური მთავარი ნორმალური დაძაბულობის ღერძი — σ_3 ბუნებრივ პირობებში, ჩვეულებრივ, შეწყვილებული სხლეტვის hol ნაპრალებს შორის მოთავ-

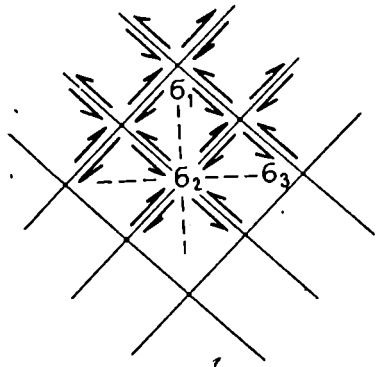


ნახ. V.48. მრავალქერადი დეფორმაციის გეგმის ანალიზის მაგალითი (აღლერის და სხვ. მიხედვით, 1965).

ლიაგრამები წარმოადგენენ ქვედა ნახევარსფეროს პროექციას ეკვატორულ სიბრტყეზე. ა — შრეებრივობის, კლივაჟის და ჭერ კიდევ გაურკვეველი ტექტონიკური ზედაპირების პოლუსების გამომხატველი წერტილოვანი ლიაგრამა, ბ — ალბური სტრუქტურის ანალიზი ($b=140^\circ$, $\angle 90^\circ$), გ — ალბური გეგმის გარეთ დარჩენილი სიბრტყეების ტრანსფორმაცია და ტრანსფორმირებული სტრუქტურის ანალიზი ($b=170^\circ$, $\angle 15^\circ$) — პერციული სტრუქტურა, დ — ალბური და პერციული სტრუქტურების სინოპტიკური ლიაგრამა ტრანსფორმაციის ჩვენებით.

სებული მახვილი კუთხის ბისექტრისას წარმოადგენს. მაგრამ, ამ ლერძის 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 დავიხაზავთ, შეიძლება განპირობებული იყოს უკვე არსებული პირველადი წარმოშობის ნაპ-

რალის ზედაპირით და არ შეესა-
ბამებოდეს მთლიანად მაქსიმალური მხები დაძაბულობების მიმართულებას. გარდა ამისა, კუმ-
შვის მიმართულებით გაჩენილ სხლეტვის ნაპრალებს ($h0l$) 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 არის 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, უჩვენებთ 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 $h0l$ სხლეტვის ზედაპირების გასწვრივ გადაადგილება შესხლეტვის ტიპისაა, მაშინ σ_3 ღერძის გამოსავალი a ღერძის გამოსავალს დაემთხვევა, ხოლო σ_1 -ის კი c -ს გამოსავალს. თუ $h0l$ ზედაპირები ნახსლეტის 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 ნაწვეის 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 სტატიისტიკური 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 იშვიათად 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.

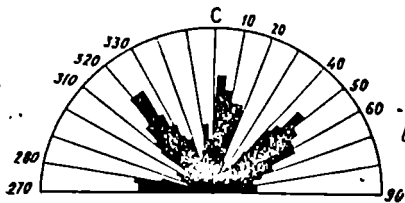
უკანასკნელ ხანებში პლანეტური ნაპრალოვნება დეტალური შესწავლის ობიექტად გადაიქცა. არსებობს საკმაოდ მდიდარი მასალა ბაქნური არეების პლანეტური ნაპრალოვნების შესახებ. ირკვევა, რომ განსაკუთრებული მნიშვნელობა პლანეტური ნაპრალოვნების შესწავლას აქვს ნაოჭა ზოლების დისოცირებულ წყებებში. ეს აუცილებელია არა მარტო 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 ლითოგენეზის 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 მიუღიათ, დამოუკიდებელი — შრეებრივობის მართობული ნაპრალებით არიან დასერილი.

ეს ნაპრალები ჩნდება, როგორც ჩანს, არა ნალექების ზედაპირულ ნაწილში, არამედ გარკვეულ სიღრმეზე, სადაც მიმდინარეობს სწორედ ნალექების შექცევების და დეჰიდრატაციის მოვლენები, რომლებიც მათი მოცულობის შემცირებას იწვევენ. ნაპრალები 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 ტალღის სიგრძე ეწოდება, ნაწილაკის ერთი სრული რხევის დროს კი, ტალღის პერიოდი. წონასწორობის მდგომარეობიდან მაქსიმალურ გადახრას ტალღის ამპლიტუდას (A) უწოდებენ.

იმ წერტილებში, რომლებიც ერთმანეთთან დაკლებულია ტალღების მთელი რიცხვითი რხევა ერთნაირია (ხდება ფაზაში), ხოლო იმ წერტილებში, რომლებიც ერთმანეთისგან დაკლებულია 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 ბრტყელს უწოდებენ.

რომელიმე წერტილში ორი ტალღის შეხვედრის შემთხვევაში მათი მოქმედება დაჯამდება, ანუ ადგილი აქვს ინტერფერენციის 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 ნაოქა ზონის მეზოზოურ-კონოზოური ნალექების პლანეტური ნაპრალოვნების სინოპტიკური სხივური დიაგრამა (ე. გამყარების მიხედვით).

ამის შედეგად, წარმოიქმნება ე. წ. მდგარი ტალღა. მდგარ ტალღაში არ არსებობს ენერჯის 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 გავრცელებს გარდატეხას. ამავ დროს, ამ შიგა დაძაბულობების ტალღების გავრცელების მიმართულებას, როგორც ჩანს, საერთო პლანეტური მიზეზები განსაზღვრავს, რაც იწვევს ნაპრალოვნების კანონზომიერი პლანეტური მიმართულებების წარმოქმნას.

პლანეტური ნაპრალოვნების სტატისტიკური შესწავლა. პლანეტური ნაპრალების ანაზომთა სტატისტიკური დამუშავება 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 სეამს საკითხს მათი როლის შესახებ ქანების დეფორმა-

ციის პროცესში. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ პლანეტური ნაპრალებს 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, საშუალებაა იძლევა გავერკვეთ ქანებში დაძაბულობათა განაწილების ხასიათში.

დეფორმაციის პროცესში ნაოჭის ფრთებში პლანეტური ნაპრალები ხშირად იცვლიან თავის პირვანდელ ორიენტაციას შრებრივობის ზედაპირების მიმართ, კერძოდ, უმეტესად შეიმჩნევა ნაპრალების გადახრა ანტიკლინის თაღური ნაწილებსკენ (ნახ. V.46), რაც დანაოჭების პროცესში შრეთა ურთიერთწაცოცების დროს წყვილძალის მოქმედებით არის გამოწვეული. ზოგიერთ შემთხვევაში შეიმჩნევა აგრეთვე თავდაპირველად სწორი პლანეტური ნაპრალებს მოხრა სხვადასხვა მიმართულებით, რაც დეფორმაციის დროს ქანების პლასტიკურ გადაადგილებაზე შიგვითითებს. 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, მამასადამე, ამ პროცესის კინემატიკურ მხარეზე. ამავე დროს, მონაცემები პლანეტური ნაპრალების შესახებ შეიძლება გამოვიყენოთ დეფორმაციის პროცესის დინამიკის დასადგენადაც.

ზემოთ მოყვანილი მონაცემები პლანეტური ნაპრალებს 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 ნაპარხთა, საბადოების ჩამოყალიბების და განვითარების შესახებ. ახლებურად ისმევა ცალკეული ნაპრალების და სხვა ტექტონიკური ზედაპირების გენეტური ინტერპრეტაციის და მათი ასაკობრივი ურთიერთდამოკიდებულების საკითხიც. ზშირად, 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 გამაღნებისწინა, გამაღნებისშიგა და გამაღნებისშემდგომ ტექტონიკასაც. შესაბამისად შეიძლება შეიცვალოს წარმოდგენები გამაღნების ასაკის შესახებ და სხვ.

მიკროსტრუქტურული ანალიზის საფუძველს ორიენტირებულ სიბრტყით და წრფივი სტრუქტურული ელემენტების სტატისტიკური შესწავლა წარმოადგენს. სტატისტიკური დაკვირვება მიკროსტრუქტურულ ანალიზში, როგორც აღნიშნეთ, გულისხმობს ფიოდოროვის მაგიდის საშუალებით, გეოგრაფიული კოორდინატების მიმართ ორიენტირებულ შლიფებში, მიკროსტრუქტურული ელემენტების სივრცობრივი განლაგების სტატისტიკურ აღწერას¹.

სტატისტიკური გაზომვებისათვის გამოიყენება ჩვეულებრივი ოთხღერძა ფიოდოროვის მაგიდა, რომელსაც თან ახლავს სპეციალური მოწყობილობა — მარჩილები შლიფის გადაადგილების დროს მისი ორიენტაციის შესანარჩუნებლად².

სტატისტიკურ გაზომვებს შედეგად მიღებული მონაცემები, კერძოდ, სიბრტყითი და წრფივი მიკროსტრუქტურული ელემენტების განლაგება სივრცეში გამოსახება 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. პეტეროვნი (წარაქმლებული, ფირფიტისებური და ა. შ.) მარცვლების არსებობის შემთხვევაში კვეთის ეფექტის გამო შეიძლება შეიქმნას ცრუ ორიენტირების სურათი. ბუნებრივია, რომ იმ მარცვლებისათვის, რომლებიც შლიფის მართობულ სიბრტყეშია წარაქმლებული შლიფის სიბრტყესთან გადაკვეთის ბევრად უფრო მეტი ალბათობა არსებობს, ვიდრე იმათთვის, რომლებიც შლიფის სიბრტყის პარალელური მიმართულებითაა წარაქმლებული. კვეთის ეფექტის კონტროლისათვის საჭიროა ერთ კვეთში შედგენილი მიკროსტრუქტურული დიაგრამა შემოვებარუნოთ შიდა ბადის დახმარებით და შევეუთავსოთ მერე და მესამე კვეთში აგებულ მიკროსტრუქტურულ დიაგრამებს. თუ სხვადასხვა კვეთში დადგენილი მიკროსტრუქტურული ელემენტების მაქსიმუმები ერთმანეთს არ უთავსდება, მაშინ საქმე გვექონია სწორედ კვეთის ეფექტით გამოწვეულ მოჩვენებით ორიენტაციასთან, ხოლო თუ მაქსიმუმები ერთმანეთს ემთხვევა, მაშინ დადგენილი ორიენტაცია კანონზომიერია და შესაძლებელია სტრუქტურული კოორდინატების აგებას შევეუდგეთ.

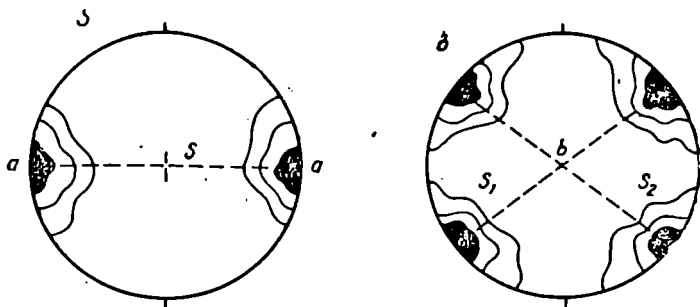
² ფიოდოროვის მაგიდის დახმარებით სტატისტიკური გაზომვების ტექნიკა დეტალურად არის აღწერილი ბ. ზანდერის (1950), ლ. ლუკინის და სხვათა (1965) და სხვა შრომებში.

ტიგებური და ნემსისებრ-წაგრძელებული ფორმის მარცვალთა პირველადი კანონზომიერი განლაგება შესაძლებელია განოწვეული იყოს მათი დალექვის პროცესით უძრავი ან მოძრავი გარემოდან. პირველ შემთხვევაში ფირფიტისებური ნაწილაკები ფსკერზე ბრტყლად ლაგდება და ამრიგად, მათი ორიენტირება ამ ზედაპირის მდებარეობაზე შიგვითითებს. მოძრავი გარემოდან დალექვის შემთხვევაში წარმოიქმნება მინერალთა ისეთი ორიენტირება, რომელიც გვიჩვენებს არა მარტო აღნიშნული ზედაპირის მდებარეობას, არამედ დინების ხაზებსაც. ყველა აღნიშნულ შემთხვევაში ლაპარაკობენ ქანში მარცვალთა ფორმის მიხედვით ორიენტაციაზე. ამგვარი ორიენტაცია შეიძლება იყოს აგრეთვე რომელიმე სიბრტყეზე მინერალის ზრდის ე. წ. მიმეტური კრისტალიზაციის შედეგი, რომელიც გვიჩვენებს ქანში ამგვარად შექმნილ ანიზოტროპიას.

მინერალთა ტექტონიკური ორიენტაცია ქანების დეფორმაციის შედეგად წარმოიქმნება. ასეთ ქანებს ბ. ზანდერმა ტექტონიტები უწოდა. დეფორმაციის დროს ქანებში შეიძლება ხდებოდეს მარცვალთა ერთმანეთს მიმართ დიფერენციალური მოძრაობები, ანდა, თვით მარცვალთა დეფორმაცია სხლეტვის ან შემრჩობლების სიბრტყეების, ანუ კრისტალური მესრის გარკვეული სიბრტყეების გასწვრივ. ქანების საერთო დეფორმაცია ასეთი მტარე 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 მისაღები აგრეთვე, რომ ქანები პოლიკრისტალური და ამასთან უმთავრესად არამონომინერალური აგრეგატებია და შესასწავლი მინერალის მარცვლები სხვა მინერალებთან რთულ ურთიერთდამოკიდებულებაშია.

ტექტონიტების ძირითადი ტიპები. მინერალთა ორიენტირებებს ხა-



ნახ. V.51. S-ტექტონიკები:

ა — ერთი მაქსიმუმით, ბ — ორი მაქსიმუმით (ლუცინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

სიათის მიხედვით ტექტონიკები ორ ძირითად ჯგუფად იყოფა: S-ტექტონიკებად და B-ტექტონიკებად.

S-ტექტონიკებში 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 ტექტონიკები ზასიათდება ერთი ან, ყოველ შემთხვევაში, მცირე რაოდენობის S-სიბრტყეების არსებობით (ნახ. V.51, V.52).

თუ ქანების დეფორმაციას თან სდევს შეზადგენელი მინერალების ბრუნვა, რომელიც უმთავრესად b ღერძის ირგვლივ ხდება, დიაგრამაზე ჩნდება მაქსიმუმთა რიგი, რომელიც b ღერძის ირგვლივ გარკვეულ სარტყელს ქმნის. ამის გამო, ამგვარ ტექტონიკებს B-ტექტონიკებს უწოდებენ (ნახ. V.53).

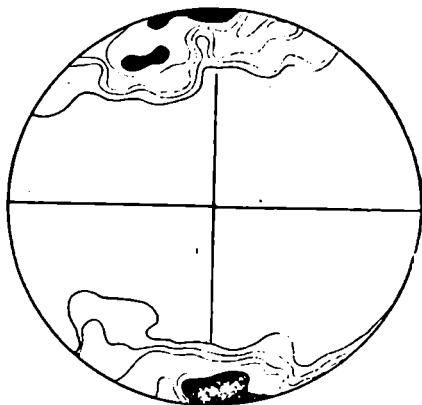
როდესაც ქანები ზასიათდება სარტყელში მაქსიმუმების თანაბარი განაწილებით, ისინი R-ტექტონიკებად იწოდება (ლათინური rotare ბრუნვა). B- და R-ტექტონიკებში b ღერძი რამდენიმე S სიბრტყის (სხლეტვის სიბრტყის) გადაკვეთის ხაზს წარმოადგენს. ამ ტიპის ტექტონიკების წარმოშობა დეფორმაციის პროცესში მარცვალთა სხლეტვის სიბრტყეების (S სიბრტყეების) b ღერძის ირგვლივ ბრუნვის შედეგია. B-და R-ტექტონიკებში b ღერძი უმთავრესად ემთხვევა დეფორმაციის b ღერძს და ამიტომ ეს ღერძი დიაგრამებზე აღინიშნება როგორც B ან B (b) ღერძი.

სტრუქტურული კოორდინატების განლაგება მიკროსტრუქტურებში. ბ. ზანდერს მიერ დადგენილია, რომ ყოველი სტრუქტურა სიმეტრიულია მისი განმსაზღვრელი ვექტორების მიმართ. აქედან გა-

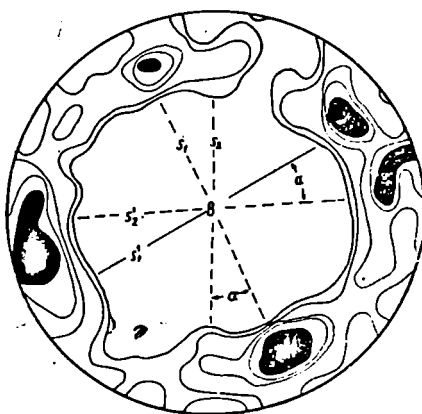
მომდინარეობს, რომ თუ სტრუქტურას გააჩნია სიმეტრიის სიბრტყე, ის ამავე დროს სტრუქტურის შემქმნელი მოძრაობის სიმეტრიის სიბრტყეს წარმოადგენს და ამ სიბრტყეში უნდა იყოს განლაგებული ტექტონიკური გადაადგილების მიმართულება (ტექტონიკური ღერძი *a*). სიმეტრიის სიბრტყის მართობული მიმართულება *b* ღერძის მიმართულებას წარმოადგენს, რომელიც ჩვეულებრივ მაკროსკოპულად შესამჩნევ ხაზობრივობის მიმართულებას და ნაოჭთა ღერძების მიმართულებას ემთხვევა. როგორც აღვნიშნეთ ქანებში მაკროსკოპულად შესამჩნევი ანიზოტროპიის არსებობის შემთხვევაში უკვე სავსე პირობებში ხერხდება საკოორდინატო ღერძთა განლაგების დადგენა. მაგრამ, მიკროსტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის ზუსტი განსაზღვრა მხოლოდ მიკროსკოპის ქვეშ არის შესაძლებელი.

ქვემოთ განხილულია მიკროსტრუქტურული კოორდინატების განსაზღვრის რამდენიმე ტიპური მაგალითი:

1. კლივაჟირებული წიშლუშის 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



ნახ. V.52. კალციტის S-ტექტონიტი. (ზანდერს მიხედვით, 1950).



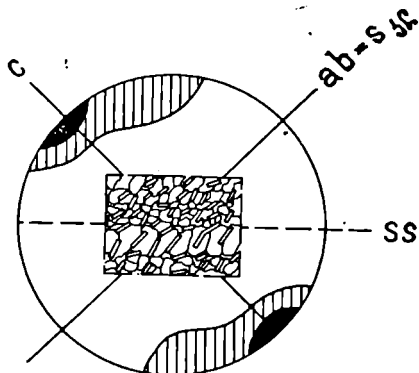
ნახ. V.53. კვარცის B-ტექტონიტი. (ზანდერს მიხედვით, 1950).

არსებობით. დიაგრამაზე ეს შოვლენა გამოხატულია მაქსიმუმის ერთ-გვარი 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.

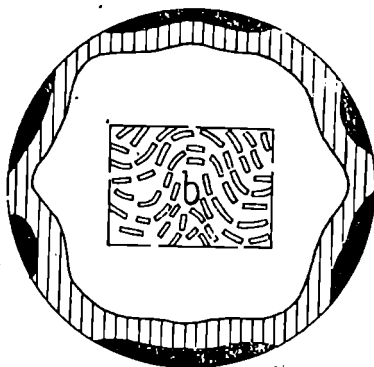
იმ შემთხვევაში, როდესაც ქარსებისათვის შედგენილ მიკროსტრუქტურულ დიაგრამაზე გამოხატულია (001) — ვერტიკალთა სარტყლისებური განლაგება, მაშინ სარტყლს სიბრტყის მიმართ ნორმალს საკოორდინატო ღერძ b -ს წარმოადგენს. V.55 ნახაზზე ჩანს მხოლოდ ერთი ღერძი $b (= B)$. a ღერძი განლაგებულია წრიულად b -ს და აგრეთვე c -ს 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.

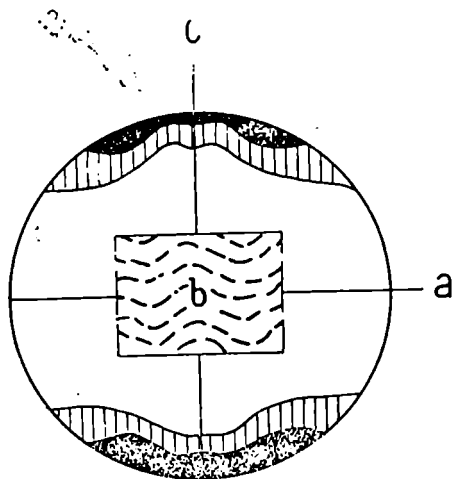
V.57 ნახაზზე გამოსახულია ქარსების სტრუქტურის სიმეტრიის და ორიენტაციის ხასიათი, როდესაც გამოხატულია სხლეტვის შეწყვილებული (S_1 და S_2) და გამოჭყლეთის (S_3) სიბრტყეები, რომლებიც რომბულ სიმეტრიას ამჟღავნებენ. მთელი სტრუქტურისთვის დამახასიათებელი გენეტური კოორდინატები a და c მიიღება კერძო S_1 და S_2 სტრუქტურებისთვის დამახასიათებელი კოორდინატებიდან: $S_1(a_1c_1)$ და $S_2(a_2c_2)$. მათთვის დამახასიათებელია გამოჭყლეთის 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 გაღინების 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.



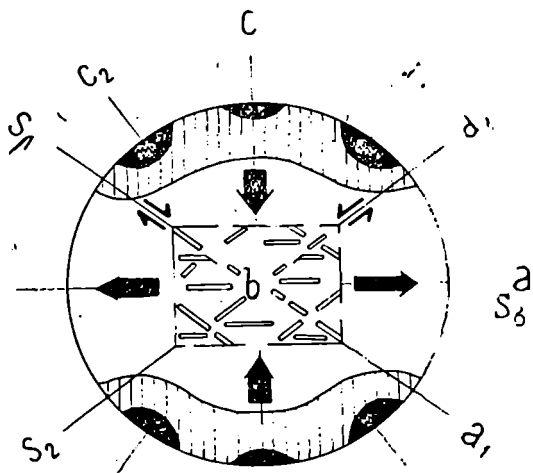
ნახ. V.54. ქარსის მარცვალთა პოლესების სქემატური მიკროსტრუქტურული დიაგრამა კლიფის სიბრტყეების მართობულ კვეთში (კარლს მიხედვით, 1964).



ნახ. V.55. ინტენსიურად დაწვრილნაკლებული ქანის შემადგენელი ქარსის მარცვალთა სქემატური მიკროსტრუქტურული დიაგრამა მართობულ კვეთში (კარლს მიხედვით, 1964).



ნახ. V.56. ქარსის მარცვალთა პოლუნების
სქემატური დიაგრამა ქანის ზოლებრივობის
მართობულ კვეთში.



ნახ. V.57. სსლეტვის რომბული ტექტონიტი (ქარსებ-
ში). შეწყვილებული S_1 და S_2 სსლეტვის სიბრტყე-
ების მართობულ კვეთში. (კარლის მიხედვით, 1964).

V.58 ნახაზზე მოცემულია სხლეტვის მონოკლინური ტექტონიკის სქემატური დიაგრამა გაბატონებული S_1 და დამორჩილებული S_2 სიბრტყეებით. კოორდინატა b ისევე 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 შექმნევილი 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 ტექტონიკში არსებობს დამატებითი გამოკყვლეთის სიბრტყე, მაშინ ეს იქნება ab სიბრტყე (ნახ. V.59). ქარსებისთვის განხილული მაგალითების ანალოგიურად მარცვალთა კანონზომიერი განლაგების მექანიზმის ცოდნის საფუძველზე, შესაძლებელია გენეტური 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 სიმეტრია:

2) ყველა კერძო კოორდინატა არ ემთხვევა ერთმანეთს:

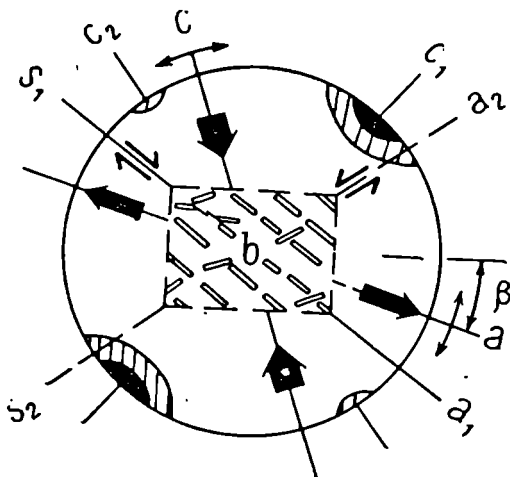
ა) სტრუქტურის საერთო სიმეტრია არ დაბლდება (მაგ. მონოკლინური კერძო სტრუქტურები სხვადასხვაგვარად ბრუნავენ საერთო b ღერძის ირგვლივ).

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 30მოტოპულ , II ა — შემთხვევაში — 30მოტაქტურ , ხოლო II ბ და III შემთხვევაში კი — 3ეტეროტაქტურ კერძო სტრუქტურებზე.

ქარსების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი. ქარსების ორიენტირება შეიძლება გამოწვეული იყოს, ერთის მხრივ, მათი დალექ-

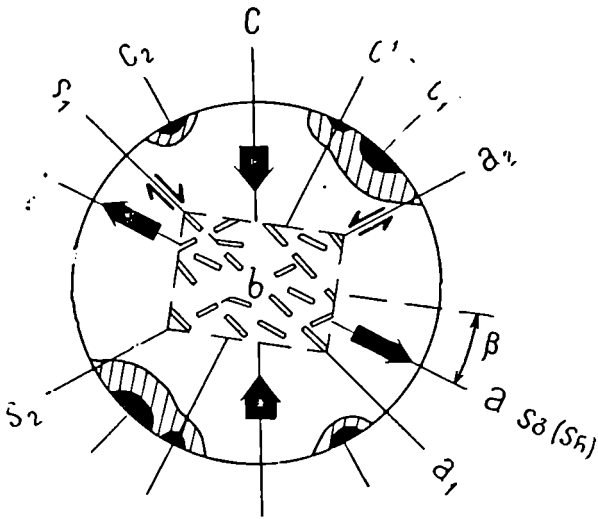


ნახ. V.58. სბლეტის მონოკლინური ტექტონიტი (ქარსებისათვის). S_1 და S_2 სბლეტის სიბრტყეების მართობული კვეთი (ყარლის მიხედვით, 1964).

ვით მოძრავი ან უძრავი გარემოდან (პირველადი ორიენტირება), ზოლო, 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, მინდურის 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 მიმართ მათი პარალელური ორიენტაციით არის გამოწვეული. ასეთ შემთხვევაში a და b სტრუქტურული კოორდინატების მდებარეობის განსაზღვრა შეუძლებელია. მაგრამ, ზოგჯერ ქარსის მაქსიმუმები, ქანების მიკროდანაოპების გამო, ერთგვარად გაჭიმულია და B -ტექტონიტის სარტყლის წარმოქმნის

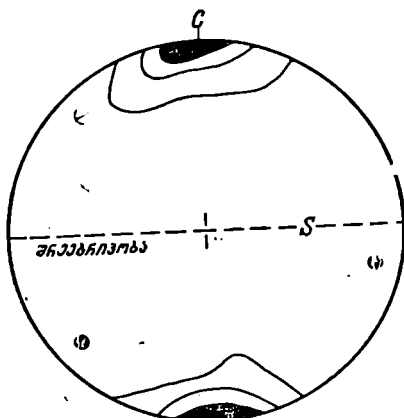


ნახ. V.59. სხლეტვის მონოკლინური ტექტონიკის სქემატური სტრუქტურული დიაგრამა S_1 და S_2 სხლეტვის სიბრტყეებით და გამოქყულების S_6 სიბრტყით.

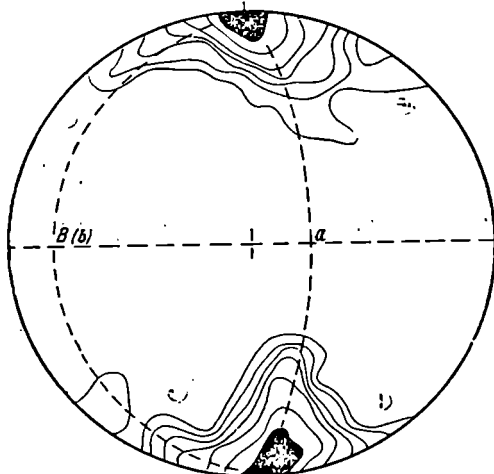
აბ სიბრტყე შესაძენეია გამოქყულების S_6 და ზოგჯერ, აგრეთვე რელიქტური S სიბრტყის (S_6) ორიენტირებით. C' დამხმარე რომბული კოორდინატაა, რომელიც გამოიყენება გამოქყულების S_6 ანდა რელიქტური S სიბრტყის დასახასიათებლად.

ტენდენცია აქვს (ნახ. V.61). ამ შემთხვევაში B -ტექტონიკის 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 დანაოქვებული ქანების შრეებრივობას და დაახლოებით წაოქთა 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 ერთმაქსიმუმთან ორიენტირებას ავლენენ აგრეთვე გრანიტოიდებშიც. ზოგჯერ ეს ორიენტირებან მაკროსკოპუ-



ნახ. V.60. ქარსების S-ტექტონიტი. (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).



ნახ. V.61. ქარსების დიაგრამაზე *b* და *a* ღერძების მღებარეობის დადგენის მაგალითი. ნაქსიმუმების წაგრძელების 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 გამოიხატავს. კონტაქტისგან მოშორებით მინერალთა ორიენტირება თანდათან ნაკლებ მკაფიო ხდება და ბოლოს ქრება კიდევ.

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. ამავე 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 ქარსებს 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 კომპონენტებს, მათ შორის ქარსების ორიენტირება. დამახასიათებელია, რომ მასივის შიგა ნაწილებსკენ მეტამორფული ქანების ჩანართების რაოდენობა თანდათან მცირდება და მუქი მინერალების ორიენტირებაც ქრება. აღნიშნული თავისებურებები საშუალებას იძლევა ორიენტირების ეს ტიპი გავარჩიოთ ადრე განხილულისგან.

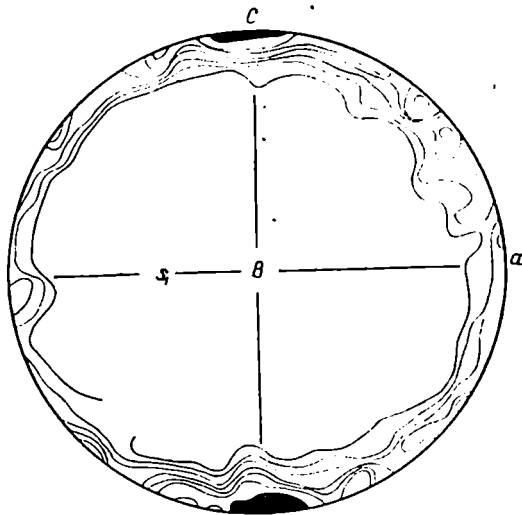
ფიქლებრივ მეტამორფულ ქანებში ქარსის ფირფიტები გარს ატყია კვარცის და მინდვრის შპატის სპირალურ დანაგროვებს. ასეთ შემთხვევაში ქარსის დიაგრამებზე მაქსიმუმები წყვეტილ სარტყელს ქმნიან. ხშირად სარტყლის ფონზე ჩანს ერთი მაქსიმუმი, რომელიც ფიქლებრივობის განლაგებას გვიჩვენებს. ქარსებს ასეთ დიაგრამაზე შესაძლებელია a , b და c ლერძების მდებარეობის დადგენა. კერძოდ, b ლერძი განისაზღვრება როგორც მოცემული სარტყლის ლერძი. a ლერძი ამ ლერძის მართობულია და განლაგებულია ფიქლებრივობის სიბრტყეში, c ლერძს კი, ორივე ამ ლერძის მიმართ მართობული ორიენტაცია აქვს (ნახ. V.62). ზოგჯერ მაქსიმუმთა სარტყელში გამოიყოფა რამდენიმე თანაბარი მნიშვნელობის მაქსიმუმი, რომლებიც ტექტონიტიში რამდენიმე S სიბრტყის მდებარეობას გამოხატავენ (ნახ. V.63). ყველა ეს S სიბრტყეები იკვეთება ერთ ხაზში, რომელიც სტრუქტურის ლერძის 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 ლერძები.

ქარსების მიკროსტრუქტურულ დიაგრამებზე a , b და c ლერძების განლაგების სხვა შემთხვევები ზემოთ განვიხილეთ.

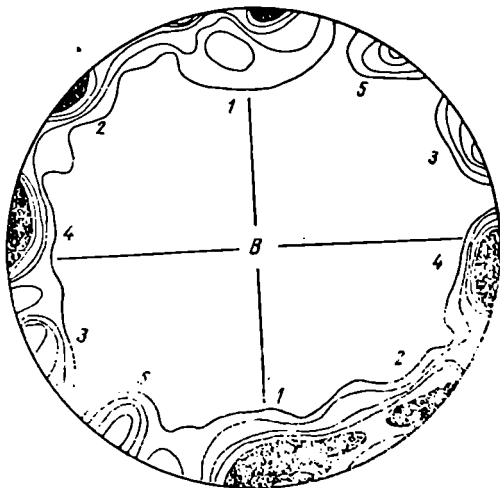
დასასრულს, უნდა აღინიშნოს, რომ ქარსების მიკროსტრუქტურული დიაგრამები შეიძლება ზოგიერთ შემთხვევაში გამოვიყენოთ ნაოქების გენეზისის გასარკვევად. მაგალითად, გასწვრივი ლერძის ნაოქებში, რომლებშიც ადგილი აქვს აგრეთვე შრებრივობის პარალელურ ცოცვას, ქარსის ფირფიტები ცოცვოს სიბრტყეებში გასწვრივა განლაგებული და იმეორებს ნაოქის ფორმას (ნახ. V.64, ა). სხლეტის ნაოქებში კი, რომელთა წარმოშობა უკავშირდება ქანის ცალკეული თხელი ფირფიტების ურთიერთცოცვას პარალელური ზედაპირების გასწვრივ, ქარსის ფირფიტები ან კალციტის მარცვლების შემრჩობლების სიბრტყეები (0112) ამ ცოცვოს ზედაპირების, ე. ი. ნაოქების ლერძული სიბრტყეების პარალელურადაა განლაგებული (ნახ. V.64, ბ).

კვარცის ოპტიკურ ლერძთა დიაგრამების ანალიზი. კვარცის, ისევე, როგორც სხვა ქანთმამუნი მინერალების ორიენტაცია შესაძლებელია როგორც ტექტონიკური, ისე არატექტონიკური წარმოშობის იყოს. კვარცის მარცვლების ფორმის მიხედვით არატექტონიკური ორიენტირება შეიძლება მივიღოთ წყალში დალექვის, ანდა ნაპარალების კედლებზე კრისტალების ზრდის შედეგად. ჩვენ განვიხილავთ კვარცის მხოლოდ ტექტონიკური ორიენტირების სახეებს.

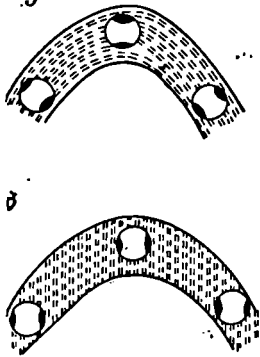
S-ტექტონიტები. კვარცის S-ტექტონიტები, რომლებიც გამოხატულია ერთი მკაფიო მაქსიმუმით, დამახასიათებელია ისეთი ქანებისათვის; რომელთაც წყვეტილი დისლოკაცია განიცადეს. განსაკუთრებით ხშირად, ასეთი ტექტონიტები დგინდება სხლეტის სიბ-



ნახ. V.62. მუსკოვიტის ერთმაქსიმუმიანი B-ტექტონიტი
(ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.63. მუსკოვიტის რამდენიმე მაქსიმუმიანი B-
ტექტონიტი.



ნახ. V.64. ქარსის ფირფიტების ნორმა-
ლების ორიენტირების სქემა:

ა — გაწვრივი ღუნის ნაოქებში შრე-
გაწვრივი ცოციით, ბ — სხლეტვის ნა-
ოქებში (ლუკინის და სხვ. მიხედვით,
1965).

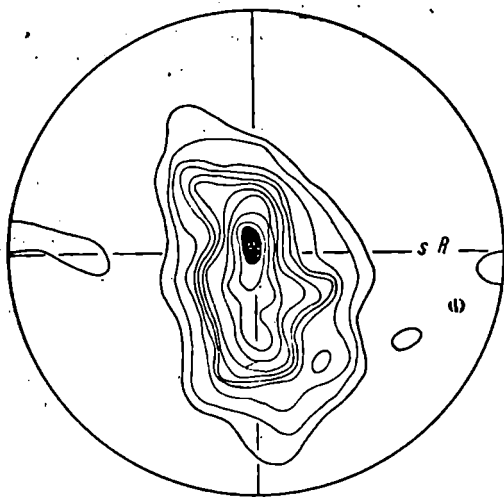
რტყეზე, სადაც ოპტიკურ ღერძ-
თა მაქსიმუმები ემთხვევა ამ
ღეფორმაციასთან დაკავშირებულ
სხლეტვის კვლის მიმართულე-
ბას. იმ შემთხვევაში, როდესაც
ასეთი კვალი სიბრტყეებზე არ შე-
იმჩნევა, ანდა გამოხატულია მათი
რამდენიმე მიმართულება, გაპი-
რობებული მრავალჯერადი მოძ-
რაობით, მიკროსტრუქტურული
ანალიზი საშუალებას იძლევა და-
ვადგინოთ იმ სხლეტვის კვლის მი-
მართულება, რომელიც ძირითად
ღეფორმაციას შეესაბამება. სხლე-
ტვის სიბრტყეში დამზადებულ
შლიფებში მკაფიოდ არის გამო-
ხატული კვარცის ოპტიკურ ღერ-
ძთა მაქსიმუმი, რომელიც სხლეტ-
ვის 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 მიმართულე-
ბით არის ორიენტირებული. მაგრამ, სტრუქტურული კოორდინატების
ღერძების და მათ შორის *a* ღერძის, ე. ი. სხლეტვის ხაზის მდებარეო-
ბის გარკვევა არ არის საკმარისი სხლეტვის სიბრტყის გასწვრივ ბლო-
კების გადაადგილების მიმართულების დასადგენად. ამისათვის, რო-
გორც ცნობილია, საჭიროა სპეციალური სტრუქტურული დაკვირვების
ჩატარება.

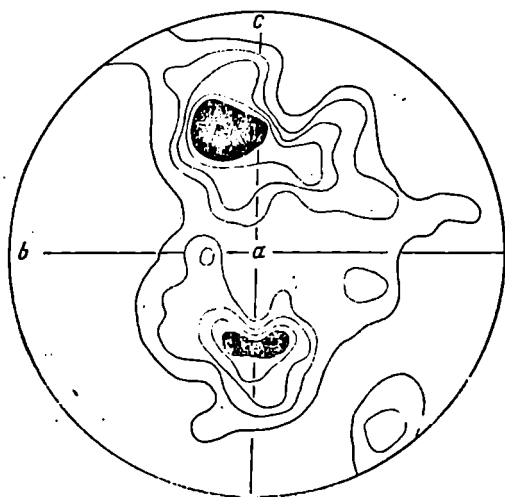
კვარცის ღერძების ორმაქსიმუმიანი ორიენტირების ყველაზე მარ-
ტივი სახეა, ე. წ. გაჭყლეტის ორიენტირება. დიაგრამებზე ის გამოხა-
ტულია ორი მაქსიმუმით, რომლებიც *h0l* სიბრტყეებს შეესაბამება.
მათ შორის კუთხე 90° -ს უახლოვდება და გადაკვეთა კი, განსაზღვრავს
b ღერძის მდებარეობას (ნახ. V.66).

თუ შლიფი დამზადებულია აღნიშნულ *h0l* სხლეტვის სიბრტყე-
ების მართობულ კვეთში, მაშინ დიაგრამაზე გამოხატული იქნება წრის
კიდებში 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 მართობულ კვეთში. (ზანდერის მიხედვით, 1950).



ნახ. V.66. კვარცის ორიენტირების დიაგრამა a -ს მართობულ 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 გენეზისში, დანაოქებულკვარციან 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 დანაოქებულ კრისტალურ ფილებში, გენეზისში, 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 დანაოქებულკვარციან ფილიტებში და ზოგიერთ კვარციტებში.

ნაოქების გენეზისის გარკვევა კვარცის ოპტიკურ ღერძთა დიაგრამების დახმარებით. გასწვრივი ლუნვის ნაოქებში, 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 ნაოქებში კი კვარცის ოპტიკური ღერძები განლაგებულია ნაოქის ღერძული სიბრტყის პარალელური (ნახ. V.70, ბ) ან მარაოსებურად განლაგებული (ნახ. V.70, გ) სხლეტვის ზედაპირების გასწვრივ.

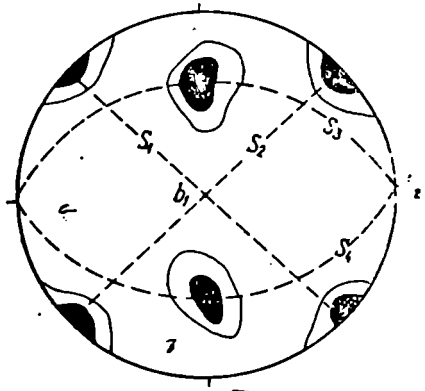
რთული ტექტონიტები. კვარცის რთული ტექტონიტები წარმოიქმნებიან ხანგრძლივი, მრავალსტადიური დეფორმაციის შედეგად, რომლის დროსაც ხდება დეფორმაციის ღერძების და შესაბამისად სტრუქტურულ კოორდინატთა ღერძების სივრცეში ორიენტაციის შეცვლა.

რთულ ტექტონიტებს შეიძლება მივაკუთვნოთ ოთხმაქსიმუმიანი გაკყვლების 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 გაკყვლების ტექტონიტი, მეორე სტადიაზე ხდება ცოცვა (ან დინება) *b* ღერძის, ანუ პირველი

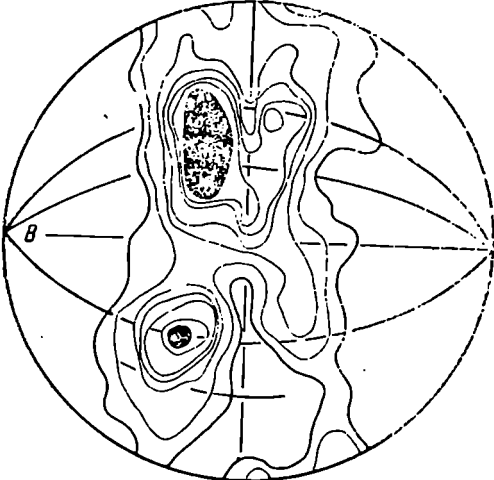
სტადიის სხლეტვის სიბრტყე-
ების გადაკვეთის ხაზის მიმარ-
თულებით. ამ პროცესს თან
სდევს ოპტიკურ ღერძთა მესა-
მე მაქსიმუმის გაჩენა, რომე-
ლიც პირველ ორ მაქსიმუმთან
90°-ს ქმნის.

რთული ტექტონიკის შიგა
აგებულება შესაძლებელია მე-
ტად მრავალფეროვანი იყოს
(ნახ. V.71). მათი ანალიზის სა-
ფუძველს წარმოადგენს კვარ-
ცის ორიენტირების გარკვევა
მეტამორფიზმის (ან მინერალ-
თა წარმოქმნის) ყველა სტა-
დიისთვის, სტრუქტურულ კო-
ორდინატთა ღერძების ორიენ-
ტირების განსაზღვრა დეფორმაციის თითოეული სტადიისთვის და, მა-
შასადამე, ტექტონიკის ფორმირების ისტორიის დადგენა.

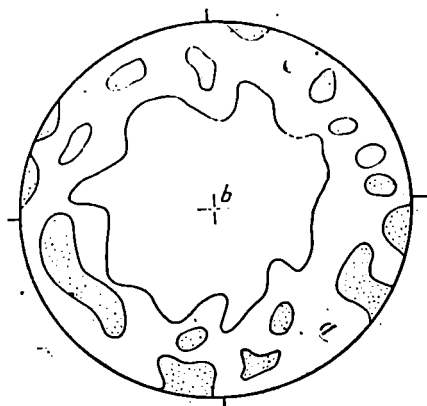
კარბონატების მიკროსტრუქტურული დიაგრამების ანალიზი. კარ-
ბონატების ორიენტირება შეიძლება გაპირობებული იყოს როგორც



ნახ. V.67. რთული S-ტექტონიტი სხლეტ-
ვის ოთხი სიბრტყით (ლუკინის და სხვ. მი-
ხედვით, 1965).



ნახ. V.68. კვარცის B-ტექტონიტი B-ს პარალელურ
კვეთში (ზანდერის მიხედვით, 1950).

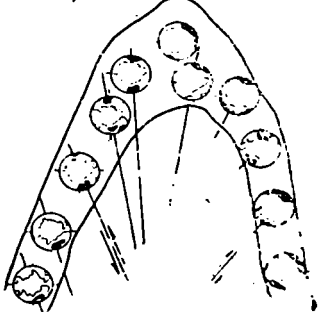
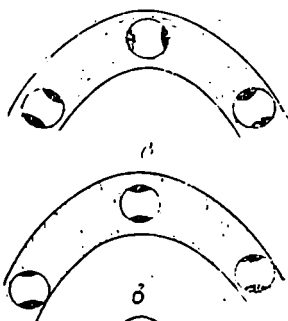


ნახ. V.69. B-ტექტონიტი მცირე სიძვიდროის მქონე მრავალი მაქსიმუმით (ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965).

სიცარიელებში კრისტალთა ზრდის კანონზომიერებით, ისე დეფორმაციის პროცესებით.

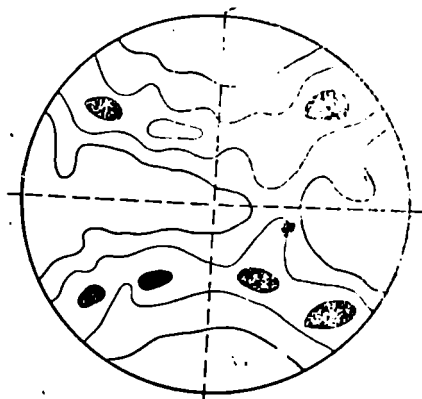
დოლომიტის და კალციტის მარცვლების ტექტონიკური ორიენტირების ანალიზის საფუძველს წარმოადგენს მონაცემები ამ მინერალთა შემრჩობლების და ტექნივადობის სიბრტყეების გასწვრივ სხლეტვის მიმართულებათა შესახებ და აგრეთვე ამ ელემენტების სივრცობრივი დამოკიდებულება კრისტალთა ოპტიკური ღერძების მიმართუ-

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 (0112) ნორმალთან $26^{\circ}15'$ კუთხეს, ხოლო ტექნივადობის r სიბრტყის (1011) ნორმალთან კი — $44^{\circ}30'$. სხლეტვის ხაზის ორიენტაცია ემ-



ნახ. V.70. კვარცის ოპტიკური ღერძების ორიენტირების სქემა: ა — გასწვრივი ღუნვის ნაოქებში შრეგასწვრივი ცოცვით, ბ — სხლეტვის ნაოქებში (ღერძული სიბრტყის პარალელური განლაგება), გ — სხლეტვის ნაოქებში (მარაოსებრი განლაგება (ა და ბ ლუკინის და სხვ. მიხედვით, 1965, გ — ზანდერის მიხედვით, 1950).

თხვევა კალციტის ბლაგი რომბოედრის e წახნაგის მოკლე დიაგონალს. სხლეტვა შემრჩობლების e სიბრტყეზე ($0\bar{1}12$) 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.

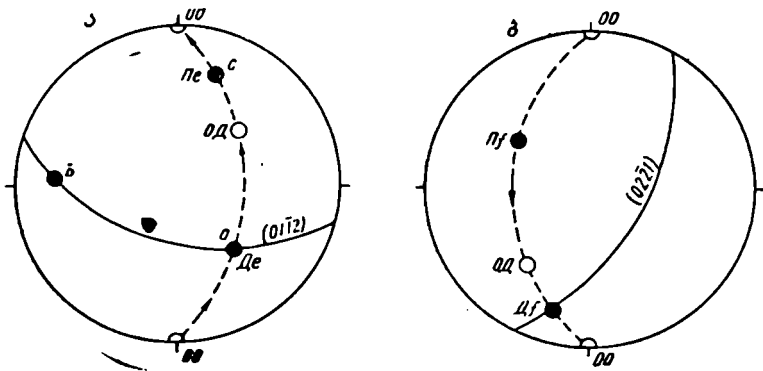


ნახ. V.71. რთული ტექტონიტი. (ლუჯანის და სხვ. მიხედვით, 1965).

რომბოედრის e წახნაგის ($0\bar{1}12$) მოკლე დიაგონალის სტერეოგრაფიულ პროექციაში, ანუ სხლეტვის ხაზს შემრჩობლების სიბრტყეზე პოულობენ შემდეგნაირად:

დიაგრამაზე დაიტანება წერტილები, რომლებიც ახასიათებენ ოპტიკური ღერძის (00) 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, ა ნახაზზე). ამ მერიდიანზე ნორმალს (πe) პროექციიდან გადაიზომება 90° და დაისმება წერტილი (De), რომელიც შემრჩობლების ($0\bar{1}12$) 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 ($0\bar{1}12$) 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 ტყეჩვადობის r ($10\bar{1}1$) სიბრტყეების ნორმალებს შორის კუთხეები შესაბამისად ტოლია $63^\circ, 07'$ და 44° . სხლეტვის ხაზი შემრჩობლების სიბრტყეში დოლომიტის მახვილი რომბოედრის f წახნაგის ($02\bar{2}1$) 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) ნორმალის (Pe) და რომბოედრის წახნაგის შოკლე დიაგონალის (De) ანუ სხლეტვის ხაზის სტერეოგრაფიული პროექცია, ბ — ძირითადი მარცელის (OO) და მრჩობლის (OD) ოპტიკური ღერძების, რომბოედრის წახნაგის (02 $\bar{2}$ 1) ნორმალის (Of) და მისი გრძელი დიაგონალის (Df) სტერეოგრაფიული პროექცია.

ლებოს 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 დიაგონალებისათვის 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 მკლსიმუშით.

2) ტექტონიტები შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ერთი მაქსიმუმით და ოპტიკურ ღერძთა კონუსისებური ორიენტირებით.

3) ტექტონიტები, რომლებიც ხასიათდებიან სხვადასხვა (უმაჯარესად 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:

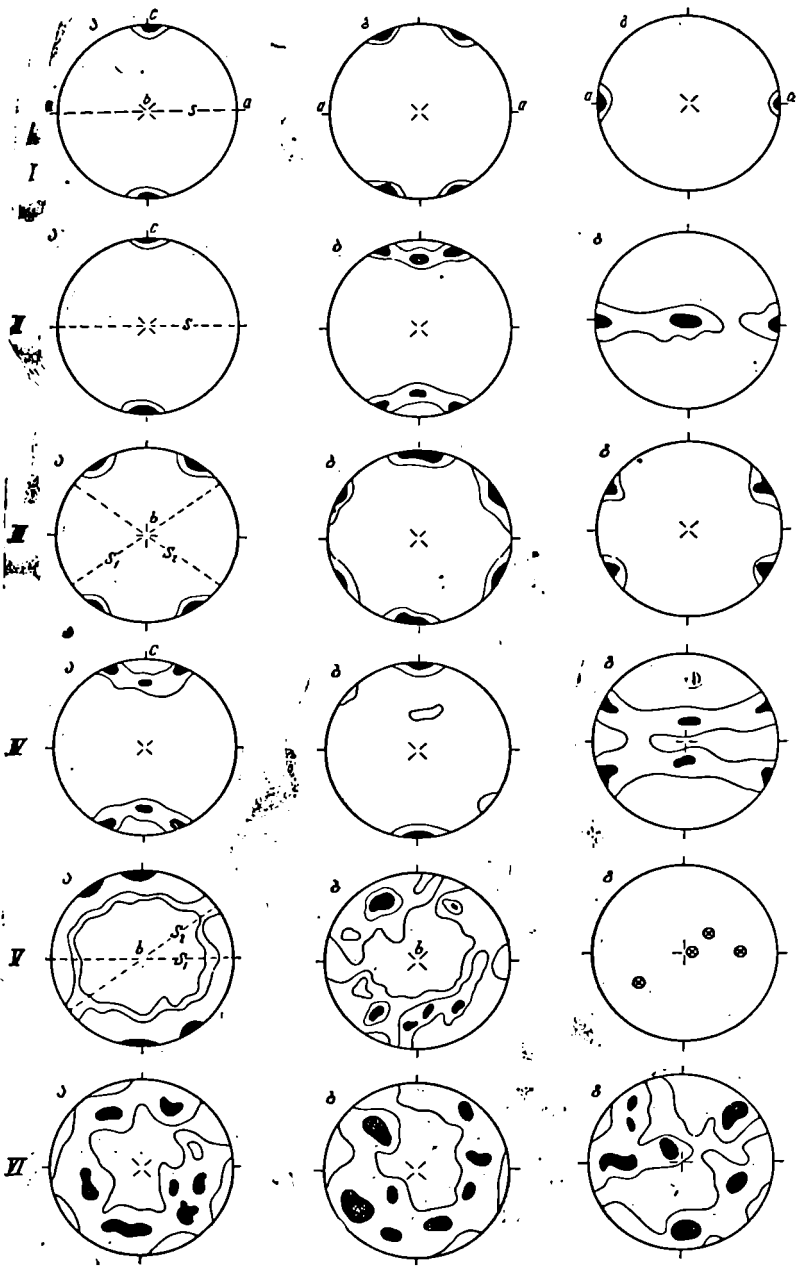
1) ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა და შემრჩობლების და ტყეწვადობის სიბრტყეთა ნორმალების ერთი სარტყლით და

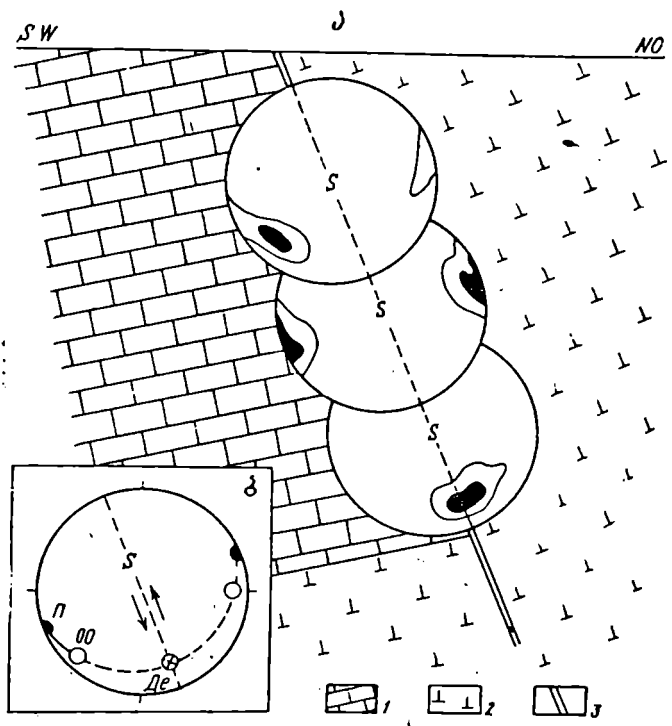
2) ტექტონიტები ოპტიკურ ღერძთა და შემრჩობლების სიბრტყეთა ნორმალების ორმაგი სარტყლით.

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 გამოიყენონ რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად. მაგალითად, ლ. ლუკინის და სხვ. მიერ ტურინის მადნეულ ველზე შესწავლილი რღვევა ციკაბოდ არის დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთისკენ და მის ჩრდილო-აღმოსავლეთურ ბაგეში გაშიშვლებული ქვედა და შუადეკონური ეფუზივები შესწავლილია შუადეკონურ გამარმარილოებულ კირქვებზე. კალციტის ოპტიკური ღერძები ქმნის ერთ მაქსიმუმს, რომელიც ოდნავ გაწეულია რღვევის სიბრტყის დაქანების გასწვრივ (ნახ. V.74, ა). პოლისინთეტური შემრჩობლების სიბრტყეები *e* (O112) რღვევის სიბ-





ნახ. V.74. მარმარილოს ტექტონიკის შიგა აგებულების მაჩვენებელი კრი-
ლი დიდი რღვევის (შეოცების) ზონაში (ლუკინის და სხვ. მიხედვით,
1965).

1 — გამარმარილოებული კირქვები, 2 — ეფუზიური წყების პორფირიტე-
ბი, 3 — რღვევა; ა — დიაგრამები კრილზე გვიჩვენებს შემდეგი ელემენ-
ტების ორიენტირებას: ზედა — კალციტის მარცვალთა ოპტიკური ღერძე-
ბისას შეოცების ახლოს, შუა — ნორმალუბისას შემარჩობლების სიბრტყე-
ზე e (01:12) კალციტის იმავე მარცვლებში, ქვედა — რომბოედრის მოკ-
ლე დიაგონალუბისას (01:12); ბ — ნორმალუბის (Π), ოპტიკური ღერძების
(OO) და მოკლე დიაგონალუბის (De) შეფარდება და შემარჩობლების
S სიბრტყეზე ცოცვის მიმართულება (ნაჩვენებია ისრებით).

†
ნახ. V.73. ტექტონიკებში კალციტის ორიენტირების სხვადასხვა ტიპები. (ლუკინის
და სხვ. მიხედვით, 1965).

I—IV დიაგრამები ახასიათებს S-ტექტონიკების აგებულებას, V—VI — B-ტექტო-
ნიკებისას. ასევეტი დიაგრამები გამოხატავს კალციტის რომბოედრის c-ს (01 12) მი-
მართ შემარჩობლების სიბრტყეების ნორმალუბის ორიენტირებას; ბ სვეტში ნაჩვე-
ნებია კალციტის მარცვლების ოპტიკური ღერძების ორიენტირება; ხოლო გ სვეტ-
ში — რომბოედრის წახნაგთა (01 12) მოკლე დიაგონალუბის ორიენტირება.

რტყის პარალელურია. რომბოედრის წახნაგების e მოკლე დიაგონალების ორიენტირების მაქსიმუმი განლაგებულია რღვევის პარალელურ სიბრტყეში და თითქმის ემთხვევა სხლეტვის კვლმს პროექციას. ოპტიკურ ღერძთა და წორმალთა 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.

დაზრის კუთხეების შესწორებების ცხრილი მიმართების არამართობიდან გამომდინარე

კუთხეების დაზრის კუთხე	კუთხე მიმართებას 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 ± ციფა · ცა — მნიშვნელობათა ცხრილი

დანართი 2

გეოლოგიური ვლუ- მენტის დახრის კუთხე α	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	89°
90°	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
80°	1	1,031	1,064	1,102	1,148	1,210	1,305	1,484	2,000	11,100
70°	1	0,969	0,935	0,898	0,852	0,790	0,695	0,516	0,000	— 9,100
60°	1	1,064	1,132	1,210	1,305	1,434	1,630	2,000	3,064	21,854
50°	1	0,936	0,868	0,790	0,695	0,566	0,370	0,000	—1,064	—19,854
40°	1	1,102	1,210	1,333	1,484	1,688	2,000	2,586	4,275	34,079
30°	1	0,898	0,790	0,667	0,516	0,312	0,000	—0,586	—2,275	—32,079
20°	1	1,148	1,305	1,484	1,704	2,000	2,453	3,305	5,759	49,072
10°	1	0,852	0,695	0,516	0,296	0,000	—0,453	—1,305	—3,759	—47,072
0°	1	1,210	1,434	1,688	2,000	2,420	3,064	4,274	7,759	69,278
90°	1	0,790	0,566	0,312	0,000	—0,420	—1,064	—2,274	—5,759	—67,278
80°	1	1,305	1,630	2,000	2,253	3,064	4,000	5,759	10,823	100,232
70°	1	0,695	0,370	0,000	—0,453	—1,064	—2,000	—3,758	—8,823	—98,232
60°	1	1,484	2,000	2,586	3,305	4,274	5,759	8,549	16,582	158,404
50°	1	0,516	0,000	—0,586	—1,305	—2,274	—3,759	—6,549	—14,582	—156,404
40°	1	2,000	3,064	4,275	5,759	7,759	10,823	16,582	33,164	325,909
30°	1	0,000	11,064	—2,275	—3,759	—5,759	—8,823	—14,582	—31,164	323,909
20°	1	11,100	21,854	34,079	49,072	69,278	100,232	158,404	325,909	3283,144
10°	1	—9,100	—19,854	—32,079	—47,072	—67,278	—98,232	—156,404	—232,909	—3281,144

ზედა ბუკვებში მოცემულია 1 ± ციფა · ცა ან მნიშვნელობები
ქვედა ბუკვებში 1 ± ციფა · ცა ან მნიშვნელობები

sin α ± cos α-ს მნიშვნელობათა ცხრილი

გეოლოგიური ელემენტის დახრის კუთხე α	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
0°	0,000	0,176	0,364	0,577	0,839	1,192	1,732	2,747	5,671	57,290
	0,000	-0,176	-0,364	-0,577	-0,839	-1,192	-1,732	-2,747	-5,671	-57,290
10°	0,174	0,348	0,532	0,742	1,000	1,348	1,880	2,880	5,760	56,605
	0,174	0,000	-0,184	-0,393	-0,652	-1,000	-1,432	-2,532	-5,412	-56,257
20°	0,342	0,507	0,684	0,884	1,131	1,462	1,970	2,924	5,673	54,195
	0,342	0,173	0,000	-0,200	-0,447	-0,778	-1,386	-2,240	-4,989	-53,511
30°	0,500	0,652	0,815	1,000	1,227	1,532	2,000	2,880	4,411	50,113
	0,500	0,348	0,195	0,000	-0,227	-0,532	-0,500	-1,880	-4,411	-49,113
40°	0,643	0,778	0,922	1,085	1,286	1,556	1,970	2,747	4,987	44,527
	0,643	0,488	0,364	0,201	0,000	-0,270	-0,684	-1,461	-3,701	-43,241
50°	0,766	0,870	1,000	1,136	1,305	1,532	1,880	2,532	4,413	37,603
	0,766	0,653	0,532	0,396	0,227	0,000	-0,348	-1,000	-2,880	-36,071
60°	0,866	0,954	1,048	1,154	1,286	1,462	1,732	2,240	3,702	29,511
	0,866	0,778	0,684	0,578	0,446	0,270	0,000	-0,508	-1,970	-27,779
70°	0,940	1,000	1,064	1,137	1,227	1,348	1,532	1,880	2,879	20,533
	0,940	0,880	0,816	0,743	0,653	0,533	0,348	0,000	-0,999	-18,653
80°	0,985	1,016	1,048	1,085	1,131	1,192	1,286	1,463	1,970	10,953
	0,985	0,954	0,922	0,885	0,839	0,778	0,684	0,507	0,000	-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 ბეწარებში მოცემულია sin α + cos α სე α-ს მნიშვნელობები
 ქვედა ბეწარებში — sin α - cos α სე α-ს მნიშვნელობები

ლიტერატურა

- ზარიძე გ. მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროლოგია. გამომც. «განათლება», თბილისი, 1972.
- მილანოვსკი ე. გეოლოგიური რუკები. თბილისის სახელ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1941.
- სხირტლაძე ნ. პეტროგრაფია მინერალოგიის საფუძვლებით. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1970.
- ჩეკურიშვილი რ. ფოტოგრაფმეტრია «განათლება», თბილისი, 1965.
- ძოწენიძე ნ. ყელის ვულკანური ზეგნის გეოლოგია, გამომც. «მეცნიერება» თბილისი, 1972.
- ჯანელიძე ა. ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი. სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1972.
- ჯანელიძე ა. ნაკვეთები გეოლოგიის ისტორიიდან. სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1959.
- Аэрометоды геологических исследований, «Наука», Ленинград, 1971.
- Ажгверей Г. Д. — Структурная геология. МГУ, Москва, 1966.
- Апродов В. А. — Геологическое картирование. Госгеолтехиздат, Москва, 1952.
- Белоусов В. В. — Структурная геология. Изд. Московского университета, 1961.
- Белоусов В. В. — Структурная геология, II, Изд. ЛГУ, 1971.
- Биллингс М. П. — Структурная геология. Изд. Иностран. Литер., Москва, 1949.
- Буялов Н. И. — Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, Москва, 1953.
- Вистелиус А. Б. — Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, Москва, 1958.
- Вентцель М. К. — Сферическая тригонометрия, II изд., Москва, 1948.
- Вольфсон Ф. И., и др. — Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Изд-во «Недра», Москва, 1960.
- Гамкрелидзе И. П. — Складчатость течения в вулканических лавах северо-восточного склона Кечутского хребта. Сообщ. АН ГССР, XXII, № 5, 1959.
- Гамкрелидзе И. П. — Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Изд-во «Мецნიერება», Тбилиси, 1976.
- Гамкрелидзе И. П. — Планетарная трещиноватость дислоцирован-

- ных толщ и связанные с нею явления. Геотектоника № 6, Москва, 1972.
- Гзовачий 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.
- Елиссеев Н. А. — Основы структурной петрологии, «Наука», Москва, 1967.
- Крэггер 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 Тырнауз. Труды ИГЭМ АН СССР, вып. 85, Москва, 1962.
- Пэк А. В. — О современном состоянии методики микроструктурного анализа. Проблемы тектонофизики. Труды I Всес. Тезис. 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., Гряггс 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 Всесоюз. Минер. Общества, 85, Москва, 1956.
- Adler R. und Schmidf '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 Quarzkorngefüges. Freiburger Forsch., — H. c 215, Leipzig, 1967.
- Engels B. — Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotief. Forsch., 13 I—II, Stuttgart, 1959.
- Fenchel N. — Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Schieferung auf Blau Wissen. Geol. Jb., 70, Hannover, 1955.
- Fischer G. — Gefügeregelung und Granittektonik. Neues Jb; Min. Beil. 54, Abf. B, 1926
- Hoepfener 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.
- Pateron 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.
- Schmid W. — Gefügestatistik. Tischermaks Miner. Petrogr. Mitt., 38, 392—423 Wien, 1925.
- Schmid W. — Gefügesymmetrie und Tektonik. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 76. 1926.
- Schmid 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

ა ე ტ ო რ ე ბ ის ა გ ა ნ	3
შ ე ს ა ვ ა ლ ი (ე. გამყრელიძე)	5
თ ა ვ ი I. დ ა ნ ა ლ ე ქ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის პ ი რ ვ ე ლ ა დ ი ფ ო რ მ ე ბ ი (ნ. აბაქელია, ნ. გაბაშვილი)	9
1. შ რ ე და შ რ ე ე ბ რ ი ე ვ ო ბ ა	9
2. შ რ ე ე ბ რ ი ე ვ ო ბ ის ზ ე დ ა პ ი რ ის პ ი რ ვ ე ლ ა დ ი ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ა და შ რ ის შ ი ნ ა გ ა ნ ი ა ვ ე ბ უ ლ ე ბ ა	13
3. დ ა ნ ა ლ ე ქ ი ქ ა ნ ე ბ ის მ ა ი უ რ ი გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ა	20
4. შ რ ე ე ბ ის თ ა რ ა ზ უ ლ ი გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ა	21
თ ა ვ ი II. დ ა ნ ა ლ ე ქ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის მ ე ო რ ა დ ი ფ ო რ მ ე ბ ი	24
ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის მ ე ო რ ა დ ი ა რ ა ტ ვ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი ფ ო რ მ ე ბ ი	24
ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი ფ ო რ მ ე ბ ი	29
1. დ ა ხ რ ი ლ ი გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ა (ნ. აბაქელია, ნ. გაბაშვილი)	29
2. დ ა ნ ა ლ ე ქ ი წ ე ვ ე ბ ის უ რ თ ი ე რ თ დ ა მ ო კ ი დ ე ბ უ ლ ე ბ ა (თ ა ნ ხ მ ო ბ ი თ ი და უ თ ა ნ ხ მ ო გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ა) (ნ. აბაქელია, ნ. გაბაშვილი)	51
3. ნ ა ო ქ ა ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე ბ ი (ნ. აბაქელია, ნ. გაბაშვილი)	57
4. წ ე ვ ე ბ ი თ ი დ ის ლ ო კ ა ც ი ე ბ ი (მ. ჭ ა ფ ა რ ი ძ ე)	78
ნ ა პ რ ა ლ ე ბ ი	79
რ ლ ვ ე ვ ე ბ ი (დ ი ბ ი უ ნ ქ ტ ი ე ვ ე ბ ი)	87
5. რ ლ ვ ე ვ ე ბ ის გ ა ს წ ვ რ ი ვ გ ა დ ა დ გ ი ლ ე ბ ის ა ნ ა ლ ი ზ ი (ო. მ ა რ დ ა ლ ე ი შ ვ ი ლ ი)	124
მ ა რ ტ ი ვ გ ა დ ა დ გ ი ლ ე ბ ა თ ა ა ნ ა ლ ი ზ ი	124
რ თ უ ლ ი რ ლ ვ ე ვ ე ბ ის ა ნ ა ლ ი ზ ი	143
რ ე ლ ი ე ფ ის რ ო ლ ი რ ლ ვ ე ვ ე ბ ის ა ნ ა ლ ი ზ ის ა ა	144
6. ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ ი რ უ ე კ ე ბ ი (ნ. აბაქელია, ნ. გაბაშვილი)	145
თ ა ვ ი III. ვ უ ლ კ ა ნ უ რ ი , ი ნ ტ რ უ ზ უ ლ ი , მ ე ტ ა ს ო მ ა ტ უ რ ი და მ ე ტ ა მ ო რ ფ უ ლ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ ი ფ ო რ მ ე ბ ი (ე. გამყრელიძე)	152
1. ვ უ ლ კ ა ნ უ რ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ ი ფ ო რ მ ე ბ ი	153
ვ უ ლ კ ა ნ უ რ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის პ ი რ ვ ე ლ ა დ ი ფ ო რ მ ე ბ ი და პ ი რ ო ბ ე ბ ი	154
ვ უ ლ კ ა ნ უ რ -ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ ი ს ტ რ უ ქ ტ უ რ ე კ ე ბ ი	165
2. ი ნ ტ რ უ ზ უ ლ ი და მ ე ტ ა ს ო მ ა ტ უ რ ი ს ხ ე უ ლ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის ძ ი რ ი თ ა დ ი ფ ო რ მ ე ბ ი	167
3. მ ე ტ ა მ ო რ ფ უ ლ ი ქ ა ნ ე ბ ის გ ა ნ ლ ა გ ე ბ ის ფ ო რ მ ე ბ ი	178
თ ა ვ ი IV. ა ე რ ო ფ ო ტ ო მ ე თ ო დ ის გ ა მ ო უ ე ნ ე ბ ა ს ტ რ უ ქ ტ უ რ უ ლ -გ ე ო ლ ო გ ი უ რ ი კ ვ ლ ე ვ ის დ რ ო ს (რ. თ ო რ ო ზ ო ე ი)	184
1. ა ე რ ო ფ ო ტ ო გ ა დ ა ლ ე ბ ა	184
ა ე რ ო ფ ო ტ ო გ ა დ ა ლ ე ბ ის მ ა ს ა ლ ე ბ ი	187
მ ო კ ლ ე ც ნ ო ბ ე ბ ი ა ე რ ო ფ ო ტ ო გ ა დ ა ლ ე ბ ის ს ა ხ ე ს ხ ვ ა ო ბ ე ბ ის შ ე ს ა ხ ე ბ	188
2. ა ე რ ო ფ ო ტ ო ს უ რ ა თ ის გ ე ო ლ ო გ ი უ რ ი გ ა შ ი ფ ვ რ ა	189
3. ა ე რ ო ფ ო ტ ო გ ა დ ა ლ ე ბ ის მ ა ს ა ლ ე ბ ე ბ ე მ ე შ ა ო ბ ის მ ე თ ო დ ი	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 ე 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. კლიფაჟი და ნაოჭის სტრუქტურა	249
6. სხლეტვის კვლის გამოსახვა სტრუქტურულ დიაგრამაზე	252
7. ტრაფარეტების გამოყენება რღვევების გასწვრივ გადაადგილების მიმართულების დასადგენად (მ. ჭაფარიძე)	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 ჯენეტური 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

რეცენზენტები: მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწე, საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის აკადემიკოსი ა. ცაბარაელი
გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნ. დოქტორი ვ. ედილაშვილი

ნაშრომი რეკომენდებულია საქართველოს ვ. ი. ლენინის სახელობის პოლიტექნიკური ინსტიტუტის გეოლოგიური ფაკულტეტის სამეცნიერო საბჭოს მიერ

ИБ № 754

რედაქტორი ე. გამყრელიძე
გამომც. რედაქტორი ლ. შალუღარიძე
მხატვრული რედაქტორი ო. მესხი
ტექნიკური რედაქტორი გ. ბოკუჩავა
უფრ. კორექტორი ე. ბაბალაშვილი
კორექტორი ც. ნოზაძე
გამომშვები ო. მაქსავარიანი

გადაეცა წარმოებას 4/V-79 წ. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 19/XI-79 წ. ქალაქის ზომა 60×90¹/₁₆. სპეკული ქაღალდი № 3. ნაბეჭდი თაბახი 19. სალარიცხო-საგამომცემლო თაბახი 17,58. უფ 00502 ტირაჟი 2000 შე.ფ. № 499

ფასი 75 კაპ.

გამომცემლობა „განათლება“, თბილისი, მარჯანიშვილის ქ. № 5
Издательство «Ганатлеба», Тбилиси, ул. Марджанишвили № 5.

1979

საქართველოს სსრ გამსახკომის საგამომცემლო-პოლიგრაფიული ფაერთიანება „განათლების“ კომბინატი, თბილისი, მარჯანიშვილის 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
Мардаleyшвили Омар Давидович
Торозов Роберт Иванович

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

(на грузинском языке) ,