ნინო მრევლიშვილი

ისტორიული გეოლოგია

წიგნი I

(შესავალი, პრეკამბრიული, პალეოზოური)

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
თბილისი 2003

უაკ (UDC) 551.7
მ 901

წიგნის შესავალ ნაწილში განხილულია დედამიწის აგებულება (ზოგადად), ქერქის სტრუქტურა, აგრეთვე, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდები. გეოლოგიური მეცნიერების უახლეს მონაპოვართა გათვალისწინებით დაწერილი ძირითადი ნაწილი წიგნისა ეძღვნება დედამიწის ქერქის, ატმოსფეროს, ჰიდროსფეროსა და ორგანული სამყაროს წარმოშობისა და ევოლუციის საკითხებს პრეკამბრიულსა და პალეოზოურში. დედამიწის გეოლოგიურ ისტორიას მეზოზოური და კაინოზოური ერების განმავლობაში მიეძღვნება სახელმძღვანელოს მე-2 წიგნი.

განკუთვნილია უმაღლესი სასწავლებლების გეოლოგიური სპეციალობის სტუდენტებისთვის. როგორც დამხმარე სახელმძღვანელო, გამოადგებათ გეოგრაფიულ, გეოფიზიკურ და სამთო სპეციალობათა სტუდენტებსაც, აგრეთვე მაგისტრანტებსა და ასპირანტებს.

რეცენზენტები: საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის წევრ-კორესპონდენტი **დ. შენგელია**

გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი **გ. ღონღაძე**

რეკომენდებულია სახელმძღვანელოდ თსუ-ს მეთოდსაბჭოს მიერ

© თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2003

მ $\frac{1804010000}{608(06)-03}$

ISBN 99940-13-52-1

წინასიტყვა

ალ. ჯანელიძის „ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსს", რომლის ორმა გამოცემამ (1937წ. და 1963წ.) ქართველი გეოლოგების არაერთი თაობა აზიარა დედამიწის ისტორიას და სტრატიგრაფიული აზროვნების საფუძვლებს, ისტორიული გეოლოგიის კლასიკურ სახელმძღვანელოთა რიგში ერთ-ერთი თვალსაჩინო ადგილი უკავია. სწორედ წიგნის დიდი პოპულარობა იყო იმის მიზეზი, რომ მისი არა თუ პირველი, მეორე გამოცემაც ძალიან მალე იქცა ბიბლიოგრაფიულ იშვიათობად. 70-იანი წლებიდან მოყოლებული, ჩვენი უმაღლესი სასწავლებლების გეოლოგიური, გეოგრაფიული, გეოფიზიკური სპეციალობების სტუდენტები, რომელთა სასწავლო გეგმითაც ისტორიული გეოლოგიის შესწავლა არის გათვალისწინებული, ფაქტობრივად, ქართული სახელმძღვანელოს გარეშე დარჩნენ. ასეთ პირობებში ყველაზე ადვილი გამოსავალი, ბუნებრივია, ალ. ჯანელიძის „ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსის" ხელახალი გამოცემა იქნებოდა, რომ არა თეორიულ გეოლოგიაში, სწორედ ხსენებული სახელმძღვანელოს მეორე გამოცემის დასტამბვის შემდეგ – 60-იანი წლების მეორე ნახევარში და შემდგომ მომხდარი ის დიდი, ფუნდამენტური ცვლილებები (ზოგი მეცნიერი მათ რევოლუციის ტოლფასადაც კი მიიჩნევს), რომლებიც გასაგები მიზეზების გამო, ასახვას ვერ ჰპოვებდნენ სახელმძღვანელოს ავტორის გარდაცვალების შემდეგ გამოქვეყნებულ სტერეოტიპულ გამოცემაში, თუკი ამ საქმეს ვინმე ითავებდა. აქ პირველ რიგში მხედველობაში მაქვს: 1. უმდიდრესი ფაქტობრივი მასალა, რომელიც დედამიწის ხანგრძლივი, 4,6 მილიარდი წლის ისტორიის ძირითადი მონაკვეთის – პრეკამბრიულის – შესახებ რადიოლოგიური მეთოდებით კვლევამ შესძინა დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებს; 2. ოკეანის ფსკერის აგებულების შესახებ ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებული, ჯერ კიდევ რაოდენობრივად შედარებით მცირე, მაგრამ მაინც უაღრესად საინტერესო (არ გადავაჭარბებთ, თუ ვიტყვით – სენსაციური) მასალა, რომელიც მნიშვნელოვნად განასხვავებს კლასიკური გეოლოგიისაგან თანამედროვე გეოლოგიას: თუ პირველი, ფაქტობრივად, კონტინენტების გეოლოგიაა, მეორეს დღეს უკვე შეგვიძლია პლანეტა დედამიწის გეოლოგია ვუწოდოთ; 3. გეოფიზიკის უახლესი მონაცემები, რომლებიც ნათელყოფენ, რომ ახლა უკვე შეუძლებელია დედამიწის ქერქის ისტორიის გაშიფრვა მთლიანად პლანეტის ევოლუციის კანონზომიერებებისა და მის წიაღში ამჟამად მიმდინარე რთული პროცესების გათვალისწინების გარეშე; დედამიწის ქერქის გაჩენა და მისი შემდგომი განვითარება უმჭიდროვეს კავშირშია ყველა დანარჩენ გეოსფეროში მიმდინარე პროცესებთან; 4. თანამედროვე, სრულიად ახალი წარმოდგენები (ფაქტობრივად, თეორიები და არა ჰიპოთეზები) ჩვენი პლანეტის და, საერთოდ, მზის სისტემის, ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს, სიცოცხლის წარმოშობისა და შემდგომი განვითარების, ადამიანის ევოლუციის შესახებ და ა.შ; 5. და ბოლოს, საკუთრივ დედამიწის ქერქის ტექტონიკური ევოლუციის უახლესი, ე.წ. „ნეომობილისტური", ან სხვაგვარად – ფილაქნების თეორია. აი, ამ უმდიდრესი ფაქტობრივი მასალის, უახლეს შეხედულებათა გათვალისწინების გარეშე დღეს არამც და არამც არ შეიძლება ისტორიული გეოლოგიის სრულყოფილი სახელმძღვანელოს შესახებ ლაპარაკი.

მხოლოდ სახელმძღვანელოს შექმნის უაღრესად დიდი აუცილებლობის შეგნებამ და ისტორიული გეოლოგიის კურსის ლექციების წაკითხვის საკმაოდ ხანგრძლივმა გამოცდილებამ გამაბედვინა ალ. ჯანელიძის „ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსის" სანაცვლოდ ახალი სახელმძღვანელოს შეთავაზება ქართული უმაღლესი სასწავლებლების სტუდენტებისათვის. ასეთ რთულ საქმესთან შეჯიდება მნიშვნელოვნად გამიადვილა სტუდენტებთან სემინარულმა მუშაობამ და საკურსო ნაშრომების ხელმძღვანელობამ, რომლის დროსაც, გეოლოგიური მეცნიერების უახლესი მიღწევების გაცნობის მიზნით, სტუდენტებს მიეწოდებოდათ მათთვის სპეციალურად შერჩეული სამეცნიერო და პოპულარული ლიტერატურა.

სახელმძღვანელოს წერის დროს ერთი წუთითაც არ მტოვებდა დიდი პასუხისმგებლობის გრძნობა ჩემი მასწავლებლის – ა ლ . ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ი ს ნათელი ხსოვნის წინაშე, იმ ადამიანის ხსოვნის წინაშე, რომელმაც შექმნა დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის სწავლებასთან სტრატიგრაფიული აზროვნების ჩამოყალიბების პროცესის შერწყმის სრულიად ახალ, ორიგინალურ მეთოდზე დაფუძნებული პირველი

ქართული სახელმძღვანელო. სწორედ ამ მეთოდისადმი ერთგულება იყო ჩემთვის უპირველესი ნიშანსვეტი წინამდებარე სახელმძღვანელოზე ხანგრძლივი მუშაობისას.

P.S. თავდაპირველად „ისტორიული გეოლოგიის“ ერთ წიგნად გამოცემა იყო განზრახული, მაგრამ სახელმძღვანელოს წერის პერიოდში ნათელი გახდა, რომ მე-20 საუკუნის მეორე ნახევარში ჩვენი პლანეტის ისტორიის შესახებ მოპოვებული უაღრესად საყურადღებო, უზარმაზარი მასალის მოქცევა ერთ წიგნში, თუნდაც უნივერსიტეტის სტუდენტისათვის განკუთვნილი სახელმძღვანელოს მასშტაბების სრული დაცვით, შეუძლებელი იქნებოდა. შესავალი ნაწილისა და დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის პრეკამბრიული და პალეოზოური ისტორიისადმი მიძღვნილი ნაკვეთების დაწერის შემდეგ სახელმძღვანელოს ორ ნაწილად დასტამბვა უკვე უდავო აუცილებლობად იქცა. აქვე ბუნებრივად გამოიკვეთა სახელმძღვანელოს ორ წიგნად დაკომპლექტების პრინციპიც. „ისტორიული გეოლოგიის“ I წიგნი შეიცავს შესავალ ნაწილს (ისტორიული გეოლოგიის კვლევის საგანი და ამოცანები, დედამიწის ქერქი, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდები) და დედამიწის გეოლოგიური ევოლუციის მეზოზოურისწინა ისტორიისადმი მიძღვნილ თავებს: პრეკამბრიული, კატარქეული, არქეოზოული, პროტეროზოული და პალეოზოური. მეორე წიგნი ეთმობა მეზოზოურს, კაინოზოურსა და სახელმძღვანელოს დასკვნით ნაწილს, რომელშიც მოკლედ იქნება გადმოცემული ჩვენი პლანეტის განვითარების უმთავრესი კანონზომიერებები თანამედროვე გეოტექტონიკური კონცეფციების ფონზე.

ნინო მრევლიშვილი

შესავალი

ისტორიული გეოლოგიის კვლევის საგანი და ამოცანები

«Земля никогда не была и никогда не будет точно такой, как в настоящее время». Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, А. Вейс, К. Вархафтиг, У. Файф, Земля. Введение в общую геологию, кн. I, 1974[1].

„კონტინენტი ბომ ყველა ნიშნის მიხედვით სწორედ დანაოჭების შედეგი არის. კონტინენტი ოროგენების სასაფლაოს წარმოადგენს"... „ოროგენის პირველი განვითარება ოკეანეში იწყება"... „გეოსინკლინი ოროგენის ნაწილია მხოლოდ"... ა. ჯანელიძე, „ოროგენის დაბადება", 1949.

გეოლოგია, როგორც თვით სიტყვის ეტიმოლოგიაც მიგვანიშნებს (ბერძნ. გეო – დედამიწა, ლოგოს – შესწავლა), ფუნდამენტურ მეცნიერებათა იმ რიგს მიეკუთვნება, რომელთა კვლევის ობიექტსაც დედამიწა წარმოადგენს. თუმცა გეოლოგია ჩვენი პლანეტის მხოლოდ ერთ-ერთი ნაწილის, კერძოდ, მისი ქერქის (დედამიწის ქერქის) შესწავლას ისახავს მიზნად, მაინც მისი კვლევის საგნის მასშტაბები სივრცის, განსაკუთრებით კი დროისა და მოვლენათა, გრანდიოზულობით იმდენად უჩვეულოა, რომ მას სრულიად გამორჩეული ადგილი უკავია დედამიწის შემსწავლელ სხვა მეცნიერებათა შორის.

ჩვენი პლანეტა, ჩვეულებრივი ადამიანური სტანდარტებით თუ ვიმსჯელებთ, წარმოუდგენლად დიდია და ხნიერი. გავიხსენოთ, რომ მისი რადიუსი 6 371 000 მეტრია, ხოლო ასაკი – 4600 მილიონი წელი. თვით კაცობრიობის ხანგრძლივი ისტორია მთლიანობაში მხოლოდ ერთი თვალის დახამხამება თუა გეოლოგიური წელთაღრიცხვის ფონზე. გრანდიოზულია იმ მოვლენათა მასშტაბები, რომელთა კვლევაც გეოლოგიის ამოცანას შეადგენს: კონტინენტების, ოკეანეებისა და ატმოსფეროს წარმოშობა და ევოლუცია, კონტინენტური მასივების გადაადგილება, მათი ურთიერთშეჯახება, ზოგ შემთხვევაში კი, პირიქით, ერთი კონტინენტის ორად გახლეჩა და ახალი ოკეანის დაბადება, ხმელეთისა და წყლის განაწილებაში რადიკალური ცვლილებები, მთათა სისტემების წარმოშობა და შემდგომ მათი თანდათანობით ნგრევა-მოსწორება წყლისა და ქარის მოქმედებით, დიდი სისქის კონტინენტური მყინვარების გაჩენა და მათი გაქრობა, დედამიწის ქერქში მაგმის შემოჭრა უზარმაზარი ინტრუზიების სახით და ჟულკანური ამოფრქვევები, სიცოცხლის წარმოშობა და მისი განვითარების ურთულესი ისტორია ერთუჯრედიანი მიკროსკოპული წყალმცენარეებიდან და ბაქტერიებიდან რამდენიმემეტრიან მრავალუჯრედიან ორგანიზმებამდე და თვით მოაზროვნე არსებამდე – Homo sapiens-მდე – აი, არასრული ნუსხა იმ გრანდიოზული მოვლენებისა, რომლებიც განუწყვეტლივ მიმდინარეობდა დედამიწის ქერქში და მის ზედაპირზე 4,6 მილიარდი წლის განმავლობაში. გეოლოგია შეისწავლის სწორედ ამ ხანგრძლივი ევოლუციის სპეციფიკურ გამოვლინებებს, რომლებიც ერთმანეთს ენაცვლებოდნენ დროში. ამრიგად, გეოლოგიის კვლევის სფეროა არა მხოლოდ დედამიწის ქერქის დღევანდელი მდგომარეობა – მისი ნივთიერი შედგენილობა, სტრუქტურა, ამჟამად ჩვენს თვალწინ მიმდინარე ენდოგენური თუ ეგზოგენური პროცესები, არამედ მისი წარმოქმნისა და შემდგომი ხანგრძლივი ევოლუციის ისტორია. გეოლოგია, უდავოდ, **ისტორიული მეცნიერებაა**. ამჟამად მიმდინარე გეოლოგიურ პროცესებს **დინამიური გეოლოგია** შეისწავლის, ხოლო გეოლოგიური წარსულის მოვლენები **ისტორიული გეოლოგიის** კვლევის საგანს წარმოადგენს.

ისტორიული გეოლოგიის წინაშე ორი ძირითადი ამოცანა დგას: 1. აღადგინოს გეოლოგიური წარსულის მოვლენები; 2. დაათარიღოს გეოლოგიური წარსულის მოვლენები – მოახდინოს დროში მათი თანმიმდევრობის ბუნებრივი პერიოდიზაცია. ამ გზით გეოლოგია შეძლებს ჩამოაყალიბოს დედამიწის ქერქის ისტორიის, მისი ევოლუციის კანონზომიერებათა სრული, მეცნიერულად დასაბუთებული სურათი და საბოლოო ჯამში, დედამიწის შემსწავლელ სხვა მეცნიერებებთან ერთად, შექმნას დედამიწის თეორია.

[1] „დედამიწა არასოდეს ყოფილა და არც არასდროს იქნება ზუსტად ისეთი, როგორიც ამჟამად არის", ჯ. ფერხუგენი, ფ. ტერნერი, ა. ვეისი, კ. ვარხაფტიგი, უ. ფაიფი, დედამიწა, ზოგადი გეოლოგიის შესავალი, 1 წიგნი, 1974.

ორივე ამოცანის გადაჭრისას გეოლოგი უშუალოდ ქანებზე დაკვირვების მეთოდს ემყარება. დედამიწის ქერქის ისტორიის მატიანეს გეოლოგიური სხეულები წარმოადგენენ და სწორედ მათ ამგებ ქანებზე დაკვირვებით მოიპოვებს მეცნიერი ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ამოცანების გადაჭრისათვის აუცილებელ ფაქტობრივ მასალას.

დედამიწის ქერქს – მის ზედაპირს, მასზე მოთავსებულ წყლის მასას, ატმოსფეროს, რომელიც მჭიდროდ არის დაკავშირებული ქერქთან (განსაკუთრებით ატმოსფეროს ქვედა ფენები), ქერქს მთლიანად და ქერქქვეშეთს იკვლევს დედამიწის შემსწავლელ სხვა მეცნიერებათა ნაწილიც. მაგრამ გეოლოგიური დაკვირვებები მაინც სულ სხვა ხასიათისაა, რადგანაც სხვაგვარია გეოლოგიის თვალსაზრისი, მისი ინტერესი დედამიწისადმი – ამ ურთულესი სხეულისადმი.

დედამიწის ქერქის დიდი ნაწილი გეოლოგიური დაკვირვებებისათვის მიუწვდომელია. ის, რისი დანახვაც ჩვენ შეგვიძლია დედამიწის ზედაპირზე, შახტებში ან ჭაბურღილებში[1], მხოლოდ ძალზე მცირე ნაწილია იმ ობიექტისა, რომლის კვლევასაც გეოლოგია ისახავს მიზნად. ამასთან, ბევრი ფაქტი ან პროცესი, რომელთა შესახებაც გეოლოგს უხდება მსჯელობა, ძალიან დიდი ხნის წინანდელი ამბავია, იმდროინდელი, როცა ჯერ კიდევ არ არსებობდა არა თუ ადამიანი – დამკვირვებელი, არამედ, საერთოდ, სიცოცხლე.

ამრიგად, ისტორიულ-გეოლოგიური ცოდნის მნიშვნელოვანი ნაწილი ჩვენი წარმოსახვის ნაყოფი, ლოგიკური მსჯელობით, ფაქტების ანალიზით მიღებული, გონებით დანახული დასკვნებია. როდესაც ვამბობთ, რომ დედამიწას გააჩნია ბირთვი, ამის საფუძველს ძირითადად გვაძლევს დაკვირვებები სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარეზე. თუმცა ამქვეყნად არავის უნახავს დედამიწის ბირთვი, დასკვნა მაინც საკმაოდ დამაჯერებელია. ამავე დროს, როცა (ისევ სხვადასხვაგვარი დაკვირვებების საფუძველზე) ვლაპარაკობთ, რომ დედამიწის ასაკი 4,6 მილიარდი წელია, ჩვენ ნაკლებად ვართ დარწმუნებული დასკვნის ჭეშმარიტებაში, რადგან დღეს არ ძალგვიძს დავათარიღოთ დედამიწის ამგები ქანები მთელ მის ზედაპირზე და ქერქის სრულ სისქეზე. გამორიცხული არ არის, რომ მომავალში აღმოჩნდება ქანი, რომლის ასაკიც 4,6 მილიარდ წელს აღემატება.

ამრიგად, გეოლოგიური დასკვნები, განსაკუთრებით ისეთი, რომლებიც დიდი მასშტაბის, ამასთან, შორეულ გეოლოგიურ წარსულში მომხდარ მოვლენებს ეხება, თავისი დამაჯერებლობით ერთნაირი არ არის. ზოგი მათგანი მეტადაა დასაბუთებული, ზოგი – ნაკლებად და უფრო ვარაუდების სფეროს განეკუთვნება.

ნაწილობრივ ჩვენი ცოდნის არასრულყოფილების, უფრო მეტად კი თვით კვლევის ობიექტის განსაკუთრებული სირთულის გამო, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის პროცესში განსაზღვრულ, დასრულებულ დასკვნებამდე მეცნიერები შედარებით იშვიათად მიდიან. მართალია, დედამიწის ზედაპირზე და მიწისქვეშეთში მიმდინარე ყველა პროცესი გარკვეულ ფიზიკურ თუ ქიმიურ კანონებს ექვემდებარება, მაგრამ ნივთიერებათა ფორმები და ამ ნივთიერებებში მიმდინარე პროცესების ბუნებაა ძალზე მრავალფეროვანი. ცხადია, ყველა მოვლენა ამ კანონების გათვალისწინებით უნდა აიხსნას, მაგრამ სხვადასხვა შემადგენელი ნაწილის (კომპონენტის) ერთდროული მოქმედება იძლევა უჩვეულო შედეგებს, რომელთა გაშიფვრა ადვილი საქმე არ არის.

განსაკუთრებით რთულია დიდი მასშტაბისა და შორეული გეოლოგიური წარსულის მოვლენების ზუსტი გაშიფვრა. როცა საქმე გვაქვს უფრო მცირე მასშტაბის მოვლენებთან, გეოლოგები მეტწილად მყარ ნიადაგზე დგანან. ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევა დედამიწის ქერქის ყოველმხრივ შესწავლას გულისხმობს. ქერქის ამგები მასალა ქანია. ქანი მინერალების ბუნებრივ აგრეგატს წარმოადგენს, ხოლო ყოველი მინერალი ბუნებრივი შენაერთია, რომლის ქიმიური შედგენილობა ზუსტი ქიმიური ფორმულით გამოიხატება. ამასთან, მინერალებს კრისტალური აგებულება აქვთ. აქ უკვე გეოლოგს საქმე აქვს ბუნების ბევრად უფრო მოწესრიგებულ მოვლენასთან – სივრცეში პერიოდულად განლაგებულ ატომებთან, რომელსაც სიმეტრიის მათემატიკური კანონები განსაზღვრავენ. ამიტომ კრისტალოგრაფიუ-

[1] ჭაბურღილების სიღრმე საშუალოდ 6კმ-მდეა; რამდენადმე მეტია ზოგი ზეღრმა ჭაბურღილის სიღრმე: კოლის ნახევარკუნძულზე დაგეგმილი 15 000 მეტრიდან საგანგებო ჭაბურღილმა 12,5კმ-მდე მიაღწია; 1982 წლის მონაცემებით, აშშ-ში, ოკლაჰომის შტატის ტერიტორიაზე, გაბურღილი იყო 9 583მ, ხოლო ტეხასის შტატში – 9 159მ.

ლი, მინერალოგიური, პეტროგრაფიული, ლითოლოგიური დასკვნები ბევრად უფრო ზუსტია და დამაჯერებელი.

ამრიგად, დედამიწის ქერქი — ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის უშუალო ობიექტი — რთულ სისტემას წარმოადგენს, რომლის ფორმირების პროცესი რამდენიმე (სულ ცოტა, 4–4,5) მილიარდი წლის წინ დაიწყო. როგორც ყველა რთული სისტემის შესწავლისას, ამ შემთხვევაშიც ისმის კითხვა — საიდან დავიწყოთ? უპირველეს ყოვლისა, უნდა გავერკვეთ, როდის, რა პროცესების შედეგად გაჩნდა დედამიწის ქერქი? ამას გარდა, ვიდრე კონკრეტული ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდებზე დავიწყებდეთ საუბარს, აუცილებელია საერთო პერსპექტივაში წარმოვიდგინოთ თვით კვლევის ობიექტი მთლიანად. ამრიგად:

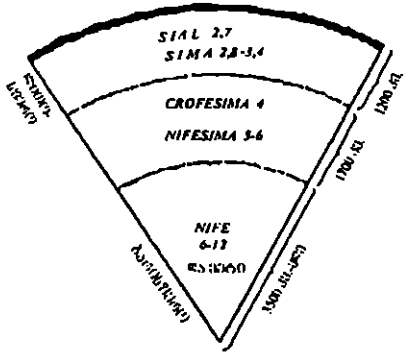
რას წარმოადგენს დედამიწის ქერქი?

საიდან იწყება დედამიწის ქერქის ისტორია, ანუ კონკრეტულად როდის დაიწყო გეოლოგიური დრო?

დედამიწის ქერქი

დედამიწის ქერქის თანამედროვე სტრუქტურა

დედამიწის შემსწავლელმა მეცნიერებამ, რომელსაც წინ უძღოდა მითოლოგიური, რელიგიური და ნატურფილოსოფიური[1] წარმოდგენები დედამიწის წარმოშობისა და აგებულების შესახებ, უკვე მე-19 საუკუნის მეორე ნახევარში შექმნა ჩვენი პლანეტის მაკროსტრუქტურის სინთეზური კონცეფცია. მისი ავტორი ავსტრიელი გეოლოგი ე. ზიუსი იყო[2]. მის წინამორბედთა მიერ შექმნილი სქემების ნაცვლად, რომელიც სამ გეოსფეროს (ატმოსფერო, ჰიდროსფერო, ტერასფერო) აღიარებდა, ე.ზიუსმა შექმნა დედამიწის აგებულების უფრო დეტალური და, რაც მთავარია, მეცნიერულად დასაბუთებული მოდელი. ე.ზიუსის კონცეფციას საფუძვლად დაედო კანტ-ლაპლასის ნებულარული კოსმოგონიური ჰიპოთეზა და იმ დროისათვის არსებული უკვე საკმაოდ მდიდარი გეოლოგიური ფაქტობრივი მასალა და პირველი გეოფიზიკური (გრავიმეტრიული, სეისმომეტრიული) მონაცემები დედამიწის შიგნეთის აგებულების შესახებ. ე.ზიუსის შეხედულებით, ტერასფეროში[3], ანუ დედამიწის „მყარ“ სხეულში, რომელიც ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს ქვედა საზღვართან იწყება, გამოიყოფა შემდეგი გეოსფეროები: 1. ლითოსფერო, რომელიც ორი ფენისაგან შედგება: ა) დედამიწის ქერქი, მსუბუქი და არაერთგვაროვანი წყვეტილი გარსი, რომელსაც შედგენილობის მიხედვით, სილიციუმისა და ალუმინის უპირატესი როლის გამო, ე.ზიუსმა სიალი (Si + Al) უწოდა; ბ) ქერქის ქვეშ უშუალოდ განლაგებული, ქერქისაგან ქიმიური შედგენილობით განსხვავებული ფენა, რომელიც სილიციუმისა და მაგნიუმის სიჭარბით გამოირჩევა. აქედან წარმოსდგა მისი სახელწოდება სიმა (Si + Mg); 2. ლითოსფეროს ქვეშ რკინა-ნიკელით აგებული ბარისფეროა (barys – ბერძნულად მძიმეს ნიშნავს) განლაგებული, რომელიც, ე.ზიუსის ვარაუდით, გამლღვალი (თხევადი) ან ნაწილობრივ გამლღვალი უნდა იყოს.



სურ. 1. დედამიწის აგებულების სქემა ე. ზიუსისა და მის თანამედროვეთა მიხედვით

ე.ზიუსის მიერ შემოტანილი ტაქსონომია თითქმის შეუცვლელად მეორდებოდა დედამიწის აგებულების ყველა შემდგომ სქემაზე მანამ, სანამ არ დაიწყო გეოფიზიკური მეთოდებით ჩვენი პლანეტის სისტემატური კვლევა. ე. ზიუსის თანამედროვე თითქმის ყველა ავტორის სქემაში, რომელიც დედამიწის აგებულების ილუსტრაციას წარმოადგენდა, ფიგურირებდა ხუთი ძირითადი გეოსფერო: ატმოსფერო, ჰიდროსფერო, სიალი, სიმა და ბარისფერო (სურ.1). ამასთან, ყველა მეცნიერი, ვინც კი დედამიწას შეისწავლიდა, აღიარებდა, რომ ხსენებული გეოსფეროები ერთმანეთთან მჭიდროდ არიან დაკავშირებული, ერთმანეთზე მოქმედებენ და მათი ურთიერთქმედების მექანიზმი ძალიან რთულია. მათი გაშიფვრა მხოლოდ მოგვიანებით დაიწყო – დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ავტონომიზაციის შედეგად, როდესაც ჩვენი პლანეტის შესწავლაში მკაფიოდ გამოიკვეთა გეოლოგიური, გეოფიზიკური, გეოქიმიური, გეოგრაფიული მეთოდები. შესაბამისად, გაჩნდა დედამიწის

---

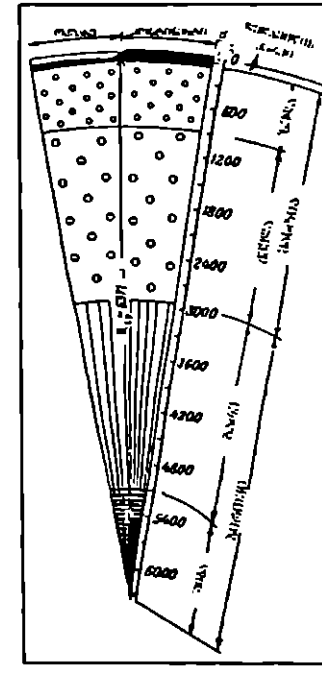
[1] ნატურფილოსოფია (ლათ. natura – ბუნება + ფილოსოფია) – ფილოსოფიური შეხედულებები ბუნების განვითარებაზე, რომლებიც წარმოადგენდნენ ხელოვნურად შექმნილ ლოგიკურ კონსტრუქციებს და თვითნებურ მოდელებს და არ ემყარებოდნენ ბუნებრივ მოვლენებზე უშუალო დაკვირვებითა და ექსპერიმენტული კვლევით მოპოვებულ ფაქტებს.

[2] ე. ზიუსი – Suss E. (1831-1914) – ავსტრიელი გეოლოგი.

[3] ტერასფერო – terra – ლათინურად მიწას ნიშნავს. ჯერ კიდევ XV-XVI საუკუნეებში მითოლოგიურ, რელიგიურ თუ ნატურფილოსოფიურ ნაწერებში ტერასფეროდ იწოდებოდა ჩვენი პლანეტის მყარი სხეული, ე.ი. დედამიწა ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს გარეშე.

აგებულების ერთმანეთისაგან რამდენადმე განსხვავებული არაერთი მოდელი და, ამავე დროს, თავი იჩინა ამ მოდელების შექმნასთან დაკავშირებულმა ბევრმა პრობლემამაც.

როგორც უკვე ვთქვით, უშუალო დაკვირვებებისათვის ხელმისაწვდომია დედამიწის ქერქის მხოლოდ მცირე ნაწილი – თხუთმეტიოდე კილომეტრის სისქის ზედა ფენა, ისიც, ძირითადად, კონტინენტების ფარგლებში. უფრო ღრმა ნაწილების შესწავლა ხდება უმთავრესად გეოფიზიკური მეთოდებით, რომელთა საშუალებითაც შესაძლებელია დედამიწის ყველა გარსის კვლევა ატმოსფეროს ზედა საზღვრიდან შიგა ბირთვამდე. ამ მეთოდებიდან გეოლოგიისათვის განსაკუთრებით საყურადღებოა სეისმოლოგიური კვლევა და მისი შედეგები, დაკვირვებები ბუნებრივი და ხელოვნური აფეთქებებით გამოწვეული მიწისძვრების შედეგად აღძრული ტალღების დედამიწაში გავრცელების სიჩქარის კანონზომიერ ცვალებადობაზე, რადგან სწორედ ისინი გვაწვდიან უმნიშვნელოვანეს ინფორმაციას ჩვენი პლანეტის „მყარი“ სხეულის აგებულების შესახებ. მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების სიჩქარის ცვლილებების კანონზომიერებათა, აგრეთვე გრავიმეტრიული და სხვა გეოფიზიკური მეთოდებით ჩატარებული კვლევის შედეგების ანალიზის საფუძველზე, გეოფიზიკოსებმა შექმნეს დედამიწის აგებულების სეისმოლოგიური მოდელი თითოეული ფენის სისქის, ნივთიერი შედგენილობის, ფიზიკური მდგომარეობის (ფაზური მდგომარეობა, ტემპერატურა და ა.შ.) შესაბამისი დახასიათებით. ცხადია, ამ მხრივ ყველაზე უფრო მდიდარი და სარწმუნო ინფორმაცია მოგვეპოვება სწორედ დედამიწის ქერქის შედგენილობის, სტრუქტურის, ხანგრძლივი ევოლუციის ცალკეული ეტაპების შესახებ, რადგან ამ შემთხვევაში გეოფიზიკის მონაცემებს მნიშვნელოვნად ავსებს და აზუსტებს გეოლოგიური კვლევით მოპოვებული უმდიდრესი ფაქტობრივი მასალა.



სურ. 2. დედამიწის აგებულების გეოფიზიკური (სეისმოლოგიური) მოდელი (ვ. გაერილოვის მიხედვით).

განვიხილოთ მოკლედ დედამიწის „მყარი“ სხეულის – ტერასფეროს გეოფიზიკური მოდელი. ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს ქვედა საზღვართან იწყება ტერასფეროს გარეთა გარსი (ფენა A), რომელსაც დედამიწის ქერქს უწოდებენ როგორც გეოლოგები, ისე გეოფიზიკოსები. ქერქის ქვედა საზღვრად გეოფიზიკოსები მიიჩნევენ ე.წ. მოხოროვიჩიჩის ზედაპირს[1] (შემოკლებულად – „მოხო“, სქემებზე კი აღინიშნება ასო „M“-ით. იხ. სურ.2, ნუსხა N1). დედამიწის ქერქის ცალკე ფენად გამოყოფა ძირითადად ორ ნიშანს ემყარება:

1. ქერქის ქვედა საზღვარზე (ე.ი. მოხოროვიჩიჩის ზედაპირზე) ხდება მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების სიჩქარის უეცარი ზრდა, კერძოდ, „მოხოს“ ზევით V_p≈6,3-7,3კმ/წმ, ხოლო მის ქვევით 8,1კმ/წმ-მდე იზრდება.

2. ამავე დროს, მოხოროვიჩიჩის ზედაპირი წარმოადგენს ერთმანეთისაგან ქიმიურად განსხვავებული ორი ფენის საკმაოდ მკაფიო მიჯნასაც – დედამიწის ქერქის ამგები ქანები ქიმიზმით შესამჩნევად განსხვავდებიან ზედა მანტიის ნივთიერებებისაგან. ქერქის შესახებ ქვემოთ უფრო დაწვრილებით ვისაუბრებთ, აქ კი უნდა შევნიშნოთ მხოლოდ, რომ ესაა ძირითადად სხვადასხვა ტიპის გრანიტული და ბაზალტური შედგენილობის მაგმური (ინტრუზიული და ეფუზური), დანალექი და მეტამორფული კომპლექსები. რაც შეეხება ქერქქვეშეთს, ე.ი. ზედა მანტიის სულ ზედა ფენას, ის, როგორც ვარაუდობენ,

[1] სახელი ეწოდა ხორვატიელი გეოფიზიკოსის, ანდრე მოხოროვიჩიჩის (1857-1936) პატივსაცემად, რომელმაც 1909 წელს დაადგინა მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების გარდატეხის ეს მიჯნა 54კმ სიღრმეზე.

აგებულია პერიდოტიტული[1] (ზოგის აზრით, ეკლოგიტური[2]) ულტრაფუძე ნივთიერებებით. ამგვარი ვარაუდი ემყარება არა მხოლოდ გეოფიზიკური კვლევის შედეგებს, არამედ ზოგ გეოლოგიურ ფაქტსაც: ა) ასეთი მასალის არსებობა დადგენილია დედამიწის ზედაპირზე, კერძოდ, შუაოკეანური ქედების რიფტულ ზონებში და ტრანსფორმული რღვევების გასწვრივ, ე.ი. იქ, სადაც, მკვლევართა შეხედულებით, დედამიწის ქერქი გახლეჩილია (სპრედინგის ზონა) და მანტიის ამგები მასები უშუალოდ ზედაპირზეა ამოსული; ბ) ამას გარდა, ძველი პერიდოტიტული ქანები ცნობილია კონტინენტებზეც – ალმასის შემცველ კიმბერლიტურ[3] მილებში, აგრეთვე ქსენოლითების სახით ბაზალტურ ლავებში; გ) უთუოდ, ზედა მანტიიდანვე უნდა იყოს მოხვედრილი დედამიწის ქერქში პერიდოტიტული და სერპენტინტული[4] სხეულები, რომლებიც ზოგ რეგიონში დანაოჭებული მთების სისტემების აგებულებაში მონაწილეობენ. ამრიგად, როგორც პეტროქიმიურად, ისე სეისმოლოგიურად (გეოფიზიკურად) დედამიწის ქერქის დამოუკიდებელ ფენად გამოყოფა საკმაოდ დასაბუთებული ჩანს.

მოხოროვიჩიჩის ზედაპირი დედამიწის ქერქის ზედაპირიდან სხვადასხვა სიღრმეზეა დაფიქსირებული: მიწისძვრით გამოწვეული ტალღის სიჩქარის უეცარი მატება ოკეანეების ქვეშ (წყლის მასას თუ გამოვრიცხავთ) 0-17კმ-ის, ხოლო კონტინენტების ფარგლებში – 30-70კმ სიღრმეზე იწყება. „მოხოს“ ქვევით იწყება სხვა გეოსფერო – მ ა ნ ტ ი ა . აქედან მოყოლებული, ჩვენი პლანეტის აგებულების შესახებ გადამწყვეტი სიტყვა უკვე გეოფიზიკას ეკუთვნის, რადგან უშუალო დაკვირვებების თვალსაზრისით, ქერქქვეშეთი, ფაქტობრივად, ერთიან თეთრ ლაქას წარმოადგენს და რთული ენდოგენური პროცესების ლაბირინთში გზის გასაკვლევად გეოლოგია მეტწილად სხვადასხვა გეოფიზიკური მეთოდებით ჩატარებული კვლევით მოპოვებულ მასალას ემყარება.

დედამიწის გეოფიზიკური მოდელი
(დედამიწის ზონები და გეოსფეროების თვისებები)

ნუსხა N1

გეოსფეროები		ზონები	სისქეები (კმ-ში, საშუალო)	მიწისძვრის ტალღების სიჩქარე (კმ/წმ)		ნივთიერების სიმკვრივე გრ/სმ³	ტემპერატურა (t°C)
				გასწვრივი V_p	განივი V_s		
დედამიწის ქერქი		A	0-33	5,57	3,36	3,32	1600
მოხოროვიჩიჩის ზედაპირი							
მანტია	ზედა მანტია	B	33-410	7,8	4,4	3,64	1900
		C	410-1000	9,0	5,0	4,60	2170
	ქვედა მანტია	D'	1000-2700	11,4	6,4	5,15	2445
		D''	2700-2900	13,6	7,3	10,08	2730
მანტიისა და ბირთვის საზღვარი							
ბირთვი	გარე ბირთვი	E	2900-4980	8,1	არ ვრცელდება	11,5	3220
		F	4980-5120	9,5	არ ვრცელდება	12,28	3500
	შიგა ბირთვი	G	5120-6370	11,2	არ ვრცელდება	12,68	3660

[1] პერიდოტიტები – ულტრაფუძე ქანებია, რომელთა უმთავრეს მასას (40%-100%) ოლივინი შეადგენს; ზოგჯერ ოლივინთან ერთად 0-დან 60%-მდე პიროქსენია წარმოდგენილი.

[2] ეკლოგიტი – ღრმა მეტამორფიზმის პროცესში წარმოქმნილი ქანია, რომელიც ძირითადად აგებულია გრანატით და მწვანე პიროქსენით (ომფაციტით).

[3] კიმბერლიტი – ალმასის შემცველი პერიდოტიტია, რომელიც ვულკანური წარმოშობის აფეთქებით ძაბრებს (ვულკანურ ყელებს) უკავშირდება.

[4] სერპენტინიტი – ქანია, რომელიც ულტრაფუძე ქანების მეტამორფიზმის (სერპენტინიზაციის) შედეგად წარმოიქმნება.

მანტიაში ნივთიერების სიმკვრივე სიღრმის ზრდასთან ერთად თანდათან მატულობს: თუ დასაწყისში ის 3,3გ/სმ^3-მდეა, მანტიის ქვედა ნაწილში 10გ/სმ^3-ს აღწევს (იხ. ნუსხა N1). შესაბამისად იზრდება მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების სიჩქარეც, მაგრამ ზრდის ტემპი არათანაბარია – აქ დადგენილია რამდენიმე საფეხური. თავდაპირველად ითვლებოდა, რომ ერთი მათგანი ოკეანეების ქვეშ 80-120 კმ სიღრმეზე მდებარეობს. შემდგომში სიღრმულმა სეისმურმა ზონდირებამ უჩვენა, რომ შუაოკეანური ქედების ღერძულ ზონებში ზოგან ეს საფეხური ზედაპირიდან 3-4 კმ-ზე მდებარეობს, ოკეანეების პერიფერიებზე კი – 80-100 კმ-ზე. კონტინენტების ცენტრალურ ნაწილში ის 150-200 კმ-ზეა, ზოგან (მაგალითად სამხრულ აფრიკაში) 350 კმ-ზე არის დაფიქსირებული. ამ დონემდე ტალღის სიჩქარის ზრდა შედარებით სწრაფად მიმდინარეობს: გასწვრივი ტალღებისა – 5,57კმ/წმ-დან 7,8კმ/წმ-მდე, ხოლო განივი ტალღებისა – 3,6კმ/წმ-დან 4,4კმ/წმ-მდე. მანტიის ეს ნაწილი შეადგენს მის სულ ზედა (B) ზონას. ის უაღრესად მნიშვნელოვანია გეოლოგიის თვალსაზრისით, ამიტომ მასზე, ისევე როგორც მომდევნო ზონაზე (C), რომელიც არანაკლებ საყურადღებოა გეოლოგიური პროცესების რთული მექანიზმის გაშიფვრისათვის, მოგვიანებით შევჩერდებით.

როგორც ვთქვით, მანტიაში ნივთიერების სიმკვრივე და, შესაბამისად, მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების სიჩქარე სიღრმის ზრდასთან ერთად მატულობს. მაგრამ მანტიის სულ ზედა ზონის (B) ქვედა ნაწილში მიწისძვრით აღძრული ტალღების სიჩქარე, მოსალოდნელი მატების ნაცვლად, შესამჩნევად მცირდება. როგორც მეცნიერები ვარაუდობენ, დრეკადი ტალღების სიჩქარის ასეთი საგრძნობი შემცირება დაკავშირებული უნდა იყოს ამ სიღრმეებზე ნივთიერების თავისებურ, უჩვეულო მდგომარეობასთან: როგორც ვარაუდობენ, სიღრმესთან ერთად ტემპერატურის მატება უფრო სწრაფად მიმდინარეობს, ვიდრე წნევისა და ეს უნდა იწვევდეს ქერქქვეშეთის გარკვეულ დონეზე ნივთიერების ნაწილობრივ ლღობას (უფრო ზუსტი იქნება, თუ ვიტყვით – დარბილებას). ავსტრალიელი მეცნიერის, ა. რინგვუდის აზრით, მანტიის ამ ზონაში გალღობილია ნივთიერების მხოლოდ მცირე ნაწილი – მთელი მასის 1-10%-მდე. სწორედ ეს უნდა იყოს ნივთიერების სიმკვრივის „ჯაქრობისა“ და, შესაბამისად, დრეკადი ტალღების სიჩქარის „მოულოდნელი“, უეცარი შემცირების მიზეზი. როგორც ირკვევა, ნივთიერება ამგვარ მდგომარეობაშია ოკეანის ქვეშ 4 კმ-დან 300-400კმ-მდე, ხოლო კონტინენტური პლატფორმების ქვეშ – 100 კმ-დან 300 კმ-მდე სიღრმეზე. მაგრამ ზოგი კონტინენტური პლატფორმის ქვეშ დარბილებული ფენა საერთოდ არ ჩანს, ხოლო ძლიერი ვულკანური აქტივობის გამოვლინების ზოგ რეგიონში (მაგ., კამჩატკა, კურილის კუნძულები) სხვადასხვა სიღრმეზე 2-3 ასეთი ფენაც კი არის დაფიქსირებული. ქერქქვეშეთში დარბილებული, პლასტიკური ფენის არსებობაზე პირველმა ბ. გოლიცინმა[1] მიუთითა 1914 წელს. მაგრამ მისი სტატია, რომელიც ამ საკითხს მიეძღვნა, თუმცა ფრანგულ ენაზე იყო დაწერილი, უცხოელ მეცნიერთა ყურადღების სფეროში მაინც ვერ მოხვდა I მსოფლიო ომის გამო. მიწისძვრით აღძრული ტალღების სიჩქარის შემცირების ზონა ხელახლა იქნა აღმოჩენილი 1925 წელს. ამ თავისებური სეისმოლოგიური ფენით დაინტერესდა ამერიკელი გეოფიზიკოსი ბენო გუტენბერგი[2], რომელმაც დაასაბუთა, რომ სიმკვრივის „ჯაქრობა“ მანტიის ამ ნაწილში ილუზია კი არ არის, არამედ რეალურად არსებული ფენომენია. ამერიკელი გეოფიზიკოსისადმი პატივისცემის ნიშნად, ამ ფენას დღესაც გუტენბერგის ფენას, უფრო ხშირად კი, მისი ნივთიერების თავისებურების გამომხატველ სახელს – ასთენოსფეროს[3] უწოდებენ, რაც დასუსტებულ, დარბილებულ, სიმკვრივეს მოკლებულ გარსს ნიშნავს. შემდგომში არაერთი ძლიერი მიწისძვრით და აგრეთვე ატომური აფეთქებით გამოწვეულ სეისმურ ტალღებზე ჩატარებულმა დაკვირვებებმა საბოლოოდ დაადასტურა ასთენოსფეროს რეალობა.

ასთენოსფეროს ქვეშ მიწისძვრის ტალღების სიჩქარე, ისევე როგორც ნივთიერების სიმკვრივე, კვლავ საკმაოდ სწრაფად მატულობს. ასეთია სურათი 900-1000კმ სიღრმემდე. აქ კიდევ ერთი გარდატეხის ზედაპირი აღინიშნება, რომლის ქვევითაც სიჩქარე კი იზრდება, მაგრამ უფრო ნელი ტემპით,

---

[1] ბ. გოლიცინი (1862-1916) – რუსი ფიზიკოსი და გეოფიზიკოსი.

[2] ბენო გუტენბერგი (1889-1960) – ამერიკელი გეოფიზიკოსი.

[3] ასთენოსფერო – ასთენოს ბერძნულად დასუსტებულს ნიშნავს (asthenes).

თანდათანობით. სწორედ ეს ზედაპირია მიჩნეული ზედა და ქვედა მანტიებს შორის მიჯნად. ამრიგად, ზედა მანტია 900-1000კმ სიღრმემდე ვრცელდება, ქვედა მანტია კი – 1000კმ-დან 2900კმ-მდე.

2900კმ სიღრმიდან იწყება დედამიწის ბ ი რ თ ვ ი . მის ზედა საზღვარს წარმოადგენს სეისმოლოგიური გარდატეხის ზედაპირი, რომლის გადაკვეთისასაც მიწისძვრით აღძრული ტალღის სიჩქარე ისევ ნახტომისებრად იცვლება, კერძოდ, (V_p) მკვეთრად მცირდება: თუ ქვედა მანტიაში გასწვრივი ტალღების გავრცელება 13,6კმ/წმ სიჩქარით მიმდინარეობს, გარე ბირთვში ის მხოლოდ 8,1კმ/წმ-ის ტოლია. რაც შეეხება განივ ტალღებს, რომელთა გავრცელების სიჩქარე (V_s) ქვედა მანტიაში 7,3კმ/წმ-ია, გარე ბირთვში (E ზონა) ისინი არ გადადიან (მათი სიჩქარე 0-მდე ეცემა), რაც, როგორც ვარაუდობენ, იმის ნიშანია, რომ გარე ბირთვში ნივთიერება თხევადია. 5000კმ სიღრმემდე გასწვრივი ტალღების სიჩქარე ნელი ტემპით მატულობს და შიგა ბირთვის საზღვართან 9,5კმ/წმ-ს აღწევს. 1200კმ-მდე რადიუსის შიგა ბირთვი (G ზონა), როგორც ვარაუდობენ, მყარია. ნივთიერების სიმკვრივე აქ 13გ/სმ^3-მდეა.

ასეთია ჩვენი პლანეტის მყარი სხეულის – ტერასფეროს აგებულების გეოფიზიკური მოდელი ძალიან გამარტივებული სახით (იხ. ნუსხა N1, სურ.2).

ახლა დავუბრუნდეთ ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის უშუალო ობიექტს, გეოლოგიური ინფორმაციის ძირითად მომწოდებელ გეოსფეროს – დედამიწის ქერქს და აგრეთვე იმ ფენებს, რომლებიც განსაკუთრებულ როლს ასრულებენ იმ უმნიშვნელოვანესი და ურთულესი გეოლოგიური პროცესების მიმდინარეობაში, რომელთაც ენდოგენურს უწოდებენ.

როგორც დავინახეთ, დედამიწის გეოფიზიკურ მოდელში ნათლად არის გამოხატული რამდენიმე მნიშვნელოვანი, პირველი რიგის სეისმოლოგიური საფეხური: 1. დედამიწის ქერქისა და მანტიის გამყოფი მოხოროვიჩიჩის ზედაპირი; 2. საფეხური ზედა და ქვედა მანტიის მიჯნაზე; 3. მანტიისა და ბირთვის გამყოფი ზედაპირი 2900კმ სიღრმეზე და 4. გარე და შიგა ბირთვის მიჯნა 5000კმ-ზე. ამათ გარდა დადგენილია გეოფიზიკური გარდატეხის მეორე რიგის არაერთი ზედაპირი, რომელთაგან ზოგი, გეოლოგიური თვალსაზრისით, უაღრესად მნიშვნელოვანია. ამიტომ მათ შესახებ ცოტა უფრო დეტალურად მოგვიწევს საუბარი. ამისათვის კი საჭიროა ისევ დავუბრუნდეთ დედამიწის ქერქს, გავეცნოთ მის მაკროსტრუქტურას ლატერალურად და ვერტიკალურ ჭრილში და, რაც მთავარია, ზოგადად მაინც გავერკვეთ, თუ რა დამოკიდებულებაშია ჩვენი პლანეტის ქერქი მის ქვეშ განლაგებულ გეოფიზიკურ (სეისმოლოგიურ) ზონასთან, კერძოდ, B ზონის იმ ნაწილთან, რომელიც უშუალოდ მოსდევს სიღრმეში მოხოროვიჩიჩის ზედაპირს. გეოფიზიკური მახასიათებლებით (უმთავრესად სეისმოლოგიურად) ის მჭიდროდ უკავშირდება მანტიას და მის სულ ზედა ნაწილს შეადგენს. ამავე დროს, გეოლოგები მას დედამიწის ქერქის ქვედა ფენად მიიჩნევენ და ქერქთან ერთად ლითოსფეროს[1] სახელწოდებით აღწერენ.

გავიხსენოთ, რომ დედამიწის ქერქი – ეს არის ნივთიერების გარკვეული მასა, რომელიც აგებულია მხოლოდ მისთვის (დედამიწის ქერქისთვის) დამახასიათებელი ბუნებრივი წარმონაქმნებით – ქ ა ნ ე ბ ი თ . ქანები – მინერალთა ბუნებრივი აგრეგატები – დედამიწის ქერქში ქმნიან ცალკეულ გეოლოგიურ სხეულებს, რომლებიც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან არა მხოლოდ ნივთიერი შედგენილობით, არამედ ზომებით (იგულისხმება სისქე, ლატერალური გავრცელება), აგრეთვე შრეებრივობის ხასიათით, წოლის ფორმებით, მომიჯნავე (ლატერალურად, საგებში, სახურავში) გეოლოგიურ სხეულებთან ურთიერთობის თავისებურებებით, მათში დაცული ნამარხი ფაუნისა და ფლორის კომპლექსებით. თითოეული გეოლოგიური სხეულის ადგილი დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში შემთხვევითი როდია. ის სრულიად კანონზომიერად არის განსაზღვრული წარმოშობის პირობების სპეციფიკით, იმ გეოლოგიური პროცესების უნიკალური შერწყმით, რომლებმაც ქანის ჩამოყალიბებაში მიიღეს მონაწილეობა და რომელთა დაღი ქანს მეტ-ნაკლებად აქვს დღემდე შემორჩენილი. ქერქის ამგები ნივთიერების ასეთი დიფერენციაცია არის უმნიშვნელოვანესი გეოლოგიური ნიშანი, რომელიც დედამიწის ქერქს განასხვავებს მისგან მოხოროვიჩიჩის ზედაპირით გამოყოფილი ფენის ზედა ნაწილისაგან (B ზონისაგან).

მართალია, დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში წარმოდგენილი ყოველი ცალკეული გეოლოგიური სხეული შეიძლება განვიხილოთ, როგორც უნიკალური წარმონაქმნი, მაგრამ მაინც არის გარკვეული თავისებ-

[1] ლითოსფერო – ბერძნულად lithos – ქვას ნიშნავს, sphaira – ბურთს.

ურებანი, რომლებიც ნიშანდობლივია გარკვეული ჯგუფის ქანებისათვის. მათ, ამ ჯგუფებს, დედამიწის ქერქში თავისი ადგილი აქვთ ვერტიკალურ ჭრილშიც და ჰორიზონტალურადაც. ვინაიდან კონტინენტების გეოლოგიური აგებულება უკეთ არის შესწავლილი, ვიდრე ოკეანის ფსკერისა, გავეცნოთ დედამიწის ქერქის სტრუქტურას, პირველ რიგში, კონტინენტების ფარგლებში. გეოლოგიისა და გეოფიზიკის მონაცემების შეჯერებით გაირკვა, რომ კონტინენტების ზედაპირიდან სიღრმეში, ვიდრე „მოხომდე", გამოიყოფა 3 ფენა. ისინი ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან მათი ამგები ქანების ხასიათით:

1. დედამიწის ზედაპირის მნიშვნელოვანი ნაწილი (კონტინენტების 3/4-ზე მეტი) დაფარულია დანალექი საფარით, რომლის სისქე ძლიერ ცვალებადია - ძირითადად 0-დან 8-10კმ-მდე, ზოგ რეგიონში კი 20კმ და მეტიც. აქ უმთავრეს როლს ასრულებენ დანალექი ქანები (ქვიშები, ქვიშაქვები, თიხები, კირქვები და ა.შ.), რომელთა შედგენილობა ძირითადად გრანიტის შედგენილობას უახლოვდება.

დანალექი საფარის ქვეშ განლაგებულია დედამიწის ქერქის კონსოლიდირებული (გამტკიცებული) ნაწილი, რომელშიც ორი ფენა გაირჩევა:

2. უშუალოდ დანალექი საფარის ქვეშ განლაგებული გრანიტული ანუ, როგორც ზოგჯერ უწოდებენ, გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენა. მისი სისქეც ცვალებადია და 10-25კმ ფარგლებში მერყეობს, თუმცა არის რეგიონები, სადაც გრანიტული ფენის სისქე 40კმ-ს აღწევს. ის აგებულია ისეთი ქანებით, რომლებიც შედგენილობით და ფიზიკური თვისებებით გრანიტს უახლოვდებიან, კერძოდ, თავად გრანიტებით, გრანოდიორიტებით, გნეისებით, აგრეთვე კრისტალური ფიქლებით და სხვა მეტამორფიტებით. ზოგ რეგიონში გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენა ზედაპირზეა გაშიშვლებული და კვლევისათვის ხელმისაწვდომი.

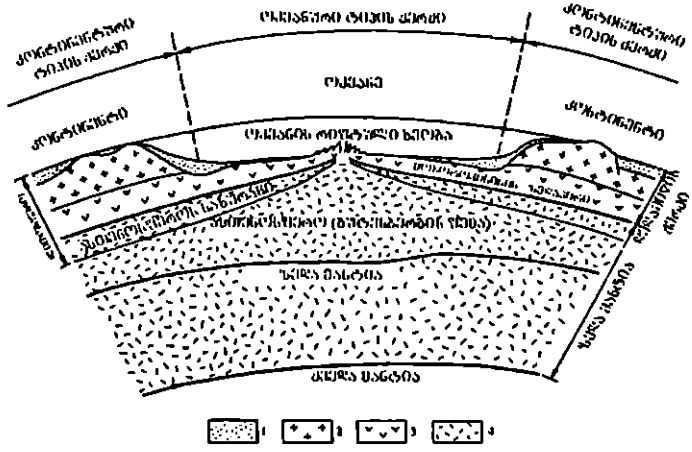
3. დედამიწის ქერქის სულ ქვედა ფენას შეადგენს ე.წ. ბაზალტური ფენა, რომელსაც ზოგჯერ გრანულიტურ-ბაზიტურ ფენასაც უწოდებენ. უშუალო დაკვირვებისათვის ეს ფენა მიუწვდომელია და მის შესახებ ინფორმაციას გეოლოგია მხოლოდ გეოფიზიკური კვლევის საშუალებით იღებს. სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარეები ამ ფენაშიც ისეთია, როგორიც ბაზალტში ან ძლიერ მეტამორფიზებულ ქანებში – გრანულიტებში.

დედამიწის ქერქის სამი ფენის საერთო (ჯამური) სისქე კონტინენტების ფარგლებში 35-75კმ-ია. სამივე მყარია, ქვიერი და ძირითადად, კრისტალური. ქვიერია დედამიწის ქერქის მესამე – ბაზალტური ფენისაგან მოხოროვიჩიჩის ზედაპირით გამოყოფილი მანტიის ის ნაწილიც, რომელიც ასთენოსფეროსა და ბაზალტურ ფენას შორის არის მოქცეული. ნივთიერება ამ ფენაშიც მყარია, კრისტალური და დედამიწის ქერქთან ერთად ის ჩვენი პლანეტის ქვიერი სამოსის – ლითოსფეროს – მეოთხე ფენას წარმოადგენს. ამავე დროს, დედამიწის ქერქის ზემოთ დახასიათებული სამი ფენისაგან ის არამარტო გეოფიზიკურად, არამედ სხვა მხრივაც განსხვავდება, პირველ რიგში – ქიმიური შედგენილობით. ზოგი მკვლევარი ვარაუდობს, რომ ლითოსფეროს მეოთხე ფენა აგებულია პერიდოტიტით, სხვათა შეხედულებით – ბაზალტებით, რომელთაც ჩვეულებრივი ბაზალტებისაგან ატომების უფრო მჭიდრო წყობა და მეტი სიმკვრივე გამოარჩევს. არანაკლებ მნიშვნელოვანი განსხვავება ისიცაა, რომ აქ აღარ ჩანს ის გეოფორმაციული მრავალფეროვნება, რაც დედამიწის ქერქისთვის არის დამახასიათებელი. ყოველ შემთხვევაში, გეოლოგების ხელთ ჯერჯერობით არ არსებობს არავითარი მასალა, რომელიც ამის თაობაზე მსჯელობის საფუძველს შექმნიდა.

ამრიგად, ლითოსფეროში ოთხი ფენა გამოიყოფა: სამი – მოხოროვიჩიჩის ზედაპირამდე, მეოთხე, ყველაზე ღრმა ფენა – „მოხოსა" და ასთენოსფეროს შორის (სურ 3). ოთხივე ფენა, როგორც ვთქვით, მყარია და დედამიწის ქვიერ გარსს შეადგენს, ამიტომ ეგებ (ყოველ შემთხვევაში, გეოლოგიური თვალსაზრისით) უფრო მართებულია ლითოსფერო" და დედამიწის ქერქი სინონიმებად მივიჩნიოთ. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ზოგი სხვა გარემოებაც მეტყველებს. მათ შესახებ ცოტა ქვემოთ გვექნება საუბარი.

ახლა გავეცნოთ დედამიწის ქერქის აგებულებას ოკეანური აუზების ფარგლებში. ცხადია, უშუალო გეოლოგიური დაკვირვებებისათვის ოკეანის ფსკერი ძნელად მისაწვდომია, მაგრამ გეოფიზიკა აქაც მოიპოვებს მდიდარ მასალას სეისმოლოგიური, გრავიტაციული და კვლევის სხვა მეთოდების გამოყენებით. 1968 წლიდან ამას დაემატა ამერიკის შეერთებულ შტატებში საგანგებოდ აღჭურვილი ხომა-

ლდის – „გლომარ ჩელენჯერის“, მოგვიანებით კი – ისევ ამერიკული ხომალდის – „ჭოიდეს რეზოლუშნის“ მიერ განხორციელებული ღრმა ოკეანური ბურღვის მასალები, ოკეანეების ფსკერის დრაგირება, სპეციალური წყალქვეშა აპარატებიდან დაკვირვება, აგრეთვე არაერთი გეოლოგიური ფაქტი და ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებები. გაირკვა, რომ ოკეანის ფსკერის უდიდესი ნაწილისათვის (ძირითადად, შუაოკეანური ქედების ღერძული ნაწილების გამოკლებით) ტიპურია დედამიწის ქერქის აგებულების ასეთი მოდელი:



სურ. 3. დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის აგებულების სქემა (ვ. გავრილოვის მიხედვით, 1986) 1 – დანალექი ფენა; 2 – გრანიტული (გრანიტულ-მეტამორფიტული) ფენა; 3 – ბაზალტური ფენა; 4 – ზედა მანტია

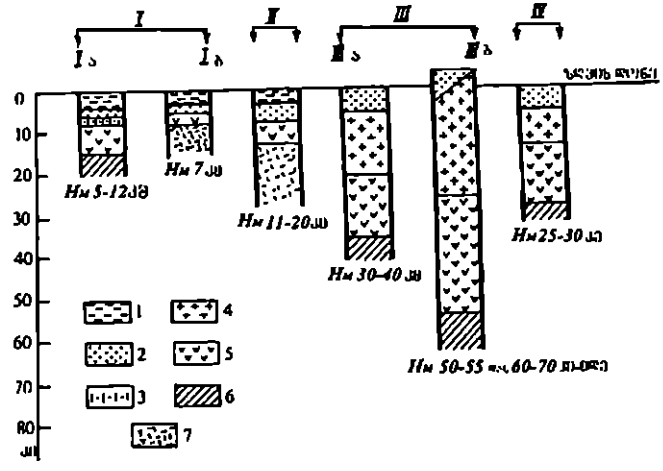
1. პირველი ფენა, კონტინენტების მსგავსად, აქაც დანალექი საფარით არის წარმოდგენილი, მაგრამ ეს არის არა დანალექი ქანების კომპლექსი, არამედ ფხვიერი, შეუცემენტებელი ზღვიური მასალა, რომლის სისქე რამდენიმე ასეული მეტრიდან 1კმ-მდეა, იშვიათად კი – რამდენადმე მეტი.

2. მეორე ფენა შედარებით უფრო სქელია (1კმ-დან 2კმ-მდე) და, როგორც ღრმა ოკეანური ბურღვის მასალები და გეოფიზიკური დაკვირვებები ცხადყოფენ, ის აგებულია ბაზალტური ლავებით. მათ გვერდით მცირე რაოდენობით არის წარმოდგენილი დანალექი ქანების შუაშრეებიც.

3. მესამე ფენა ბურღვისათვის ჯერჯერობით მიუწვდომელია და მის შესახებ მხოლოდ გეოფიზიკა გვაწვდის ცნობებს, ნაწილობრივ კი – დრაგირებით და წყალქვეშა აპარატებიდან დაკვირვებით მოპოვებული მასალა. როგორც ირკვევა, ოკეანური ქერქის მესამე ფენა ძირითადად აგებულია გაბროს ტიპის ფუძე ქანებით. მათ გვერდით ნაწილობრივ წარმოდგენილია ულტრაფუძე ქანებიც. როგორც მიწისძერის ტალღების სიჩქარეებზე დაკვირვება ნათელყოფს, მესამე ფენის სისქე 3,5-5კმ-ია. სიღრმეში მასაც მოხოროვიჩიჩის ზედაპირით გამოყოფილი მანტიის ზედა ფენა (ლითოსფეროს მე-4 ფენა) მოჰყვება, ხოლო კიდევ უფრო ღრმად ასთენოსფეროა განლაგებული.

ამრიგად, ოკეანის ფსკერის ფარგლებში დედამიწის ქერქი ბევრად უფრო მცირე სისქისაა (სამივე ფენის საერთო სისქე 5-7კმ-ია, მაქსიმალური – 12კმ-მდე), ვიდრე კონტინენტების ფარგლებში (35-75კმ). განსაკუთრებით ყურადსაღებია ის ფაქტი, რომ ოკეანის ფსკერის ფარგლებში არც ბურღვით და არც გეოფიზიკური დაკვირვებებით არ არის დაფიქსირებული კონტინენტური ქერქის სტრუქტურაში წარმოდგენილი საკმაოდ სქელი გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენა.

ამრიგად, სრული საფუძველი გვაქვს დედამიწის ქერქის საერთო სტრუქტურაში განვასხვავოთ ორი ტიპის ქერქი: კონტინენტური ქერქი და ოკეანური ქერქი. როგორც დავინახეთ, განსხვავება მათ შორის საკმაოდ მკაფიოა, მაგრამ საზღვრები, როგორც ირკვევა, მკვეთრი არ არის და მათ მიჯნაზე არსებობს გარდამავალი ბუნების, ორი განსხვავებული ტიპის ქერქი – ზოგ რეგიონში სუბოკეანური, ზოგში კი – სუბკონტინენტური. ოკეანური და კონტინენტური ქერქი დედამიწის ზედაპირის 80-85%-ს შეესატყვისება, დანარჩენი 15-20%, მცირე გამონაკლისის გარდა, გარდამავალი ტიპის ქერქის წილად მოდის.

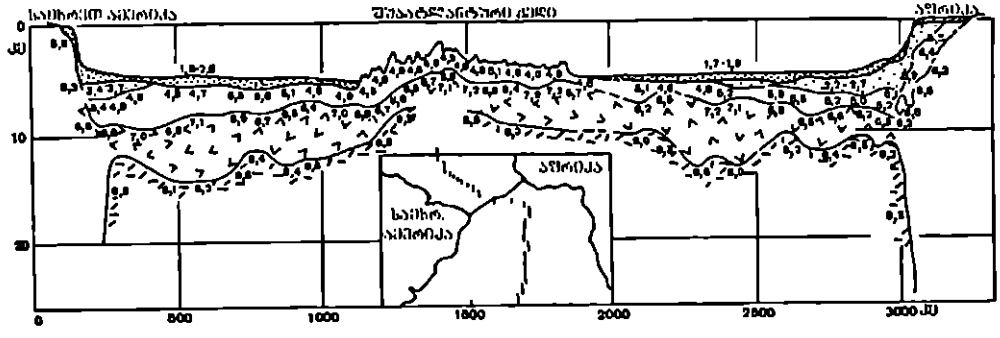


სურ. 4. დედამიწის ქერქის აგებულების (მაკროსტრუქტურის) სქემა (ა.იაკუშოვადან, 1978)
I – ოკეანური ქერქი ოკეანის ფსკერის (ა) და ღრმაობების (ბ) ფარგლებში; II – სუბოკეანური ქერქი;
III – კონტინენტური ქერქი კონტინენტური პლატფორმების (ა) და მაღალთმიანი მბარეების (ბ) ფარგლებში;
IV – სუბკონტინენტური ქერქი. 1 – წყალი; 2 – დანალექი ფენა; 3 – ოკეანური ქერქის მეორე ფენა; 4 – გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენა; 5 – ბაზალტური ფენა; 6 – მანტია (ლითოსფეროს მე-4 ფენა); 7 – ასთენოსფერო.

ერთ შემთხვევაში გარდამავალი ტიპის ქერქი, კერძოდ, სუბოკეანური, მხოლოდ ორი ფენისაგან შედგება: 1. შედარებით დიდი სისქის (4-10კმ, ზოგჯერ 15-20კმ) დანალექი ქანების ფენა; 2. ფენა, რომელშიც მიწისძვრის ტალღების გავრცელების სიჩქარე ისეთია, როგორიც ოკეანური ქერქის მე-3 ფენაში (6,0-6,4კმ/წმ). ე.ი. სუბოკეანური ქერქის სტრუქტურაში არ არის წარმოდგენილი არც გრანიტულ-მეტამორფიტული და არც ბაზალტური ლავებით აგებული ფენა (ოკეანური ქერქის მე-2 ფენა). ასეთია დედამიწის ქერქის სტრუქტურა ზოგი განაპირა ზღვისა (იაპონიის, ოხოტის, მექსიკის ყურის) და შიგაკონტინენტური აუზების (ხმელთაშუა ზღვის, კასპიის ზღვის სამხრეთი ქვაბურის) ფარგლებში.

მეორე შემთხვევაში გარდამავალი ტიპის ქერქი სტრუქტურით უფრო კონტინენტურ ქერქს უახლოვდება, რადგან აქ სახეზეა როგორც დანალექი ქანების, ისე გრანიტულ-მეტამორფიტული და ბაზალტური ფენები. ტიპური კონტინენტურისაგან სუბკონტინენტური ქერქი, პირველ რიგში, მცირე სისქით განსხვავდება. დანალექი საფარის ქვეშ აქაც გრანიტულ-მეტამორფიტული ფენაა განლაგებული, ოღონდ მცირე სისქისა – 5-8კმ-მდე. სიღრმეში ის თანდათანობით გადადის 10-15, ზოგჯერ – 20კმ-მდე სისქის ბაზალტურ ფენაში, რის გამოც, ფაქტობრივად, შეუძლებელია ამ ორ ფენას შორის მკაფიო საზღვრის დადგენა. მცირე სისქესთან ერთად, ესეც სუბკონტინენტური ქერქის ერთ-ერთი დამახასიათებელი ნიშანია. ასეთია დედამიწის ქერქის სტრუქტურა, მაგალითად, კუნძულთა რკალების (ალეუტის, კურილის, იაპონიის, ანტილის და სხვ.), აგრეთვე ზოგი განაპირა ზღვის ფარგლებში.

დასასრულ, სრულიად განსხვავებულია დედამიწის ქერქის აგებულება შუაოკეანური ქედების გასწვრივ, კერძოდ, მათ ღერძულ ნაწილებთან დაკავშირებულ ე.წ. რიფტულ ზონებში[1]. ეს არის 2კმ-მდე სიღრმისა და 10-45კმ სიგანის გრაბენები, რომლებიც შუაოკეანური ქედების ღერძულ ნაწილებშია განვითარებული. ტიპური ოკეანური ქერქიდან შუაოკეანური ქედების მიმართულებით თანდათან მცირდება ოკეანური ქერქის მესამე (ბაზალტური) ფენის სისქე და რიფტულ ზონებში, ხშირ შემთხვევაში, ის მთლიანად არის გამოსოლილი. ისე რომ, ოკეანური ქერქის ფენას, რომლის სისქე აქ 4-5კი-ია, სიღრმეში უშუალოდ მოჰყვება ფენა, რომელიც, სეისმური ტალღის სიჩქარის მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ (7,4-7,7კმ/წმ), ასთენოსფეროს უნდა შეესატყვისებოდეს (იხ. სურ.5). საყურადღებოა ისიც, რომ შუაოკეანური ქედების რიფტული ზონების ფსკერიდან მოპოვებული ნიმუშები ულტრაფუძე ქანების იმ ჯგუფს მიეკუთვნება, რომელიც, მეცნიერთა ვარაუდით, ასთენოსფეროსთვის უნდა იყოს ნიშანდობლივი. ასეთი ფენის სისქე რიფტულ ზონებში 20კმ-მდეა. უფრო ღრმად კი ზედა მანტიისათვის დამახასიათებელი სიჩქარეებია დაფიქსირებული (8,0-8,2კმ/წმ).

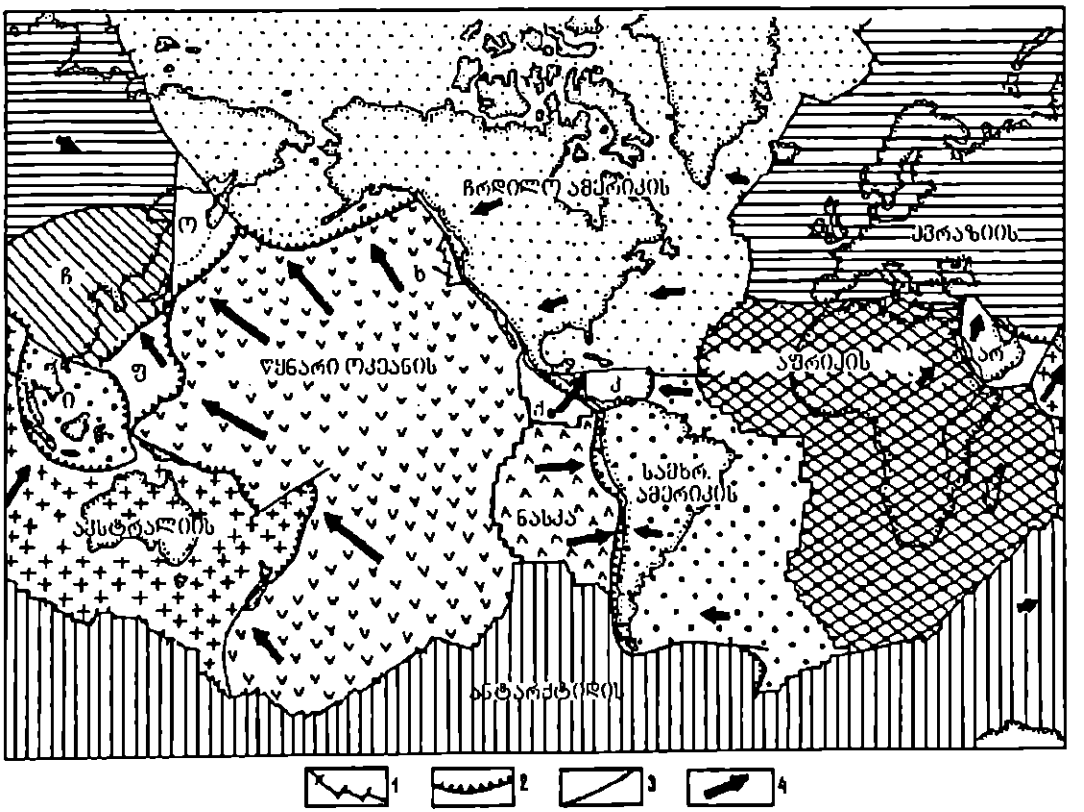


სურ. 5. მიწისძვრის ტალღების სიჩქარეების ცვალებადობა ატლანტური ოკეანის გადაკვეთაზე აფრიკისა და სამხრული ამერიკის კონტინენტებს შორის (ბ.დრეიკის, ჯ.ოუინგის და გ.სტოგარდის მიხედვით, 1965).

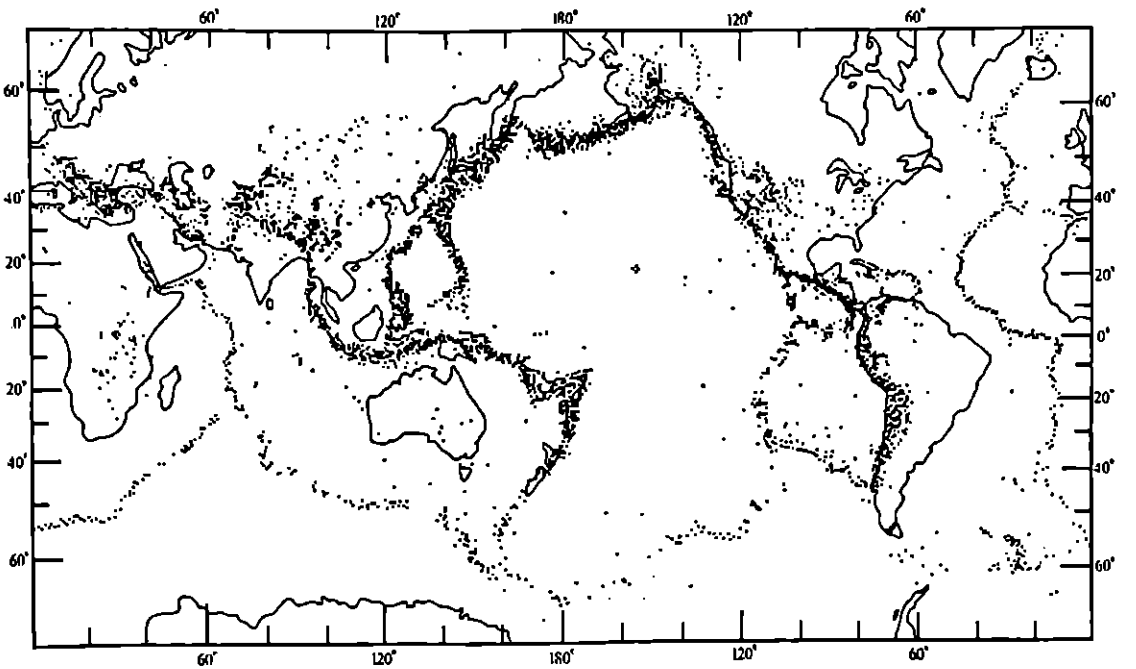
ამრიგად, ლითოსფეროს ორივე ფენის (დედამიწის ქერქი და „მოხოსა“ და ასთენოსფეროს შორის მოქცეული ზედა მანტიის ფენა) საერთო სისქე კონტინენტური მასივების ფარგლებში 100-300კმ-ია — ბევრად უფრო მეტი, ვიდრე ოკეანეებში (4-100კმ). ამავე დროს, ლითოსფერო ერთიანი ჯავშნის სახით როდი ეკვრის ირგვლივ დედამიწას. ის მოზაიკას მოგვაგონებს, რადგან რამდენიმე დიდ და მცირე ფ ი ლ ა ქ ნ ა დ არის დანაწევრებული. დიდი ლითოსფერული ფილაქანი შვიდია: ევრაზიის, ავსტრალიის, აფრიკის, წყნარი ოკეანის, ჩრდილო ამერიკის, სამხრული ამერიკისა და ანტარქტიდის. ამათ გარდა, არის რამდენიმე მცირე ფილაქანი — ჩინეთის, ინდოჩინეთის, ფილიპინების, არაბეთის, ქოქოსის, კარიბის, ნასკას, ოხოტის და სხვ. (სურ. 6).

საზღვრები ფილაქნებს შორის საკმაოდ მკაფიოა, რადგანაც ემთხვევა სეისმურად აქტიურ ზონებს. ესაა შუაოკეანური ქედების გასწვრივ არსებული რიფტული ზონები, წყნარი ოკეანის ირგვლივ რკალი, ხმელთაშუა ზღვის ზოლი, მცირე აზია, ჰიმალაები, ტიბეტი და ა.შ. (სურ. 7).

[1] რიფტი — rift — ინგლისური სიტყვაა და ნიშნავს ნაპრალს, რღვევას, ხეობას. გასული საუკუნის ბოლოს ჯ. გრეგორიმ რიფტული ხეობა უწოდა აღმოსავლური აფრიკის ტერიტორიაზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ დიდ მანძილზე გადაჭიმული, ნასხლეტებით შემოსაზღვრული გრაბენების ზოლს.



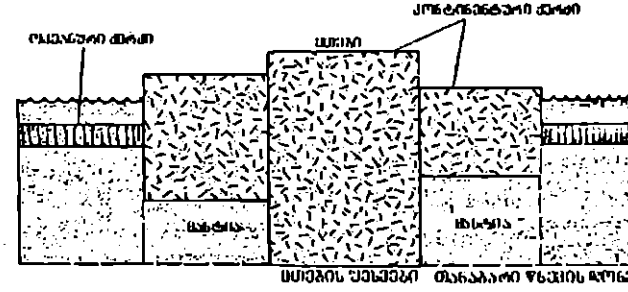
სურ. 6. ლითოსფერული ფილაქნები (ვ. ხაინისა და ვ. ლომიზის მიხედვით, 1995; რამდენადმე გამარტივებული).
1 – სპრედინგის ღერძული ზონები; 2 – სუბდუქციის ზონები; 3 – ტრანსფორმული რღვევები. მცირე ფილაქნები:
ხ – ხუან-დე-ფუკას; ქ – ქოქოსის; კ – კარიბის; ჩ – ჩინეთის; ი – ინდოჩინეთის; ო – ოხოტის;
ფ – ფილიპინების; არ – არაბეთის. ისრებით ნაჩვენებია ფილაქნების გადაადგილების მიმართულება.



სურ. 7. 1961-1967 წლებში მომხდარი მიწისძვრების ეპიცენტრების განაწილება დედამიწაზე აშშ-ის სანაპირო და გეოლოგიური სამსახურების მონაცემებით (მ.ბარა ზანგის და ჯ.დორმანის მიხედვით, 1969).

როგორც ზოგი გეოლოგიური ფაქტის და მათზე დაფუძნებული ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებების, ისე გეოფიზიკური დაკვირვებების (განსაკუთრებით სეისმოლოგიისა და გრავიმეტრიის მონაცემების) საფუძველზე მეცნიერები მიდიან იმ დასკვნამდე, რომ ასთენოსფერო მასზე მიმართულ უეცარ ძალებს (მაგ., მიწისძვრებს) უპასუხებს როგორც დრეკადი (მყარი) ნივთიერება, ხოლო ხანგრძლივად მოქმედი ძალების მიმართ ის ბლანტი (თხევადი) ნივთიერების თვისებებს ავლენს. დიდი სისქის კონტინენტური ფილაქნები ფესვებით ღრმად არის ჩაფლული ასთენოსფეროში, როგორც მოტივტივე მყარი სხეული სითხეში (სურ. 8).

ამრიგად, თუ გავითვალისწინებთ, რომ: ა) ლითოსფეროს ოთხივე ფენა ქანებით არის აგებული; ბ) ლითოსფერული ფილაქნების მოზაიკაში წარმოდგენილი თითოეული ფილაქნის აგებულებაში მონაწილეობს ოთხივე ფენა (და არა მხოლოდ დედამიწის ქერქის 3 ფენა); გ) კონტინენტური ფილაქნები ფესვებით არიან ჩაფლული ასთენოსფეროში და ტივტივებენ მასზე, როგორც ზემოთაც ვთქვით, უფრო მართებული იქნებოდა, გეოლოგიის თვალსაზრისით, ცნებები – ლითოსფერო და დედამიწის ქერქი – სინონიმებად მიგეჩნია.



სურ. 8. კონტინენტური მასივების დამოკიდებულება ქერქქვე შეთთან.

ლითოსფეროსა და ასთენოსფეროს ასეთი ურთიერთდამოკიდებულება, უეჭველია, მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ლითოსფეროში მიმდინარე ენდოგენურ (პირველ რიგში, ცხადია, ტექტონიკურ და მაგმატურ) პროცესებში. ასთენოსფერო წარმოადგენს ინტრუზიული და ეფუზიური მაგმატური აქტივობის წყაროს, ხოლო პლასტიური, ბლანტი ნივთიერებების გადაადგილება-დინება იწვევს მასში სხვადასხვა სიღრმეზე ჩაფლული ლითოსფერული ფილაქნების ჰორიზონტალურ მოძრაობას, ასთენოსფერული ფენის ზედაპირის დეფორმაცია კი – ფილაქნების ვერტიკალურ მოძრაობას – აზევებას სხვადასხვა ინტენსივობით, რასაც ზოგჯერ თან სდევს ქერქის გახლეჩვა. ამრიგად, ცხადი ხდება, რომ უშუალოდ ასთენოსფეროსთან მჭიდროდ არის დაკავშირებული ლითოსფეროში მიმდინარე ენდოგენური პროცესების მექანიზმი. ამიტომ გეოლოგები ლითოსფეროს და ასთენოსფეროს ერთი სახელით – ტ ე ქ ტ ო ნ ო ს ფ ე რ ო თ ი – აერთიანებენ.

დედამიწის ქერქის ბაჩენის ისტორია თანამედროვე კოსმოგონიური ჰიპოთეზების ფონზე

დედამიწა მზის სისტემის ერთ-ერთი წევრია და, ბუნებრივია, მისი წარმოშობისა და გეოლოგიური ევოლუციის საწყის ეტაპებზე ჩვენი წარმოდგენების ამოსავალ წერტილს განსაზღვრავს მთლიანად სისტემის გენეზისის შესახებ დღეისათვის მიღებული კოსმოგონიური[1] შეხედულებები. როდესაც საუბარს იწყებენ დედამიწის ქერქის წარმოშობისა და მისი შემდგომი ისტორიის, ე.ი. გეოლოგიური ევოლუციის

[1] კოსმოგონია (ბერძნული kosmogonia – სამყაროს წარმოშობა) – მეცნიერება სამყაროს წარმოშობის შესახებ, ასევე ჩვენი მზის სისტემის წარმოშობის შესახებაც.

ადრეულ ეტაპებზე, გეოლოგების წინაშე თავს იჩენს ხოლმე არაერთი პრობლემა. ამათგან ისტორიულ-გეოლოგიური თვალსაზრისით უმთავრესია ორი: ა) საიდან დავიწყოთ გეოლოგიური ისტორია? გეოლოგიურ ისტორიას, უექველად, წინ უძღოდა დრო, როდესაც ჩვენს პლანეტას ჯერ კიდევ არ გააჩნდა ქერქი, ე.ი. არ არსებობდა გეოლოგიის კვლევის უშუალო საგანი. აუცილებელია პასუხი გაეცეს კითხვას: როდის და რა პროცესების შედეგად გაჩნდა დედამიწის ქერქი? ბ) არანაკლებ მნიშვნელოვანია დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში ორი განსხვავებული – სიალური და ბაზალტური - ფენის ჩამოყალიბების პრობლემა: როდის და რა პროცესების შედეგად მოხდა პლანეტა დედამიწის პირველადი მასალის დიფერენციაცია და ნივთიერი შედგენილობით განსხვავებული ხსენებული ორი ფენის გაჩენა?

ჩვენს გალაქტიკაში 100 მილიარდი ვარსკვლავია, სამყაროში – 100 მილიარდი გალაქტიკა. დღევანდელი სამყაროს დასაბამს მეცნიერები უკავშირებენ ე.წ. „დიდ აფეთქებას“ – უჩვეულოდ მაღალი სიმკვრივის და ტემპერატურის მქონე ცეცხლოვანი სფეროს მძლავრ აფეთქებას, რამაც სივრცეში დიდ მანძილზე გაფანტა ენერგიის ნაკადი და ელემენტარული ნაწილაკები. ნაწილაკებმა კოლოსალური აჩქარება შეიძინეს. მაღალი ტემპერატურით გამოწვეული ძალიან დიდი ენერგიის გამო ისინი შეერთებას ვერ ახერხებდნენ. ერთი მილიონი წლის განმავლობაში ტემპერატურა თანდათან 4000^0-მდე შემცირდა და დაიწყო ელემენტარული ნაწილაკებისაგან ატომების წარმოქმნა.

თანამედროვე გალაქტიკებს შორის არსებული მანძილისა და იმ სიჩქარის მიხედვით, რომლითაც ისინი ახლაც შორდებიან ერთმანეთს (ისევ და ისევ „დიდი აფეთქების“ გამოძახილი გრძელდება), ასტროფიზიკოსებმა გამოიანგარიშეს, რომ „დიდი აფეთქებიდან“ 12-დან 20 მილიარდამდე წელია გასული. აფეთქებიდან 1-2 მილიარდი წლის შემდეგ წარმოიშვა გალაქტიკები, ბევრად უფრო გვიან კი, დაახლოებით 8 მილიარდი წლის შემდეგ, ჩვენი მზის სისტემა.

ამჟამად, კოსმოგონისტების დიდი ნაწილი მიიჩნევს, რომ მზის სისტემა წარმოიშვა ჩვენი გალაქტიკის ეკვატორულ სიბრტყეში არსებული მდორედ მოძრავი ნისლოვანების ევოლუციის შედეგად. ნისლოვანება შედგებოდა ერთგვაროვანი, არადიფერენცირებული, დისპერსიული, ცივი გაზისა და მტვრის ნაწილაკებისაგან; როგორც ვარაუდობენ, მისი ტემპერატურა -220^0C-ის ტოლი იყო. გაზები ძირითადად წარმოდგენილი იყო აქროლადი ნივთიერებებით (წყალბადი, ჰელიუმი, აზოტი, ჟანგბადი, წყლის ორთქლი, მეთანი, ნახშირბადი), ხოლო მტვრის მასა - სილიციუმის, მაგნიუმის, რკინის ჟანგების მიკრონის ზომის ნაწილაკებით.

ნისლოვანების შემდგომი ევოლუციის სქემას კოსმოგონისტების დიდი ნაწილი ასე წარმოიდგენს:

1. ძალიან დაბალი სიმკვრივის ($10^{-19} + 10^{-18}$გ/სმ^3) ნისლოვანება დასაწყისში წარმოადგენდა კოსმოსური მტვრისა და სხვადასხვა გაზების უზარმაზარ გროვას, რომლის მსგავსი დღესაც არაერთი არის დაფიქსირებული კოსმოსში ასტრონომების მიერ, თანაც ევოლუციის სხვადასხვა საფეხურზე მყოფი. ნივთიერების – გაზებისა და მტვრის ნაწილაკების – მოძრაობა ნისლოვანების მასაში ქაოსური (ტურბულენტური) იყო, ხოლო მთლიანად ნისლოვანება ძალიან ნელა, მდორედ ბრუნავდა და წონასწორობის მდგომარეობაში იმყოფებოდა.

2. დროთა განმავლობაში ნისლოვანების მასა თანდათან იზრდებოდა, მისი სიმკვრივე მატულობდა, რამაც ევოლუციის რაღაც სტადიაზე წონასწორობის დარღვევა გამოიწვია. თანდათანობით გადამწყვეტ ფაქტორად იქცა მიზიდულობის ძალა და ნისლოვანებამ მისივე გაზრდილი მასის მოქმედებით იწყო შეკუმშვა.

3. დაახლოებით 0,1-1 მილიონი წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა ამგვარი პროცესი, რასაც შედეგად მოჰყვა ნისლოვანების ცენტრში მისი პირველადი მასის დიდი ნაწილის (99%-მდე) თავმოყრა და ვარსკვლავების ნივთიერებებისათვის დამახასიათებელი სიმკვრივის მქონე შესქელების გაჩენა. ეს იყო ჩვენი მზის ევოლუციის პირველი სტადია. ამავე დროს, შესქელების მასაში მიმდინარეობდა ტემპერატურის თანდათანობითი მატება, ატომების სითბური მოძრაობის სულ უფრო და უფრო მეტი აჩქარება და ურთიერთშეჯახების პროცესში მათი შერწყმა. შესქელების წიაღში მიმდინარეობდა თერმობირთვული რეაქციები. წყალბადის გადასვლას ჰელიუმში თან სდევდა უზარმაზარი ენერგიის წარმოქმნა.

4. თერმობირთვულმა აფეთქებებმა პირველადი მზის ირგვლივ მზის სისტემის მოცულობის გაბრტყელებული დისკოს ფორმის პირველადი პლაზმის ღრუბელი წარმოქმნა. მისი სიმკვრივე იმდენად მცი-

რე იყო და თვით ნისლოვანება ამის გამო გრავიტაციულად იმდენად მდგრადი, რომ ის არ დანაწევრდა ცალკეულ შესქელებებად. ტურბულენტური მოძრაობა თანდათან ჩაქრა და ღრუბლის მასაში ნაწილაკებმა ლამინარულად იწყეს მოძრაობა. ეს მოხდა დაახლოებით 5 მილიარდი წლის წინ.

5. ასეთ პირობებში ღრუბლის მასაში არსებული მყარი ნაწილაკები სიმძიმის ძალის გავლენით თანდათან გამოცალკევდნენ გაზების მასისაგან და დაიწყეს დაგროვება დისკოს ეკვატორულ სიბრტყეში, სადაც მტვრის მკვრივი ფენა წარმოქმნეს. ფენის ტემპერატურა არათანაბარი იყო. ის დამოკიდებული იყო დისკოს რადიუსზე: რაც უფრო მეტი იყო მანძილი მზემდე, მით უფრო ნაკლები იყო ტემპერატურა მტვრის ფენაში. ასტრონომების ვარაუდით, მერკურის არეში ის 145^0K-მდე იყო, დედამიწის არეში – 84^0K, ხოლო იუპიტერისა – მხოლოდ 35^0K. მზის ქარიშხლებმა და სინათლის წნევამ ფენაში ნივთიერების ქიმიური შედგენილობის არაერთგვაროვნება განაპირობა – მზის სიახლოვიდან „განდევნილ“ იქნა მსუბუქი და აქროლადი ნივთიერებები, რის გამოც მზის სიახლოვეს წარმოიქმნა მათი დეფიციტი, მოშორებით კი, პირიქით, მათ ჭარბად მოიყარეს თავი და, ამრიგად, პერიფერიაზე შეიქმნა მძიმე ნივთიერებების – კერძოდ, რკინის - დეფიციტი.

6. მტვრის ფენაში, რომლის სიმკვრივე ახლა უკვე მეტი იყო, ნივთიერების ნაწილაკების მოძრაობა სულ უფრო და უფრო მოწესრიგებული ხდებოდა და წრიულს უახლოვდებოდა. ახალგაზრდა მზის ირგვლივ გაჩნდა მტვრისებრი ნაწილაკების კონდენსაციით წარმოქმნილი მყარი (მეტეორიტული) ნაწილაკებითა და გაზებით აგებული რგოლი, რომელიც ევოლუციის შემდგომ ეტაპზე ცალკე რგოლებად დაისახსრა. მოგვიანებით, სიმკვრივის ზრდისა და ბრუნვის სიჩქარის გაზრდის შედეგად, რგოლები დაწყდა და წარმოიშვა შესქელებები – მომავალი პლანეტების ჩანასახები. მზესთან ახლოს მყოფი პროტოპლანეტები ძირითადად შედგებოდნენ ძნელადლღვობადი ელემენტებისაგან, ხოლო პერიფერიულნი – მსუბუქი გაზებისა და აქროლადი ნივთიერებებისაგან. ეს იყო მნიშვნელოვანი ეტაპი მზის სისტემის ევოლუციაში – პროტოპლანეტების, დღევანდელი პლანეტების ჩანასახების წარმოშობა.

7. პროტოპლანეტების ევოლუციის შემდგომ ეტაპზე მიმდინარეობს მათი მასის ზრდა კოსმოსური ნივთიერების სხვადასხვა ზომის ნაწილაკებისა და სხვადასხვა სიდიდის კოსმოსური სხეულების – პლანეტიზიმალებისა[1] და მეტეორიტების – აკრეციის[2] გზით.

აკრეციის პროცესი დღესაც მიმდინარეობს. ზოგი მეცნიერის გამოანგარიშებით, ყოველწლიურად დედამიწაზე $2\div5\cdot10^6$ ტონა კოსმოსური ნივთიერება ეშვება მაგნიტური ბურთულაკებისა და წვრილდისპერსიული მასალის სახით.

8. პროტოპლანეტების წარმოშობა მნიშვნელოვანი მიჯნაა დედამიწის ევოლუციაში. ახლა ის უკვე კოსმოსური სხეულია – პლანეტა დედამიწა, თუმცა ამ დროს ჯერ კიდევ არ მოქმედებენ გეოლოგიური პროცესები. ამიტომ ჩვენი პლანეტის განვითარების ეს მონაკვეთი შეიძლება განვიხილოთ, როგორც გ ე ო ლ ო გ ი უ რ ი სწ ი ნ ა ს ტ ა დ ი ა. ამ დროს დედამიწა წარმოადგენდა ცივ სხეულს, რომლის მოცულობა და მასა მნიშვნელოვნად უფრო მცირე იყო, ვიდრე დღეს არის. მაგრამ ისევ და ისევ აკრეციის გზით, ის თანდათან იზრდებოდა.

9. ახალგაზრდა, „ცივი“ დედამიწა ამავე დროს თანდათან თბებოდა. სითბოს წყარო რამდენიმე იყო: მსხვილი კოსმოსური სხეულების (მეტეორიტების, პლანეტიზიმალების) დედამიწის ზედაპირზე დაცემისას გამოყოფილი სითბო, აგრეთვე, გრავიტაციული შეკუმშვის პროცესში და რადიაქტიური ელემენტების დაშლით გენერირებული სითბური ენერგია. ზოგი მკვლევარის ვარაუდით, დედამიწის ტემპერატურამ რამდენიმე ათას გრადუსს მიაღწია და ის მთლიანად გალღვა. კერძოდ, ასეთი აზრისაა რუსი მეცნიერი ვ. ფ ე ს ე ნ კ ო ვ ი. სხვებს მიაჩნიათ, რომ ტემპერატურამ მხოლოდ ისეთ დონეს მიაღწია, როცა შესაძლებელი იყო დედამიწის წიაღში ნივთიერების ნაწილობრივ გალღობა, ზედაპირი კი ცივდებოდა და იკუმშებოდა. ყოველ შემთხვევაში, დღეს ბევრი მეცნიერი თვლის, რომ თავდაპირველად „ცივი“, ჰომოგენური დედამიწა შემდეგში თანდათან გათბა.

---

[1] პლანეტიზიმალი – (ინგლ. planetisimal, planet – პლანეტა, infinitesimal – უსასრულოდ მცირე სიდიდე) – მცირე ნაწილაკები, რომლებიც წარმოადგენდა მასალას პლანეტების წარმოქმნისათვის.

[2] აკრეცია (ლათ. – accretio) – არაორგანული ნივთიერების მოცულობის ზრდა მის ზედაპირზე სხვადასხვა ზომის ახალ-ახალი ნაწილაკების თანდათანობითი დაგროვების გზით (შეკოწიწებით).

10. დედამიწის „გაცხელებამ“ შექმნა პირობები პლანეტის ამგები ნივთიერების დიფერენციაციისათვის, რამაც მის შიგნეთში მძიმე ელემენტების კონცენტრაცია, ხოლო პერიფერიულ ნაწილში მსუბუქი ელემენტების დაგროვება გამოიწვია. სწორედ დიფერენციაციის შედეგად გაჩნდა დედამიწის ორი უმთავრესი გეოსფერო – ბირთვი და მანტია. მეცნიერებს მიაჩნიათ, რომ დიფერენციაციის პროცესები ჩვენი პლანეტის წიაღში დღემდე არ დასრულებულა, თუმცა დასაწყისში ისინი ბევრად უფრო სწრაფად მიმდინარეობდნენ, ვიდრე ამჟამად.

დედამიწის ევოლუციის გეოლოგიურისწინა სტადია 4,5 მილიარდი წლის წინ დასრულდა და დაიწყო მისი გეოლოგიური ისტორია.

დედამიწის ქერქის ევოლუციის საწყისი ეტაპები

დედამიწის შემდგომი ევოლუციის საწყის ეტაპებზე მის ზედაპირზე და წიაღში მიმდინარე პროცესები, ცხადია, ძალზე რთული იყო და მათ შესახებ ჯერჯერობით მხოლოდ ვარაუდის გამოთქმა შეიძლება. ჩვენი პლანეტის ქერქის ფორმირება, როგორც ჩანს, დაახლოებით 4,5 მილიარდი წლის წინ დაიწყო. 4 მილიარდი წლის წინ მას უკვე მოსავდა პირველადი ქერქი. დედამიწის ზედაპირზე აღმოჩენილ უძველეს მეტამორფულ წარმონაქმნებს შორის ისეთი მეტამორფიტების არსებობა, რომელთა დედაქანებს ნამდვილი დანალექი ქანები წარმოადგენენ, ცხადყოფს, რომ ისინი (დედაქანები) წარმოქმნილი არიან წყლის გარემოში მყარი ქერქის დაშლის პროდუქტების დაგროვების შედეგად. რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დადგენილი მეტამორფიტების ასაკი 3,6-3,8 მილიარდი წელია. ამრიგად, უნდა ვიფიქროთ, რომ 4,5-3,6 მილიარდი წლის ინტერვალში მოხდა დედამიწის პირველადი ქერქის ფორმირება. პირველადი ქერქის უტყუარი ნაშთები გეოლოგებისათვის ჯერჯერობით უცნობია – დედამიწაზე ასეთი ძველი ხნოვანების ქანები დღემდე არსად არის ნაპოვნი, ისე რომ დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებს ჯერაც არ გააჩნიათ ერთნიშნა პასუხი კითხვებზე: როდის და რა პროცესების შედეგად ჩამოყალიბდა ჰომოგენური პლანეტის სხეულში მისი ძირითადი გეოსფეროები – ბირთვი, მანტია და ქერქი? როგორი იყო პირველადი ქერქი?

ზოგი მკვლევარი მიიჩნევს, რომ კოსმოსური ნივთიერების აკრეციის პროცესი, რომელმაც ჯერ პროტოპლანეტები წარმოქმნა, ხოლო შემდგომ ისინი საბოლოოდ ჩამოაყალიბა თანამედროვე პლანეტებად, იმთავითვე შერჩევით (ყოველ შემთხვევაში, დედამიწის შეკოწიწება მაინც) მიმდინარეობდა – ჯერ მოხდა უფრო მძიმე, მაღალი სიმკვრივის მქონე ნივთიერების აკრეცია და პლანეტის ცენტრალური ნაწილის – ბირთვის – ფორმირება, ხოლო შემდეგ ბირთვის გარშემო დაგროვდა უფრო ნაკლები სიმკვრივის ელემენტები, რომლებიც მანტიას ქმნიან.

მეცნიერთა დიდი ნაწილი სხვაგვარად წარმოიდგენს ჩვენი პლანეტის შინაგანი სტრუქტურის – მისი გეოსფეროების – ჩამოყალიბების პროცესს. ისინი უმნიშვნელოვანეს როლს აკუთვნებენ ნივთიერების გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესს, რომლის დროსაც არაერთგვაროვანი სიმკვრივის მქონე ნივთიერებების ნარევი განიცდის დიფერენციაციას სიმძიმის ძალის ზეგავლენით: უფრო მძიმე ნივთიერებები გადაადგილდება ქვევით, დედამიწის ცენტრისკენ, ხოლო ნაკლები სიმკვრივის, უფრო მსუბუქი ნივთიერებები – ზევით, პლანეტის ზედაპირთან ახლოს კონცენტრირდება. გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესი ახალგაზრდა, „ცივი“, ჰომოგენური დედამიწის სხეულში, როგორც ჩანს, ჯერ კიდევ მისი გეოლოგიურისწინა სტადიის ბოლოს დაიწყო. ამ დროს დედამიწა ზრდას ისევ აკრეციის გზით განაგრძობდა და, როგორც ვთქვით, თანდათან თბებოდა. სითბური ენერგიის წყარო რამდენიმე იყო და პლანეტის გათბობისათვის ყველა ერთნაირად მნიშვნელოვან როლს როდი ასრულებდა. დედამიწის ზედაპირის მეტეორიტებითა და პლანეტიზიმალებით ბომბარდირების შედეგად წარმოქმნილი სითბური ენერგიის მნიშვნელოვან ნაწილს ის კოსმოსში გასხივებით კარგავდა, ისევე როგორც გრავიტაციული შეკუმშვის პროცესებით გენერირებულ სითბოს. შეიძლება ითქვას, რომ ერთხანს ახალგაზრდა პლანეტის ტემპერატურა 1000^0-ს არ აღემატებოდა. იმ დროს დედამიწას უფრო თბილი ეთქმოდა, ვიდრე ცხელი. მეცნიერთა ვარაუდით, დედამიწის „გაცხელებისთვის“ გაცილებით მნიშვნელოვანი იყო მის სხეულში არსებული რადიაქტიური ელემენტების როლი. ასეთი ელე-

მენტების რაოდენობა ბევრად აღემატებოდა დღევანდელს. უფრო მეტიც, იმ დროს, დღეისათვის ცნობილი რადიაქტიური ელემენტების გარდა, არსებობდნენ ისეთებიც, რომელთაც მცირე ნახევარდაშლის პერიოდი ჰქონდათ და ჩვენამდე მოაღწიეს მხოლოდ მდგრადი იზოტოპების – მათი დაშლის საბოლოო პროდუქტების - სახით (კიურიუმი–248, პლუტონიუმი–244, ნეპტუნიუმი–237, ალუმინიუმი–26 და მრავალი სხვა). შესაბამისად, რადიაქტიური ელემენტების სპონტანური დაშლის პროცესში სითბური ენერგიის გენერაციის ტემპი რამდენჯერმე აღემატებოდა დღევანდელს. ამას ემატებოდა პლანეტის მყარ სხეულში იმ დროს მასთან უფრო ახლოს მყოფი მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული მოქცევა-უკუქცევის ხახუნით გენერირებული სითბოც და, როგორც ჩანს, ეს უკვე საკმარისი იყო იმისთვის, რომ დედამიწის ისტორიის პირველი 500 მილიონი წლის განმავლობაში მის შიგნეთში ტემპერატურას რკინის ლღობის ტემპერატურამდე მიეღწია. შედეგი კი ის იყო, რომ ჰომოგენური დედამიწის სხეულში გაფანტულმა რკინამ დაიწყო გალღობა და დიდი სიმკვრივის გამო, გრავიტაციული ძალების ზეგავლენით, თანდათან დედამიწის ცენტრისკენ გადაადგილდა. აქ ხდებოდა მისი დაგროვება-კონცენტრაცია და დედამიწის მკვრივი ბირთვის ჩამოყალიბება. ამავე დროს ამ პროცესის შედეგად გამოიყოფოდა გრავიტაციული ენერგია, რომელიც საკმარისი აღმოჩნდა იმისათვის, რომ მანტიაში ფრაქციული ლღობის[1] პროცესები განვითარებულიყო – ადვილად ლღობადი ფრაქცია, რომელიც კალიუმს, ურანს და ზოგიერთ სხვა რადიაქტიურ ელემენტს შეიცავდა, ზევით, პლანეტის პერიფერიისაკენ გადაადგილდებოდა, ქვედა მანტიაში კი რჩებოდა რადიაქტიური ნივთიერებებით გაღარიბებული ფენა. ზედა მანტიაში კონცენტრირებული რადიაქტიური ელემენტების დაშლით რეგენერირებულმა სითბომ გამოიწვია ნივთიერების გალღობა და, კიდევ უფრო ნაკლებად მკვრივი, ბაზალტური ნივთიერებით აგებული პირველადი ქერქის გამოღღობა. ამგვარად, დაახლოებით 4 მილიარდი წლის წინ დედამიწას გაუჩნდა მყარი კონტინენტური ქერქი, რომელიც, როგორც ვარაუდობენ, თავდაპირველად ბაზალტური შედგენილობისა იყო. მისი რელიქტები, შესაძლოა, შემორჩენილია დღევანდელი დედამიწის ქერქის ბაზალტურ ფენაში. მაგრამ ის უშუალო დაკვირვებისათვის, ფაქტიურად, მიუწვდომელია. ამიტომ ჯერჯერობით არ არსებობს რამდენადმე დამაჯერებლად დასაბუთებული მოსაზრება პირველადი ქერქის ბუნების თაობაზე: ა) იყო ის თავდაპირველად მთლიანად ბაზალტური და მხოლოდ მოგვიანებით, მისი ნგრევის ხარჯზე წარმოშობილი დანალექი ქანების დაძირვისა და ღრმა მეტამორფიზმის შედეგად თანდათანობით წარმოიქმნა გრანიტული (სიალური) ფენა? თუ ბ) პირველადი ქერქი იმთავითვე ჰეტეროგენული იყო და ორი – სიალური და სიმატური – ფენისგან შედგებოდა? ერთი კია, კიდევაც რომ დაუშვათ პირველადი სიალური ფენის არსებობა, ხანგრძლივი გეოლოგიური ისტორიის მანძილზე ის, უეჭველად, იმდენად ღრმა გარდაქმნას განიცდიდა, რომ პირვანდელი სახით ჩვენამდე ვერ მოაღწევდა. ყოველ შემთხვევაში, დღემდე პირველადი სიალური ფენის რელიქტები გეოლოგებისათვის ცნობილი არ არის.

დედამიწის პირველადი ქერქის გაჩენიდან იწყება პლანეტის გეოლოგიური ისტორია, რომლის დროსაც, დაახლოებით 4 მილიარდი წლის განმავლობაში, ის მნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდიდა. ზედაპირზე მას გამოფიტვის აგენტები ანგრევდნენ, შლიდნენ და დაშლის პროდუქტები სხვადასხვანაირი დანალექი ქანების სახით გროვდებოდნენ. ზედაპირზევე მათ ემატებოდა ვულკანური აქტივობის პროდუქტები – ლავები და ვულკანიტები. ამგვარად წარმოიქმნა თანამედროვე დედამიწის ქერქის ზედა – ვულკანოგენურ-დანალექი და დანალექი – ფენა, რომელსაც **სუპერკრუსტული**[2] შეიძლება ვუწოდოთ. ამავე დროს, ქერქს ნივთიერება ქვევიდან - ქერქქვეშეთიდანაც ემატებოდა სხვადასხვა ინტრუზიული სხეულების სახით. ქერქში შემოჭრილი მაგმა სხვადასხვა სიღრმეზე ცივდებოდა და ცვლიდა მის როგორც ნივთიერ, ასევე სტრუქტურულ აგებულებას. ასე ყალიბდებოდა **ინფრაკრუსტული ქანების**[3] კომპლექსი. ამ ორი კომპლექსის გარდა, დღევანდელი დედამიწის ქერქის აგებულებაში მნიშვნელოვანი ადგილი ეკუთვნის მეტამორფული ქანების კომპლექსს, რომელიც წარმოქმნილია

---

[1] ფრაქციული ლღობა (ან დიფერენციალური ლღობა) – ქანის ლღობის პროცესი, რომლის დროსაც თანმიმდევრობით ჯერ ადვილადლღობადი მინერალები ლღება, შემდეგ კი, თანდათანობით, სულ უფრო და უფრო ძნელადლღობადი კომპონენტები.

[2] სუპერ ... (ლათინ. super) – ზევიდან.

[3] ინფრა ... (ლათინ. infra) – ქვევიდან, ქვეშ.

პირველადი სუპერკრუსტული და ინფრაკრუსტული ქანების ღრმა სახეცვლის შედეგად, მაღალი ტემპერატურისა და დიდი წნევის ზეგავლენით.

ამგვარად, დედამიწის პირველადმა ქერქმა შემდგომი 4 მილიარდი წლის განმავლობაში ძალიან რთული პროცესების შედეგად საფუძვლიანად იცვალა სახე. დღევანდელი დედამიწის ქერქი მნიშვნელოვნად განსხვავდება პირვანდელისგან როგორც ნივთიერი შედგენილობით, ასევე სტრუქტურით. პირველადი ქერქის სისქე დროთა განმავლობაში თანდათან მატულობდა და ამჟამად დედამიწის მყარი სამოსი ბევრად უფრო სქელია, ვიდრე შორეულ გეოლოგიურ წარსულში იყო.

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდები

სტრატისფერო

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით, განსაკუთრებით საყურადღებოა სუპერკრუსტული წარმონაქმნები: ა) ჯერ ერთი, უშუალო გეოლოგიური დაკვირვებებისათვის სხვა გეოლოგიურ წარმონაქმნებზე უფრო საინტერესო სწორედ ისინი არიან, რამდენადაც სწორედ ისინი შეადგენენ დედამიწის ქერქის ჩვენი დაკვირვებებისათვის ხელმისაწვდომ სულ ზედა ნაწილს 15-20 კმ-ის სიღრმემდე. მართალია, ამავე ფენაში არის ინფრაკრუსტული და მეტამორფული კომპლექსებიც, მაგრამ მათი მნიშვნელობა ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის უშუალო ამოცანების გადასაჭრელად შეუდარებლად მცირეა. სპეციფიკური ბუნების გამო, რაც ამ კომპლექსების გენეზისის თავისებურებების შედეგია, მათი შესწავლა სხვაგვარ მეთოდებს მოითხოვს და მხოლოდ ამ მეთოდების პარალელურად არის შესაძლებელი ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდების გამოყენება; ბ) სუპერკრუსტული წარმონაქმნების ფორმირება მიმდინარეობდა თანდათანობით, სიმძიმის ძალის ზეგავლენით, ამიტომ ვერტიკალურ პრილში ყოველი მომდევნო შრე (შრეთა კომპლექსი) უფრო ძველ შრეზე (შრეთა კომპლექსზე) განლაგდებოდა და, ცხადია, სუპერკრუსტული წარმონაქმნების შრეებრივი სტრუქტურა, შრეების თანმიმდევრობა ასახავს გეოლოგიური წარსულის განმავლობაში იმ პროცესების თანმიმდევრობას, რომლებმაც ეს სუპერკრუსტული კომპლექსები წარმოშვეს. დღევანდელი დედამიწის ქერქის ფორმირების, მისი ხანგრძლივი ევოლუციის სრული სურათის აღდგენის, ამ ევოლუციის კანონზომიერებებში გარკვევისათვის ამ ფაქტს უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის უშუალო საგანს, მისი დაკვირვებების უშუალო ობიექტს დედამიწის ქერქის სწორედ ეს ნაწილი შეადგენს. ჩვენი პლანეტის მყარი სამოსის გარე ფენას, რომლის აგებულებაში უმთავრეს როლს სუპერკრუსტული წარმონაქმნები ასრულებენ, მისი შრეებრივი სტრუქტურის გამო სტრატისფეროს[1] უწოდებენ.

სტრატისფეროს ამგები შრეებრივი ქანები შეიცავენ უმდიდრეს ინფორმაციას არა მხოლოდ თვით სტრატისფეროს გეოლოგიური ისტორიის შესახებ. სტრატისფერო მთელი ჩვენი პლანეტის ნამდვილი მატიანეა. სტრატისფეროს ფორმირება, მისი განვითარება გეოლოგიური ისტორიის ყველა ეტაპზე მჭიდროდ, განუყოფლად იყო დაკავშირებული მთლიანად დედამიწის ქერქში, ქერქქვეშეთში, ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროში მიმდინარე პროცესებთან. ამასთან, გეოლოგიური ისტორიის მანძილზე იცვლებოდა არა მხოლოდ სტრატისფერო, არამედ ევოლუციას განიცდიდა უკლებლივ ყველა გეოსფერო და ამ ცვლილებათა კვალი, ფაქტიურად, მხოლოდ სტრატისფეროშია შემონახული. ატმოსფერო, ჰიდროსფერო, ქერქქვეშეთი ინფორმაციას გვაწვდიან მხოლოდ მათი დღევანდელი მდგომარეობის, მათში ამჟამად მიმდინარე პროცესების თაობაზე. მათი წარსულის შესახებ სტრატისფეროში შემონახული ინფორმაციის გაშიფრვა შესაძლებელია მხოლოდ ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდების გამოყენებით. სტრატისფეროშივეა დაცული ცოცხალი ბუნების განვითარების ხანგრძლივი და ურთულესი გზის ამსახველი მასალა არა მარტო ნამარხების – პალეონტოლოგიური მასალის – სახით. აქვე, გზადაგზა, შეგვიძლია აღვადგინოთ ის გარემო, რომელიც ქმნიდა ორგანული სამყაროს ევოლუციის ფონს.

აშრიგად, შეიძლება ითქვას, რომ დედამიწის ქერქი, სტრატისფეროს ამ სპეციფიკური ნიშან-თვისებების გამო, ჩვენი პლანეტის სრულიად გამორჩეული გარსია, გამორჩეული არა მარტო შედგენილობით, სტრუქტურით, ისტორიით, არამედ მისი კვლევის სპეციფიკური, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდებითაც.

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევა მიზნად ისახავს ორი უმნიშვნელოვანესი ამოცანის გადაჭრას: ა) მან პასუხი უნდა გასცეს კითხვას – რა ხდებოდა დედამიწის ქერქის ზედაპირზე და მის წიაღში გეოლოგიური ისტორიის სხვადასხვა ეტაპზე? სად რა პროცესები მიმდინარეობდა, რა მოვლენებს ჰქონდა ადგილი? ესე იგი, მან უნდა აღადგინოს გეოლოგიური წარსულის მოვლენები; ბ) ამავე დროს, აუცილებელია იმის გარკვევაც, თუ როდის მიმდინარეობდა ეს პროცესები.

[1] Stratum (ლათინ.) – ფენა, შრე, საფენი.

გეოლოგიური მოვლენების დათარიღება, მათი ასაკის დადგენა – ესაა ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეორე ამოცანა.

ამრიგად, ნათელია, რომ ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ამ ორი უმნიშვნელოვანესი ამოცანის გადაჭრის საქმეში მთავარ დასაყრდენს ქანების შესწავლა წარმოადგენს – უპირველესად იმ ქანებისა, რომლებიც სტრატისფეროს აგებულებაში მონაწილეობენ. ამიტომ სანამ ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდების გაცნობაზე გადავიდოდეთ, აუცილებელია ნათლად წარმოვიდგინოთ სტრატისფეროს სტრუქტურა, გავარკვიოთ, როგორია მისი ამგები მინერალური მასების ანუ ქანების სივრცობრივი განაწილების ისტორიულად ჩამოყალიბებული კანონზომიერებები.

სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურა

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის პროცესში მკვლევარს რეალურად საქმე აქვს ქანების სამ გენეტურ ჯგუფთან; ესენია: ა) დედამიწის ზედაპირზე წარმოშობილი სუპერკრუსტული (დანალექი და ვულკანოგენური) ქანები; ბ) ინფრაკრუსტული (ინტრუზიული) წარმონაქმნები – დედამიწის ქერქში სიღრმიდან შემოჭრილი მინერალური მასები და გ) მეტამორფული კომპლექსები, რომლებიც პირველადი ქანების (სუპერკრუსტულის და ინფრაკრუსტულის) სახეცვლის – მეტამორფიზმის - შედეგად არიან წარმოქმნილი. ვარაუდობენ, რომ არსებობს კიდევ ერთი ჯგუფი ქანებისა – პირველადი სიალური ქერქის წარმონაქმნები, მაგრამ ეს ჯერჯერობით მხოლოდ თეორიული მოსაზრებაა, პრაქტიკულად კი ამგვარ ქანებთან შეხება გეოლოგს არ უხდება.

ზემოთ უკვე ითქვა, რომ სუპერკრუსტული წარმონაქმნების თავისებურება მათი შრეებრივი სტრუქტურაა. როგორც ნორმული დანალექი ქანების, ისე ვულკანოგენური კომპლექსების დაგროვება სიმძიმის ძალის ზემოქმედებით მიმდინარეობს და მათი განლაგება სტრატისფეროში შრეებრივი ქანების სახით გამოხატავს ამ ქანების ქრონოლოგიურ (ასაკობრივ) თანმიმდევრობას და სათანადოდ - მათი წარმომშობი პროცესების ცვლას დროში: ნალექების ვერტიკალურ ჭრილში ქვედა შრე (თუ შრეთა კომპლექსი) ყველაზე ძველია, ხოლო ყოველი მომდევნო – უფრო ახალგაზრდა. ამ ფაქტს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს დედამიწის ქერქის ისტორიის შეცნობისათვის და ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდების სპეციფიკასაც ის განსაზღვრავს მნიშვნელოვანწილად.

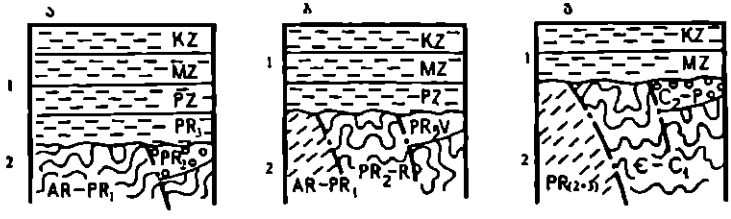
სუპერკრუსტული წარმონაქმნების ერთი ნაწილი დღემდე თითქმის უცვლელად არის შემონახული. ეს ქანები აუშლელად - ჰორიზონტულად ან თითქმის ჰორიზონტულად - არიან განლაგებული, ამასთან, მათ შენარჩუნებული აქვთ თავდაპირველი შედგენილობა. უფრო ხშირად კი სუპერკრუსტული ქანები აშლილი - დეფორმირებულია (დანაოჭებული) და სახეცვლილი, მეტამორფიზებული – სხვადასხვა ხარისხით: ზოგი ძალიან არის გარდაქმნილი, ზოგი – ნაკლებად. სტრატისფეროს სტრუქტურაში სუპერკრუსტული წარმონაქმნების ეს ორი განსხვავებული ჯგუფი სივრცობრივად მეტწილად კანონზომიერად არის განაწილებული: აუშლელ (ჰორიზონტულად განლაგებულ), შეუცვლელ შრეთა კომპლექსები, როგორც წესი, სტრატისფეროს ზედა ნაწილს შეადგენენ. ისინი ზეწარივით ფარავენ დანაოჭებული მეტამორფიზებული ქანების კომპლექსებს. ამრიგად, ეს უკანასკნელები უფრო ღრმად არიან მოქცეული სტრატისფეროს სტრუქტურაში და შეადგენენ კონტინენტური მასივების ფუნდამენტს – სუბსტრატს, რომელიც 2-3კმ-ის, ზოგჯერ კი 10-15კმ-ის სიღრმიდან იწყება (ასეთია ზეწრული კომპლექსების საერთო სისქე) და საშუალოდ 20კმ სიღრმემდე ვრცელდება. მაგრამ ზოგჯერ კონტინენტური მასივების გარკვეულ უბნებში, არაიშვიათად საკმაოდ დიდ ფართობზე, ზეწრული კომპლექსის ქანები საერთოდ არ არის განვითარებული და ფუნდამენტის ნაოჭა-მეტამორფიტული კომპლექსები უშუალოდ გამოდიან ზედაპირზე.

რაც შეეხება ინფრაკრუსტულ წარმონაქმნებს, ისინი გვხვდებიან როგორც ზეწრული კომპლექსის ნალექებში, ისე ფუნდამენტის ნაოჭა-მეტამორფიტულ კომპლექსებში შეჭრილი გამკვეთი ინტრუზიების ან თანხმობითი სხეულების (შრეძარღვების, სილლების) სახით. ამ სხეულების ამგები მინერალური მასები სტრატისფეროში სიღრმიდან აღწევენ შინაგანი, სიღრმული, ენდოგენური ძალების ზეგავლენით. ამ სხეულებს არ ახასიათებს არც შრეებრივობა და არც სიმძიმის ძალის მოქმედებით განპირობებუ-

ლი კანონზომიერი ქრონოლოგიური თანმიმდევრობა. ისე რომ, მათი შესწავლისას, ჩვეულებრივ, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდებს ვერ გამოვიყენებთ. მათი კვლევა სხვა, სპეციფიკური მეთოდებით ხორციელდება.

20ს-ის სიღრმიდან, პრაქტიკულად, ქრება შრეებრივობა და სტრატისფეროც მთავრდება; მას ცვლის ე.წ. მ ე ტ ა მ ო რ ფ ო ს ფ ე რ ო – დედამიწის ქერქის ზედა – სიალური ნაწილის მეორე ფენა (პირველი სტრატისფეროა), რომლის განსაკუთრებული, ნიშანდობლივი თვისება, მეტამორფიტების გადამწყვეტ როლთან ერთად, არის შრეებრივი სტრუქტურის გაქრობა. ამას გარდა, მეტამორფოსფერო მდებარეობს ისეთ სიღრმეზე, სადაც ადამიანს ქანებზე უშუალო დაკვირვებით ინფორმაციის მოპოვება ჯერჯერობით არ ძალუძს და მხოლოდ გეოფიზიკური კვლევითა და სტრატისფეროს შესწავლით მიღებული მასალის ექსტრაპოლაციით შეუძლია ვარაუდის გამოთქმა ამ გეოსფეროს ნივთიერი შედგენილობის, სტრუქტურისა და სხვა ფიზიკური თუ ქიმიური პარამეტრების თაობაზე.

ამრიგად, მკაფიოდ იკვეთება სტრატისფეროს ორიარუსიანი აგებულება კონტინენტური მასივების ფარგლებში (სურ.9): 1. ზედა - ზეწრული კომპლექსებით აგებული იარუსი, სადაც უმნიშვნელოვანეს როლს ჰორიზონტალურად განლაგებული შეუცვლელი ქანები ასრულებენ. აქ შეუდარებლად უფრო მცირეა ინფრაკრუსტული წარმონაქმნების ხვედრითი წილი; 2. ნაოჭა-მეტამორფიტული ფუნდამენტი, სადაც სუპერკრუსტული დანაოჭებული ნალექებისა და მეტამორფიტების გვერდით მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის ინფრაკრუსტულ წარმონაქმნებსაც – სხვადასხვა ასაკის ინტრუზიულ სხეულებს. ამავე დროს, სტრატისფეროს ორივე ფენას აქვს ერთი საერთო ნიშანი – შრეებრივობა, რაც მათი სტრატისფეროს სახელწოდებით ერთიან გეოსფეროდ გამოყოფის ერთ-ერთი ძირითადი საფუძველია.



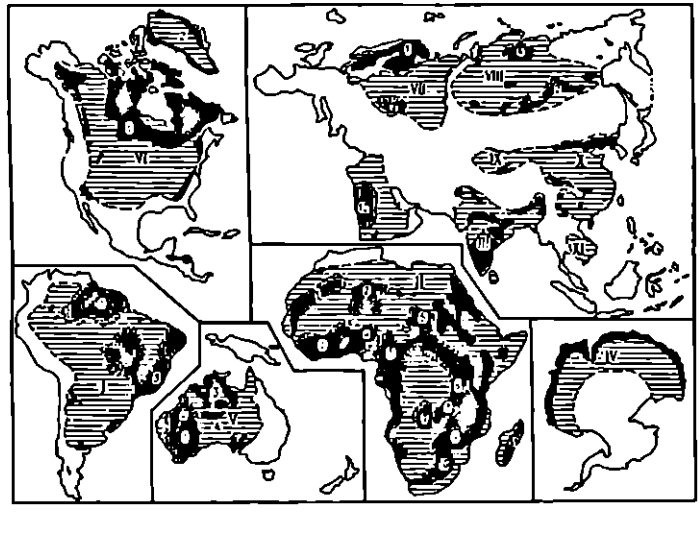
სურ. 9. კონტინენტური მასივების ორიარუსიანი აგებულების სქემა
1. ჰორიზონტალურად განლაგებული, შეუცვლელი ქანებით აგებული ზეწრული კომპლექსი – ზედა იარუსი
2. ნაოჭა-მეტამორფიტული კომპლექსი – ქვედა იარუსი (სუბსტრატი ანუ ფუნდამენტი)

დედამიწის ქერქის ვერტიკალურ პრიალში ზეწრული იარუსის ნალექების მაღალი მდებარეობა და მათი განლაგება ფუნდამენტის (სუბსტრატის) ნაოჭა-მეტამორფიტული იარუსის ქანებზე იმის უდავო მაჩვენებელია, რომ ეს ნალექები უფრო ახალგაზრდა წარმონაქმნებია, ვიდრე ფუნდამენტის ამგები კომპლექსები. როგორც ირკვევა, ზეწრულ კომპლექსებში უძველესი ქანები გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისს მიეკუთვნებიან (დაახლოებით 1500მლნ წელი), ხოლო სუბსტრატის კომპლექსები უფრო ძველია და მათი ასაკობრივი დიაპაზონი მოიცავს არქეოზოულსა და ადრე- და შუაპროტეროზოულს.

სუბსტრატის ამგებ წარმონაქმნებს ძალიან ფართო გავრცელება აქვთ. ისინი უკავშირდებიან თანამედროვე კონტინენტების უძველეს ნაწილებს და შეადგენენ კონტინენტური მასივების უძველეს ბირთვებს. ცხადია, სივრცობრივად მათთან არის დაკავშირებული ზეწრული კომპლექსებიც - ჰორიზონტალურად განლაგებული გვიანპროტეროზოული, პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური ნალექები, თუმცა მათი გავრცელების ტერიტორია შედარებით უფრო მცირეა, ვიდრე სუბსტრატის ამგები ქანებისა. ზეწრული კომპლექსების გავრცელება წყვეტილია – ზოგჯერ საკმაოდ დიდ ტერიტორიაზე სტრატისფეროს ზედა იარუსის ქანები წარმოდგენილი არ არის და ზედაპირზე უშუალოდ ჩანს ქვედა

იარუსის გვიანპროტეროზოულამდელი ნაოჭა-მეტამორფიტული კომპლექსები. თანამედროვე კონტინენტების იმ ნაწილებს, რომლებისთვისაც ნიშანდობლივია ნაოჭა-მეტამორფიტული კომპლექსებით აგებული უძველესი (გვიანპროტეროზოულამდელი) სუბსტრატი, იზომეტრიული ფორმა და მეტწილად (მაგრამ არა ყოველთვის) ვაკე რელიეფი ახასიათებს. ეს, უმთავრესად, დიდ ფართობზე ჰორიზონტულად განლაგებული ნალექების არსებობით აიხსნება. ამგვარი უძველესი ბირთვი თანამედროვე კონტინენტების სტრუქტურაში ერთი ან რამდენიმეა დადგენილი. მათ კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ე ბ ს [1] უწოდებენ. როგორც უკვე ითქვა, ფუნდამენტის უძველესი ნაოჭა-მეტამორფიტული კომპლექსები, რომლებიც კონტინენტური პლატფორმის სუბსტრატს, ანუ ქვედა სტრუქტურულ იარუსს შეადგენენ, ხშირად ვრცელ ტერიტორიაზე გადაფარული არიან ზეწრული იარუსის დაუნაოჭებელი ქანებით[2]. კონტინენტური პლატფორმის ასეთ ნაწილს ბ ა ქ ა ნ ი ეწოდება. სწორედ ბაქნებისათვის არის ნიშანდობლივი ორიარუსიანი აგებულება. მაგრამ არაიშვიათად საკმაოდ დიდ ფართობზე ზედა იარუსის ზეწრული კომპლექსი არ არის წარმოდგენილი და სუბსტრატის ქანები უშუალოდ ზედაპირზეა გაშიშვლებული. კონტინენტური პლატფორმების ამგვარ ამაღლებულ უბნებს, რომლებიც ხშირ შემთხვევაში, ბაქნებისაგან განსხვავებით, მთაგორიანი რელიეფით ხასიათდება, ფ ა რ ე ბ ს უწოდებენ[3], თუ მათი ტერიტორია დიდია, ხოლო ზეწრული კომპლექსის ფარგლებში ამოზიდულ და გაშიშვლებულ ფუნდამენტის ქანების შედარებით მცირე შვერილებს – მ ა ს ი ვ ე ბ ს .

კონტინენტური პლატფორმები შეადგენენ თანამედროვე კონტინენტების ერთ-ერთ ძირითად სტრუქტურულ ელემენტს. მათი რიცხვი თერთმეტია (სურ.10) – ხუთი მათგანი სამხრეთის კონტინენტებს უკავშირდება, ექვსი – ჩრდილო ნახევარსფეროს კონტინენტებს.



სურ. 10. კონტინენტური პლატფორმები (ჰორიზონტულად დაშტრიხული), ფარები და მასივები (დამატებითი ვერტიკალური შტრიხები). შავად აღნიშნულია კატარქეულის და არქეოზოულის გამოსავლები (ა.შონინის მიხედვით, 1978). კონტინენტური პლატფორმების და ფარების ნუმერაცია ტექსტშია განმარტებული (იხ.გვ. 29).

[1] პლატფორმა – (plate ფრანგ. – ბრტყელი, la forme – ფორმა).

[2] ამ უკანასკნელთ სხვაგვარად ეპიპლატფორმულ ნალექებსაც უწოდებენ (epis ბერძ. – ზედ).

[3] თავდაპირველად უძველეს კონტინენტურ ერთეულებს ავსტრიელმა გეოლოგმა ე . ზ ი უ ს მ ა მიაქცია ყურადღება და მათ კონტინენტური ფარები უწოდა. მაგრამ რაკი ფარი, გეოლოგიურ მეცნიერებაში დამკვიდრებული ტრადიციით, ეწოდება ძველი კონტინენტური მასივის ფუნდამენტის ამაღლებულ და გაშიშვლებულ ნაწილსაც, გაუგებრობის თავიდან ასაცილებლად, უმჯობესია მთლიანად ძველ მასივს ეწოდოს კონტინენტური პლატფორმა, ხოლო სუბსტრატის ამაღლებულ, დიდ ტერიტორიაზე გაშიშვლებულ უბანს – ფარი. კონტინენტურ პლატფორმებს ზოგჯერ კ რ ა ტ ო ნ ე ბ ს ა ც უწოდებენ.

სამხრული კონტინენტების ფარგლებში შემდეგი კონტინენტური პლატფორმები და ფარები მდებარეობს:

I – სამხრული ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა (ფარები – 1. გვიანის; 2. ცენტრალური ბრაზილიის; 3. აღმოსავლური ბრაზილიის);

II – აფრიკა-არაბეთის კონტინენტური პლატფორმა (ფარები – 1. რეგიბატის; 2. ხოგარის; 3. ებიურნეის; 4. დაგომეია-ნიგერიის; 5. ცენტრალური აფრიკის; 6. ტანგანიკის; 7. კასაის; 8. ბანგეეულუს; 9. ზიმბაბვეს; 10. კააპსვაალის; 11. მადაგასკარის; 12. ნუბია-არაბეთის);

III – ინდოსტანის კონტინენტური პლატფორმა;

IV – ანტარქტიდის (ან აღმოსაელური ანტარქტიდის);

V – ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმა (ფარები – 1. იილგარნის; 2. პილბარას; 3. გოულერის; 4. არანტა-მასგრეივის).

ჩრდილო კონტინენტების ფარგლებშია:

VI – ჩრდილო ამერიკის (ფარები – 1. კანადის; 2. გრენლანდიის);

VII – აღმოსავლური ევროპის (ფარები – 1. ბალტიური; 2. უკრაინის);

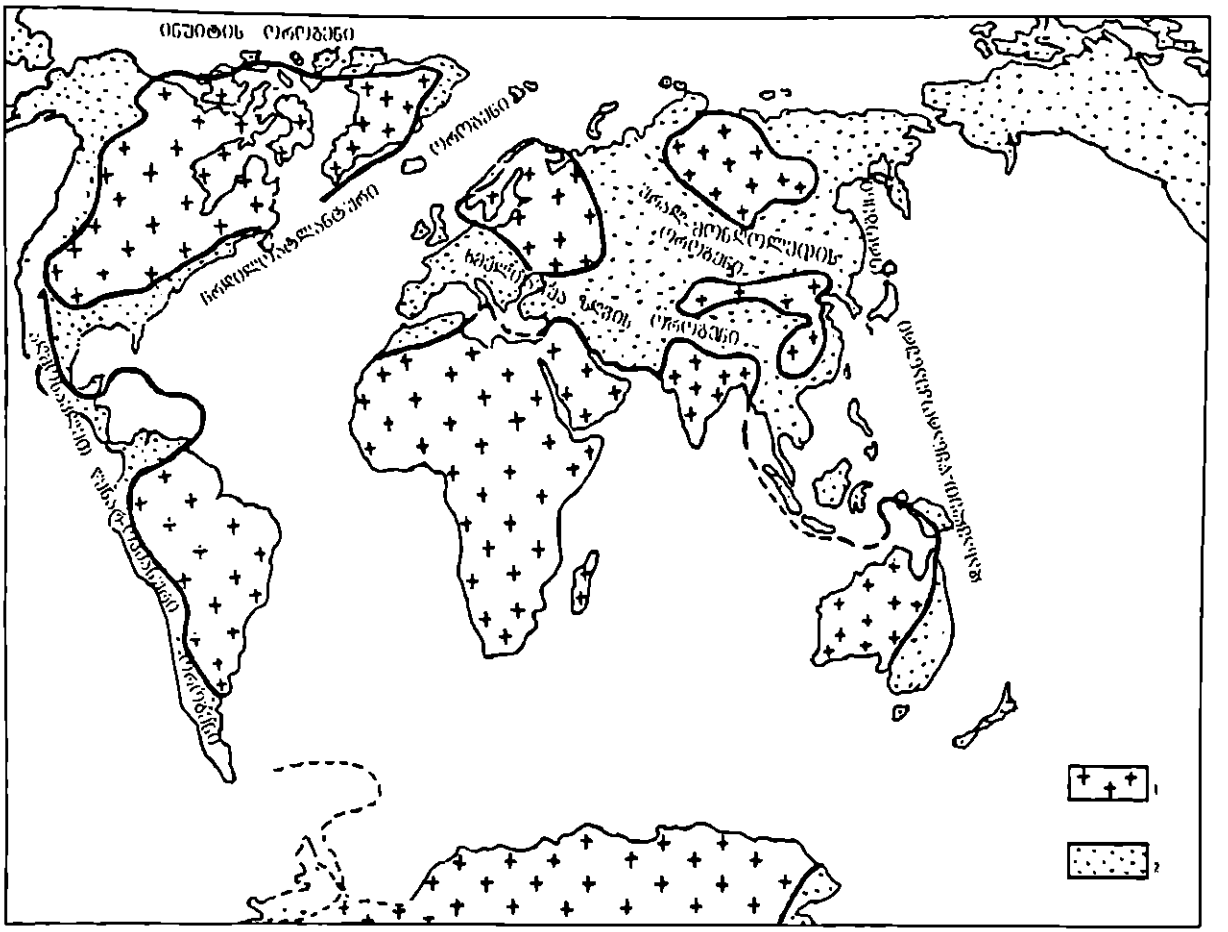
VIII – აღმოსაელური ციმბირის (ფარები – 1. ანაბარის; 2. ალდანის);

IX – ტარიმის (ტიან-შანის და კუენლუნის ქედებს შორის);

X – ჩრდილო ჩინეთის (ან ჩინეთ-კორეის);

XI - სამხრული ჩინეთის (ან ჩინეთ-ვიეტნამის).

კონტინენტური პლატფორმები, როგორც ვთქვით, თანამედროვე კონტინენტების სტრუქტურის უმნიშვნელოვანეს ელემენტებს წარმოადგენენ. მაგრამ, როგორც სურ. 10-ზეც კარგად ჩანს, კონტინენტური პლატფორმების ფარგლებს გარეთ რჩება კონტინენტების საკმაოდ ვრცელი ტერიტორიები, ბუნებრივია, მათი განსხვავებული ბუნების წყალობით. სურ.10-ზე ამგვარი ოლქები დაშტრიხვის გარეშე არის დატოვებული. აქ პირველ რიგში ყურადღებას იპყრობს მათი მოხაზულობა, კერძოდ, კონტინენტური პლატფორმების იზომეტრიული კონფიგურაციის ნაცვლად აქ საქმე გვაქვს წაგრძელებულ ზოლებთან. ისინი ზოგ პლატფორმას თითქმის ყოველმხრივ გარს ერტყმიან (კანადის, აღმოსავლური ევროპის, აღმოსავლური ციმბირის), ზოგ შემთხვევაში პლატფორმის მხოლოდ ერთ მხარეზეა გადაჭიმული (მაგ., ავსტრალიის პლატფორმის აღმოსავლური კიდის გასწვრივ, სამხრული ამერიკის პლატფორმის დასავლურ ნაწილში, ხოლო აფრიკა-არაბეთის პლატფორმას ასეთი ოლქი ჩრდილოეთიდან ეკვრის); ზოგი კი ერთმანეთისგან მიჯნავს ორ კონტინენტურ პლატფორმას (აღმოსავლური ევროპის და აღმოსავლური ციმბირის; აღმოსავლური ციმბირის და ჩინეთ-კორეის; ჩინეთ-კორეისა და ჩინეთ-ვიეტნამის). ხსენებული ზოლები კონტინენტური პლატფორმებისაგან მხოლოდ კონფიგურაციით როდი განსხვავდებიან. სხვაგვარია მათი მორფოლოგიაც. კონტინენტური პლატფორმების მოვაკებული (ბაქნების ფარგლებში) ან მთაგორიანი (ფარების ტერიტორიაზე) რელიეფისაგან განსხვავებით, ეს ოლქები ნამდვილ მთათა სისტემებს წარმოადგენენ არა მხოლოდ გეოლოგიური გაგებით, არამედ მორფოლოგიურადაც, ამასთან, მთათა სიმაღლე მით უფრო მეტია, რაც უფრო ახალგაზრდანი არიან ისინი. განსხვავებულია კონტინენტების ამგვარ სარტყლებში განვითარებული წარმონაქმნების სტრუქტურული ნიშანთვისებები, ასაკი, გეოლოგიური ისტორია. მართალია, ყველგან აქ, კონტინენტური პლატფორმების ფუნდამენტის (ქვედა იარუსის) მსგავსად, დანაოჭებული კომპლექსები გვაქვს, მაგრამ, იშვიათი გამონაკლისის გარდა, არ აღინიშნება ზედა პროტეროზოულზე ძველი წარმონაქმნები. ბუნებრივია, მათი დანაოჭების პროცესებიც გვიანპროტეროზოულია ან უფრო გვიანდელი. აქ განვითარებული კომპლექსები, როგორც ვხედავთ, სინქრონულია ეპიპლატფორმული ნალექებისა – ძირითადად პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური. მაგრამ ამავე დროს, მნიშვნელოვანია ნალექების ამ ორ ჯგუფს შორის არსებული განსხვავება: ჯერ ერთი, ეპიპლატფორმული ნალექები აუშლელია, დაუნაოჭებელი, ხოლო სინქრონული ნალექები კონტინენტური პლატფორმების ფარგლებს გარეთ დანაოჭებულია, ხშირად საკმაოდ ინტენსიურადაც; მეორე, დანაოჭების გარდა, მათთვის ნიშანდობლივია მეტამორფიტების მნიშვნელოვანი როლი ნორმული სუპერკრუსტული ნალექების გვერდით, თუმცაღა აქ მეტამორფიზმი ისეთი საყოველთაო არ არის, როგორც პლატფორმების პირველი იარუსის წარმონაქმნებში. დასასრულ, აღსანიშნავია სინქრონული ეპიპლატფორმული ნალექებისაგან განმასხვავებელი კიდევ ერთი ნიშანი: ინფრაკრუსტული მინერალური მასების – სხვადასხვაგვარი ფორმისა და შედგენილობის ინტრუზიული სხეულების საკმაოდ დიდი ხვედრითი წილი.



სურ. II. ოროგენული (მოძრავი) სარტყლები
1- კონტინენტური პლატფორმები; 2 – ოროგენული სარტყელები.

ამრიგად, საესებით ნათელია, რომ თანამედროვე კონტინენტების ეს ნაწილები თავისი ბუნებით, გეოლოგიური ისტორიით, სტრუქტურულად, ასევე მორფოლოგიურადაც, კონტინენტური პლატფორმებისაგან განსხვავებულ ერთეულებს წარმოადგენენ. რაკი ამ ერთეულების ყველაზე ნიშანდობლივი თვისებაა დანაოჭება, მათ ნაოჭა ოლქები უწოდეს. ზოგჯერ მათ ახალგაზრდა პლატფორმებს ან კვაზიპლატფორმებსაც [1] უწოდებენ. ამის საფუძველს წარმოადგენს ნაოჭა ოლქების საკმაოდ ძლიერი, ინტენსიური დანაოჭების პროცესებით ჩამოყალიბებულ სტრუქტურულ იარუსზე განლაგებული დაუნაოჭებელი სუპერკრუსტული კომპლექსების ანუ მეორე იარუსის არსებობა, თუმცა ბევრად უფრო შეზღუდული მასშტაბით – მხოლოდ მცირე ფართობის „ლაქების“ სახით.

ამრიგად, როგორც კონტინენტური პლატფორმების ქვედა სტრუქტურული იარუსის (სუბსტრატის), ისე ნაოჭა ოლქების ფარგლებში დანაოჭება საყოველთაოა და მეტწილად – ინტენსიური. ამასთან, დანაოჭებულია როგორც ნორმული სუპერკრუსტული, ისე სხვადასხვა ხარისხით მეტამორფიზებული წარმონაქმნები. დანაოჭებული კომპლექსები, ამავე დროს, ძალიან სქელია, ბევრად უფრო მძლავრი, ვიდრე სინქრონული ეპიპლატფორმული ნალექები. მათი დიდი სისქე მით უფრო თვალში საცემია, რადგანაც ისინი ბევრად აღემატება არა მარტო თანამედროვე ოკეანეების საშუალო სიღრმის მაჩვენებლებს, არამედ თვით ცნობილ ოკეანურ ღრმაობებში გაზომილ სიღრმეებსაც. ბუნებრივია, ასეთი უჩვეულოდ დიდი სისქის ნალექების დაგროვების ფაქტს აუზების ამოვსებით ვერ ავხსნით. რჩება ერთადერთი გზა – უნდა დავუშვათ, რომ გეოლოგიურ წარსულში არსებობდა დედამიწის ქერქის ისეთი უბნები, იმგვარი აუზები, რომელთა ფსკერიც ნალექების დაგროვების კვალად, ხანგრძლივი დროის განმავლობაში, ინტენსიურ დაძირვას განიცდიდა, ხოლო შემდგომ დაძირვის პროცესებს აღმავალი მოძრაობები ცვლიდა და დაგროვილი დიდი სისქის ნალექების დანაოჭება-აზევება და მთებად ჩამოყალიბება მიმდინარეობდა. დედამიწის ქერქის ამგვარ ლაბილურ სტრუქტურებს გეოლოგები გეოსინკლინს [2] უწოდებენ.

უკვე ეს ორი ნიშანი: ა) გეოსინკლინური აუზის ფსკერის დაძირვის ხანგრძლივი პროცესი და დიდი სისქის ნალექების დაგროვება და ბ) შემდგომ მისი დანაოჭება-აზევება და მთათა წარმოშობა, ნათელჰყოფს, რომ გეოსინკლინები, კონტინენტური პლატფორმებისაგან განსხვავებით, დედამიწის ქერქის ლაბილური (მობილური, მოძრავი) სტრუქტურებია. სწორედ მათი ლაბილურობა განსაზღვრავს იმ ძირითად ნიშანთვისებებს, რომელთა მიხედვითაც შეიძლება გეოლოგიურ წარსულში არსებული გეოსინკლინების გამოცნობა:

1. პირველი უმნიშვნელოვანესი ნიშანია ნალექების დიდი სისქე – 10-15კმ და არაიშვიათად უფრო მეტიც – 20-25კმ, განსაკუთრებით ისეთ გეოსინკლინებში, რომლებშიც დაძირვითი მოძრაობები ხანგრძლივი დროის განმავლობაში მიმდინარეობდა.

2. ნიშანდობლივია ქანების ინტენსიური მეტამორფიზმი, რაც ნორმული დანალექი, ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების, მათთან დაკავშირებული ლავური განფენების დიდ სიღრმეებში დაძირვის შედეგად მიმდინარეობს მაღალი ტემპერატურის, დიდი წნევისა და სიღრმიდან შემოღწეული სხვადასხვაგვარი ნივთიერებების (გაზების, ცხელი ხსნარების) ზემოქმედებით. გეოსინკლინებში მიმდინარეობს

---

[1] კვაზიპლატფორმა – თითქმის პლატფორმა (quasi - ლათ. – თითქმის ..., ვითომ ..., ცრუ ...).

[2] გეოსინკლინი – (ბერძ. ge – დედამიწა; synkliniai – ორი მეზობელი მთის ერთმანეთისკენ დაქანებული ფერდობები). დედამიწის ქერქის ამგვარ სტრუქტურებს მათი სინკლინური ფორმისა (ციწრო, წაგრძელებული როფები) და პლანეტარული მასშტაბების გათვალისწინებით უწოდეს გეოსინკლინი. ამ თავისებურ სტრუქტურებს პირველად ამერიკელმა ჯ. ჰოლმა მიაქცია ყურადღება თითქმის საუკუნენახევრის წინ, როდესაც ის აპალაჩების გეოლოგიურ აგებულებას შეისწავლიდა. სწორედ მას ეკუთვნის პირველი დასაბუთება თეორიისა, რომლის თანახმადაც მთების წარმოშობა (დანაოჭება-აზევება) უკავშირდება ვრცელ, ღრმა როფებს, სადაც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში უწყვეტი სედიმენტაცია და დიდი სისქის ნალექების დაგროვება ხდებოდა. მართალია, გეოსინკლინს, როგორც განსაკუთრებულ ფენომენს, ჯ. ჰოლმა მიაქცია ყურადღება და აღწერა კიდეც 1857 წელს, მაგრამ თვით ცნება – გეოსინკლინი – უფრო მოგვიანებით, 1873 წელს შემოვიდა გეოლოგიაში. მისი ავტორია ჯ.ჰოლის თანამედროვე ჯ. დენა. ამ ტერმინით ჯ.დენამ ხაზი გაუსვა გეოსინკლინების სინკლინურ ფორმას და პლანეტარულ მასშტაბებს – მათ გაერცელებას ასეული კილომეტრების მანძილზე. მანვე გამოთქვა მოსაზრება, რომ გეოსინკლინების გვერდით უეჭველად არსებობდა შესაფერისი მკვეთავი სუბსტრატი, საიდანაც აუზში შემოდიოდა ასეთი დიდი სისქის ნალექების დაგროვებისათვის აუცილებელი მასალა.

როგორც რეგიონული და კონტაქტური, ისე დისლოკაციური (დანაოჭების პროცესებით გამოწვეული) მეტამორფიზმიც.

3. გეოსინკლინებთან დაკავშირებულია ძლიერი მაგმატური პროცესები - როგორც ინტრუზიული, ისე ეფუზიური. ქერქის ლაბილურობის გამო მაგმა ადვილად შეაღწევს მასში და წარმოქმნის სხვადასხვანაირ ინტრუზიულ სხეულებს, ხოლო გაცხოველებული ვულკანური აქტივობის შედეგად – ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების მძლავრ კომპლექსებს, რომლებშიც მნიშვნელოვანია ლავური განფენების წილი.

4. დასასრულ, ინტენსიური დანაოჭება, რასაც თან ახლავს დიზუნქტიური დისლოკაციების წარმოქმნაც – შესხლეტვები, შეცოცებები, ზოგჯერ კი მნიშვნელოვანი ჰორიზონტული გადაადგილებები – შარიაჟები. ნაოჭა სტრუქტურები, ისევე როგორც რღვევები, ხაზოვანია და გამწე.

გეოსინკლინურ როფებში დაგროვილი ქანების დანაოჭება-აზევების პროცესს, მას შემდეგ, რაც სტრუქტურები წყლის დონის ზევით აღმოჩნდებიან, თან სდევს დენუდაციური პროცესები – მით უფრო ინტენსიური, რაც უფრო მაღალია ახლადწარმოქმნილი მთები. დენუდაციის შედეგად დროთა განმავლობაში თანდათანობით ხდება შედარებით ახალგაზრდა ნალექების გადარეცხვა და მთების გულში ღრმად არსებული უფრო ძველი, მეტამორფიზებული ქანებისა და მათი გამკვეთი ინტრუზიული სხეულების გაშიშვლება. ამგვარად, დედამიწის ქერქის მოძრავი, გეოსინკლინური სტრუქტურები თანდათანობით კარგავენ ლაბილურობას და კონტინენტური პლატფორმის ნიშანთვისებებს იძენენ – ხდება გეოსინკლინის „დახურვა“, როგორც ახლა ამბობენ, და ის კონტინენტურ პლატფორმად, ანუ კრატონად გადაიქცევა.

გავიხსენოთ, რომ კრატონებია ძველი კონტინენტური პლატფორმებიც, მაგრამ მათი კრატონიზაცია, მათი წინამორბედი გეოსინკლინების კონტინენტურ პლატფორმებად ჩამოყალიბება გვიანპროტეროზოულამდე დასრულდა. მათზე განლაგებული გვიანპროტეროზოული, პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური დაუნაოჭებელია, ჰორიზონტულად განლაგებული ინტენსიურად დანაოჭებულ სტაბილურ სუბსტრატზე. რაც შეეხება ნაოჭა ოლქებს, რომლებიც კონტინენტური პლატფორმების გარეთ (მათ გვერდით ან ორ მეზობელ კრატონს შორის) მდებარეობენ, ისინი უფრო ახალგაზრდები არიან – მათი გადაქცევა კრატონად, მათი ერთი ნაწილის კონტინენტურ პლატფორმად ჩამოყალიბება პროტეროზოულის ბოლოს ან ადრე პალეოზოურში მოხდა, ნაწილისა – გვიან პალეოზოურში. ამრიგად, ისინი ტიპური კონტინენტური პლატფორმები არ არიან. ამიტომ ნამდვილი, ძველი კონტინენტური პლატფორმებისაგან რომ განასხვაონ, მათ, როგორც ვთქვით, კ ვ ა ზ ი პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ე ბ ს უწოდებენ.

გეოსინკლინები და გეისინკლინებიდან წარმოშობილი მთები გერმანელმა გეოლოგმა ლ. კ ო ბ ე რ მ ა (1021) ერთი ტერმინით – „ო რ ო გ ე ნ ი“ – გააერთიანა. ალ. ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე მ (1948) ოროგენის ცნების დიაპაზონი უფრო გააფართოვა და ამავე ტერმინს დაუკავშირა გეოსინკლინის ჩასახვისა და განვითარების პირველი ეტაპებიც, რომლებიც წინ უსწრებდნენ გეისინკლინურ ეტაპს და, რომლებიც, ავტორის შეხედულებით, ოკეანის ფსკერზე, კონტინენტის სიახლოვეს უნდა მიმდინარეობდნენ (ალ. ჯანელიძე, „ოროგენის დაბადება“). დაახლოებით ასეთივე შინაარსისაა ტერმინი – „მ ო ძ რ ა ვ ი ს ა რ ტ ყ ე ლ ე ბ ი ც“, რომელიც ბევრად უფრო გვიან შემოვიდა და საკმაოდ ფართოდაც დამკვიდრდა გეოლოგიურ ლიტერატურაში მ თ ა თ ა წ ა რ მ ო შ ო ბ ი ს მ თ ე ლ ი პ რ ო ც ე ს ი ს მ ო მ ც ვ ე ლ ი, უ ფ რ ო ლ ა კ ო ნ უ რ ი და ე ტ ი მ ო ლ ო გ ი უ რ ა დ ა ც გ ა ც ი ლ ე ბ ი თ ზ უ ს ტ ი ც ნ ე ბ ი ს – ო რ ო გ ე ნ ი ს – ნ ა ც ვ ლ ა დ.

ასეთია ზოგადად კონტინენტური მასივების ფარგლებში დედამიწის ქერქის სულ ზედა ფენის – სტრატისფეროს – ნივთიერი შედგენილობისა და სტრუქტურის თავისებურებანი. როგორც ვთქვით, სწორედ სტრატისფეროზე უშუალო დაკვირვებით იწყება ფაქტობრივი მასალის მოპოვება პასუხის გასაცემად ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ორ ფუნდამენტურ კითხვაზე – რ ა მ ო ხ დ ა? და რ ო დ ი ს მ ო ხ დ ა?

ორივე ამოცანის გადაჭრა ქანზე დაკვირვებით, ველზე მუშაობით იწყება. როგორც ვთქვით, ქანზე – გეოლოგიურ სხეულზე – აღბეჭდილია იმ გარემოს ნიშნები, რომელშიც ქანი წარმოიშვა. ამ ნიშნების ამოცნობისათვის გეოლოგმა ყოველმხრივ უნდა შეისწავლოს თითოეული გეოლოგიური სხეული – ლითოლოგიურად, სტრუქტურულად, პალეონტოლოგიურად და ა.შ.

გეოლოგიური წარსულის მოვლენების აღდგენის მეთოდები

გეოლოგიური წარსულის მოვლენების აღდგენა, ე.ი. გამორკვევა იმისა, თუ სად რა ხდებოდა, რა გეოლოგიური პროცესები მიმდინარეობდა ათეული, ასეული ათასი, მილიონი და მილიარდი წლების წინ დედამიწის ქერქის ზედაპირზე და მის სიღრმეში, ერთი შეხედვით, უიმედო ჩანს, მაგრამ მხოლოდ ერთი შეხედვით. ამოცანა, მართალია, ძალიან რთულია, მაგრამ მისი გადაწყვეტა სულაც არ არის უიმედო.

ზემოთ უკვე ვთქვით, რომ დედამიწის ქერქი აგებულია ქანებით – გეოლოგიური სხეულებით. თითოეულ ასეთ გეოლოგიურ სხეულს დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში თავისი კანონზომიერი, მისი წარმოშობის პირობებით განსაზღვრული ადგილი უკავია და წარმოადგენს უმდიდრესი ინფორმაციის შემცველ ნამდვილ ისტორიულ-გეოლოგიურ დოკუმენტს. მთავარია შევძლოთ ამ დოკუმენტში დაცული ინფორმაციის ამოკითხვა. ამგვარი მასალა გეოლოგიას შეუძლია მოიპოვოს დაახლოებით ოთხი მილიარდი წლის განმავლობაში მიმდინარე პროცესების შესახებ – დედამიწის ქერქის ამგებ ქანებს შორის დადგენილია ისეთი ქანებიც, რომელთა ასაკი 3,5-3,9 მილიარდი წელია, შესაძლოა, ცოტა მეტიც.

გეოლოგიური წარსულის მოვლენების აღდგენაში გეოლოგებს დიდად ეხმარება თანამედროვე დინამიური პროცესების (ენდოგენურისა და ეგზოგენურის) ღრმა ცოდნა. ეჭვი არავის ეპარება იმაში, რომ ბუნებრივ პროცესებს, რომელთა მიმდინარეობაზე და შედეგებზე ამჟამად ადამიანს უშუალოდ შეუძლია დაკვირვება, ადგილი ჰქონდა გეოლოგიურ წარსულშიც – არსებობდა ზღვები, მდინარეები, ტბები, მყინვარები, უდაბნოები, მოქმედებდნენ ჟულკანები, ხდებოდა მიწისძვრები და ა.შ. მე-19 საუკუნის ბუნებისმეტყველთა შორის გამოჩნდნენ ადამიანები, რომლებმაც გეოლოგიური წარსულის მოვლენებში გარკვევის ერთადერთ გზად თანამედროვე პროცესების შესწავლა და დედამიწის ისტორიაში მათი ზუსტი ანალოგების ძიება მიიჩნიეს. ეს შეხედულება ყველაზე მკაფიოდ ჩამოაყალიბა ინგლისელმა მეცნიერმა ჩარლზ ლაიელმა თავის წიგნში „გეოლოგიის პრინციპები“ (1830-1833) ასეთი ლაკონური ფრაზით: „თანამედროვე ბუნებრივი პროცესების ცოდნაა წარსულის ერთადერთი გასაღები“. ჩ.ლაიელი და მისი მიმდევრები მიიჩნევდნენ, რომ გეოლოგიური წარსულის შეცნობა შეიძლება დავიწყოთ მხოლოდ მას შემდეგ, რაც შევისწავლით და ღრმად გავაცნობიერებთ თანამედროვე პროცესებს, მათ მიმდინარეობასა და შედეგებს. ამის შემდეგ უნდა ვეძებოთ ანალოგიური პროცესების კვალი გეოლოგიურ წარსულში, დავადგინოთ მათი გამოვლინების შესაბამისი გარემო, ადგილი, დრო და კანონზომიერებები. ჩ.ლაიელის ამ შეხედულებამ შემდგომში აქტუალიზმის პრინციპის[1] სახელწოდება მიიღო. აქტუალიზმის პრინციპის მიმდევართათვის პირობები დედამიწაზე ყოველთვის ერთნაირი იყო – ისეთი, როგორიც ამჟამად არის. ამიტომ თანამედროვე გეოლოგიური პროცესების კვლევით მიღებული დასკვნები, მათი შეხედულებით, შეიძლება პირდაპირ გავავრცელოთ გეოლოგიურ წარსულზე. ეს იყო აქტუალიზმის პრინციპის უკიდურესი ფორმა – უნიფორმიზმი[2].

ხანგრძლივი დროის განმავლობაში გეოლოგები თითქმის ეჭვმიუტანლად ემყარებოდნენ ამ პრინციპს და ბევრი რამ გეოლოგიური წარსულის შესახებ სწორედ მასზე დაყრდნობით იქნა გაშიფრული. მაგრამ გავიდა დრო და ბოლოს და ბოლოს ასე მარტივად გაგებული უნიფორმიზმი და ადამიანის ცოდნის აბსოლუტურად სწორხაზოვანი ექსტრაპოლაცია ბუნების ევოლუციის მიმართ არასაკმარისი აღმოჩნდა: ა) ჯერ ერთი, გამოირკვა, რომ დღევანდელი დინამიური პროცესების ზუსტ ანალოგებს ტყუილად დავუწყებთ ძებნას გეოლოგიურ წარსულში, რადგან დედამიწაზე განუწყვეტლივ იცვლება ყველაფერი, იცვლებოდა და იცვლება თვით დედამიწა – ის წარსულში არასოდეს ყოფილა და არც მომავალში იქნება ზუსტად ისეთი, როგორიც, ვთქვათ, ამჟამად არის. განუწყვეტლივ იცვლებოდა ჰიდროსფერო და ატმოსფერო – როგორც რაოდენობრივად, ისე თვისებრივად; ევოლუციას განიცდიდა

[1] აქტუალიზმი – actuel - ფრანგ. - თანამედროვე, ამჟამად არსებული.

[2] უნიფორმიზმი – l'uniformité – ფრანგ. – ერთფეროვნება; თანაბარზომიერება.

ცოცხალი ბუნება და ა.შ. ამიტომ დედამიწის ქერქში და მის ზედაპირზე მიმდინარე ნებისმიერი პროცესი დროის კონკრეტული მონაკვეთისათვის უნიკალურია, რადგან ამ დროს დედამიწა აღარ არის ისეთი, როგორიც ერთი მილიონი წლის წინ იყო. ანალოგიური პროცესი მომავალში სხვაგვარი, რამდენადმე შეცვლილი დედამიწის პირობებში განვითარდება და ვერ იქნება ზუსტად ისეთი, როგორიც მისი წინამორბედი; ბ) ამას გარდა, გეოლოგიური მეცნიერება არაერთხელ აღმოჩნდა ისეთი მოვლენების პირისპირ, რომლის მსგავსი დღეს ცნობილი არ არის. ზოგი კარგად ცნობილი გეოლოგიური პროცესი, რომლის შედეგები დღევანდელი დედამიწის ქერქში თვალნათლივ ჩანს, უთუოდ, დღესაც მიმდინარეობს, მაგრამ ადამიანის დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია, რადგან მისი მიმდინარეობა უზომოდ ნელია და მთლიანად პროცესი - ძალიან ხანგრძლივი. მაგალითისათვის შეიძლება დავასახელოთ თუნდაც ინტრუზივების შემოჭრა დედამიწის ქერქში, ან კიდევ დანაოჭებისა და მთათა წარმოშობის პროცესები. გეოლოგს შეუძლია სისტემატურად აკვირდებოდეს მდინარის, ზღვის, ქარის მოქმედებას, ვულკანურ ამოფრქვევებს, ამ პროცესების ყველა სტადიას. ოროგენეტული პროცესები კი ადამიანის დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია. გეოლოგიურ წარსულში მიმდინარე ამგვარი პროცესების გაშიფრვისას გეოლოგია აქტუალიზმის პრინციპს ვერ დაეყრდნობა. პირიქით, სწორედ გეოლოგიურ წარსულში მომხდარი ამგვარი მოვლენების შედეგების კვლევას, მათ ანალიზს შეუძლია ნათელი მოჰფინოს დედამიწის ისტორიის მანძილზე მომხდარ ბევრ „ამოუხსნელ“, საიდუმლოებით მოცულ მოვლენას. მაგრამ ეს იმის საფუძველს როდი გვაძლევს, რომ უარი ვთქვათ აქტუალიზმის პრინციპზე. ქვის მატიანის – ქანების – შესწავლა გვაწვდის მასალას გეოლოგიური წარსულის წიაღში ჩასახედად. ჩ.ლაიელის უნიფორმიზმი დღესაც დიდ როლს თამაშობს ისტორიულ-გეოლოგიურ კვლევაში. მეცნიერება თანამედროვე გეოლოგიური პროცესების შედეგების გათვალისწინებით ახერხებს შორეული წარსულის მოვლენათა ბუნებაში გარკვევას და კონკრეტულად იმ გარემოს აღდგენას, რომლის ფონზეც ეს მოვლენები მიმდინარეობდა. ამგვარად გაგებული აქტუალიზმის პრინციპი თავის მნიშვნელობას დღესაც ინარჩუნებს, ოღონდ ჩ. ლაიელისეული უნიფორმიზმის ნაცვლად შეიძლება ვილაპარაკოთ „ახალ აქტუალიზმზე“ ან „ნეოაქტუალიზმზე“, რომლის ძირითადი არსი შეიძლება ასე ჩამოვაყალიბოთ: „დღევანდელობა წარსულის გასაღებია, მაგრამ არაიშვიათად წარსულიც შეიძლება გასაღებად მოვარგოთ აწმყოს“.

ახლა ვისაუბროთ კონკრეტულად იმის თაობაზე, თუ როგორ უნდა გამოვიყენოთ თანამედროვე დინამიური პროცესების ცოდნა გეოლოგიური წარსულის მოლენების აღსადგენად. როგორც ზემოთ არაერთხელ ვთქვით, გეოლოგიური კვლევის უპირველესი მეთოდი ქანზე დაკვირვება – მისი ყოველმხრივი შესწავლაა. ამ გზით უნდა მოვიპოვოთ ფაქტობრივი მასალა, რომლის ანალიზსაც შეუძლია პასუხი გასცეს კითხვაზე: სად რა მოხდა? ამასთან, დაკვირვება გულისხმობს არა ქანის ნიმუშის, ქანის ნატეხის შესწავლას, არა მისი პეტროგრაფიული ბუნების, მინერალოგიური შედგენილობის დადგენას და მისთვის სახელის დარქმევას მხოლოდ, არამედ ამ ქანით აგებული გეოლოგიური სხეულის ყოველმხრივ კვლევას, პირველ ყოვლისა, ბუნებაში, ველზე. მაგალითისათვის ავიღოთ ქვიშაქვა – დედამიწის ქერქის დანალექი ფენის ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული ქანი. ცნობილია, რომ ქვიშაქვა შეიძლება წარმოიშვას ზღვაში, ტბაში, უდაბნოში, მდინარის ხეობაში და ა.შ. ცხადია, ყველა ჩამოთვლილ შემთხვევაში წარმოიშობა არა ქანის ნატეხი, არამედ გარკვეული მასა ქანისა – გეოლოგიური სხეული, რომლის თავისებურებებს, ნიშანთვისებებს განსაზღვრავს გარემო, სადაც მისი დალექვა და ქანად გარდაქმნა მიმდინარეობდა. ზემოთაც ითქვა, რომ ყოველ კონკრეტულ გეოლოგიურ სხეულზეა აღბეჭდილი იმ გარემოს დაღი, რომელშიც მისი ჩამოყალიბება მოხდა. ამას გარდა, მას შემორჩენილი აქვს იმ პროცესების კვალიც, რომლებმაც ქანზე ზემოქმედება მოახდინეს დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში მისი „ჩაშენების“ დროიდან დღემდე. უდაბნოში დალექილი ქვიშაქვაც და ზღვიური ქვიშაქვაც ერთნაირი ზომის მარცვლებისაგან შედგება (0,01-2მმ). ამიტომ იწოდება ორ სხვადასხვა გარემოში დალექილი ეს ქანი ქვიშაქვად. მაგრამ სხვა მხრივ – შრეებრივობის ხასიათით, შრეებრივობის ზედაპირების თავისებურებებით, ფერით, სისქით, გავრცელებით, ნამარხი ორგანიზმების კომპლექსების სპეციფიკით, მოსაზღვრე ქანებთან ურთიერთდამოკიდებულებით, აგრეთვე მიკროსკოპული აგებულებით (მარცვლების დამუშავების ხარისხი, მინდვრის შპატების გამოფიტვის ინტენსივობა) და ა.შ. ისინი სულაც არ ჰგვანან ერთ-

მანეთს. როგორ გავარჩიოთ უდაბნოში წარმოშობილი ქვიშაქვა ზღვიურისაგან? ჩრდილო ევროპაში (ირლანდია, შოტლანდია, შვედეთი, ნორვეგია, ბალტიისპირა ქვეყნები) დიდ ტერიტორიაზეა გავრცელებული ქვიშაქვების დიდი სისქის (4-5კმ და მეტიც) კომპლექსი, რომელიც გეოლოგიურ ლიტერატურაში „ძველი წითელი ქვიშაქვის" სახელწოდებითაა ცნობილი. გარდა დიდი სისქისა, ფართო გავრცელებისა და წითელი ფერისა, ქვიშაქვებისათვის დამახასიათებელია ზოგიერთი სხვა სპეციფიკური ნიშანიც: ნამარხები იშვიათია და თუ არის, ეს ან მტკნარი წყლის მოლუსკებია, ან ორმაგადმსუნთქავი თევზები, არაიშვიათად გიგანტური კიბო-მორიელები და ხმელეთის მცენარეების მწირი ნაშთები; საერთოდ არ არის ზღვის ბინადარი ორგანიზმების ნაშთები. შრეებრივობის ზედაპირზე რიპელ-მარკები და გვალვის ნასკდომები აღინიშნება საკმაოდ ხშირად, ასევე დამახასიათებელია ირიბშრეებრივობა. მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ ქანში ქვიშის მარცვლების მასა ბევრად მეტია ცემენტზე, ამასთან ქვიშის მარცვლებს შორის წარმოდგენილ მინდვრის შპატებს ნაკლებად ემჩნევა ქიმიური გამოფიტვის კვალი. კიდევ ერთი საყურადღებო ნიშანი: სამხრეთისაკენ (ცენტრალური ევროპისაკენ) თუ გადავიწევთ, ქვიშაქვების კომპლექსში გამოერევა ნორმული ზღვის ფაუნის შემცველი შრეები. ჩამოთვლილი ფაქტების ანალიზის საფუძველზე ახლა შევეცადოთ ქვიშაქვების წარმოშობის პირობების გარკვევას. ასეთი დიდი სიმძლავრე (4–5კმ) და ფართო გავრცელება არ შეიძლება მდინარეული წარმოშობის ქვიშაქვებს ჰქონდეს. დიდი სისქე და ფართო გავრცელება ზღვიურ ქვიშაქვებს ახასიათებს. ქვიშაქვების ზღვიურ წარმოშობას არ გამორიცხავს არც რიპელ-მარკები და ხლართული შრეებრივობა, მაგრამ ასეთი რამ მხოლოდ ზღვის შედარებით ვიწრო სანაპირო ზოლში შეიძლება აღინიშნებოდეს. ზღვის ბინადართა ნაშთების არარსებობაც ეჭვქვეშ აყენებს ქვიშაქვების ზღვიურ წარმოშობას, ამ ვარაუდს სარწმუნოს ხდის მტკნარი წყლის მოლუსკების ნაშთები, ორმაგადმსუნთქავი თევზები და კიბო-მორიელები. გამორიცხულია მათი დაკავშირება ტბასთან, თუნდაც ძალიან დიდ დახურულ აუზთან – ზღვისგან იზოლირებულ ტბიურ აუზში დაგროვილი ქვიშაქვების შრეებთან ზღვიური ნალექების მორიგეობა სავსებით გამორიცხულია. ყველა ნიშანი ქვიშაქვების უდაბნოურ წარმოშობაზე მეტყველებს – არა მარტო დიდი სიმძლავრე, გავრცელება დიდ ტერიტორიაზე, ხლართული შრეებრივობა, ტალღური ზედაპირები, ზღვიური ფაუნის არარსებობა და ა.შ., არამედ მათი მიკროსტრუქტურაც – მინდვრის შპატების საღი მარცვლები იმის ნიშანია, რომ მათი დალექვა-დაბინავება მოხდა უდაბნოში, მშრალი ჰავის პირობებში, სადაც არ არსებობდა ქიმიური გამოფიტვის ერთ-ერთი ყველაზე აქტიური აგენტი – წყალი.

ფაციესი. ფაციესების კლასიფიკაცია.

ზემოთ მოყვანილმა ანალიზმა საკმაოდ დამაჯერებლად დაგვანახა, რომ ქვიშაქვების მძლავრი წყება, რომელიც ევროპის კონტინენტის ჩრდილოეთ ნაწილში 300-350 მილიონი წლის წინ დაგროვილა, უდაბნოური წარმოშობისაა, ე.ი. ჩრდილო ევროპის ტერიტორიაზე, რომელიც ამჟამად ცივი ჰავის სარტყელშია მოქცეული, იმ დროს ვრცელი უდაბნო იყო. ასეთი დასკვნის გაკეთების საფუძველი მოგვცა ქანისათვის დამახასიათებელმა ნიშნებმა, რომლებიც მის იერსახეს გამორჩეულს ხდიან და განასხვავებენ სხვა ქვიშაქვებისაგან, რომლებიც დედამიწის ზედაპირზე იმავე დროს – 300 მილიონი წლის წინ – გროვდებოდა, ოღონდ სულ სხვაგვარ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში – ნორმულ ზღვებში, ლაგუნებსა თუ ტბებში. ცხადია, იქ დაგროვილი ქვიშაქვების იერსახეს სხვა თავისებურებანი განსაზღვრავენ. პალეოგარემოს აღდგენისათვის გეოლოგს უხდება ამ ნიშანთვისებათა ანალიზი ან, სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ფაციესური ანალიზი. ფაციესი[1] – ესაა ქანის იმ ნიშანთა ერთობლიობა, რომელიც საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ ქანის წარმოშობის პირობებზე – პალეოგარემოზე. ფაციესური ანალიზი ნათელყოფს, რა პროცესების შედეგად, როგორ სედიმენტაციურ გარემოში მოხდა ქანის წარმოშობა. ამ ტერმინით პირველად 1838 წელს შვეიცარიელმა გეოლოგმა ა. გრე-

[1] ფაციესი – (ლათინ. facies – იერი, გარეგნობა, ფორმა).

სლიმ[1] აღნიშნა ერთმანეთისაგან იერსახით და, მაშასადამე, გენეტიკურად განსხვავებული სინქრონული ნალექები, როდესაც ის იურის მთებში მეზოზოურ ნალექებს შეისწავლიდა. ა.გრესლიმ ყურადღება მიაქცია იმ ფაქტს, რომ ერთი ასაკის ნალექების ლითოლოგია, მათში დაცული ნამარხი ფაუნისტური კომპლექსები ლატერალურად იცვლება და სხვადასხვა ადგილებში გაშიშვლებული ქანები განსხვავებული იერისაა, ანუ საქმე გვაქვს განსხვავებულ ფაციესებთან.

ქანის იერს, მის ნიშანთვისებათა კომპლექსს, ანუ ფაციესს მრავალი რამ განსაზღვრავს: 1. ნალექების ტიპი და ნივთიერი შედგენილობა; 2. გარემოს ჰიდროდინამიკური აქტივობით წარმოქმნილი ნიშნები; 3. ქანის სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებანი; 4. მარცვლების ფორმა და გრანულომეტრია; 5. ქანის ფერი, გეოქიმიური თავისებურებანი, მარილიანობა; 6. შრეების წოლის ფორმები – შრეებრივობის ხასიათი და დამოკიდებულება საგებ და სახურავ შრეებთან; 7. ცვალებადობა ლატერალურად – გადასვლა სხვა ფაციესის ქანებში; 8. განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ქანებში წარმოდგენილი ნამარხი ფაუნისტური კომპლექსების თავისებურებებს. სწორედ ჩამოთვლილ თავისებურებათა გამოვლენას და გაშიფვრას ისახავს მიზნად ფაციესური ანალიზი. ამ გზით მოიპოვებს გეოლოგია ინფორმაციას იმ ფიზიკურ-გეოგრაფიული გარემოს შესახებ, რომელშიც ქანის წარმოქმნა მიმდინარეობდა გეოლოგიური ისტორიის კონკრეტულ მონაკვეთზე.

ამჟამად დედამიწის ზედაპირზე (ხმელეთზე და ზღვებში) ნალექდაგროვების (სედიმენტაციის[2]) ერთმანეთისაგან განსხვავებული მრავალგვარი გარემო არსებობს. ასე იყო, ცხადია, გეოლოგიურ წარსულშიც. მიუხედავად ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების მრავალფეროვნებისა აწმყოსა და წარსულშიც, მაინც შესაძლებელია ფაციესების გარკვეული ბუნებრივი ჯგუფების გამოყოფა, ანუ მათი კლასიფიკაცია. კლასიფიკაციის საფუძვლად შეიძლება აღებულ იქნეს სულ სხვადასხვა ნიშნები (ლითოლოგიური, ბიოლოგიური, მინერალოგიური, გეოქიმიური და ა.შ.). ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით, რომლის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს ამოცანას პალეოგარემოს აღდგენა წარმოადგენს, ბუნებრივია, განსაკუთრებით საინტერესოა გენეტიკური კლასიფიკაცია, ე.ი. ფაციესების დაჯგუფება იმ გარემოს მიხედვით, რომელშიც მათი ჩამოყალიბების პროცესი მიმდინარეობდა. გენეზისის მიხედვით, ფაციესები ორ დიდ ჯგუფად იყოფა: ა) ზ ღ ვ ი უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი და ბ) კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი.

სტრატისფეროში უმნიშვნელოვანესი როლი ზღვიურ გარემოში წარმოშობილ ფაციესებს ეკუთვნის. ამავე დროს, ზღვიური ფაციესები მეტწილად კარგად არის შემონახული, გაცილებით უკეთესად, ვიდრე კონტინენტური. ამიტომ გეოლოგს უმეტეს შემთხვევაში სწორედ მათთან აქვს საქმე. კონტინენტური ფაციესები, მართალია, უფრო მრავალფეროვანია, ვიდრე ზღვიური, მაგრამ გეოლოგიური წარსულის კონტინენტური წარმონაქმნების მხოლოდ მცირე ნაწილს თუ მოუღწევია დღემდე – დროთა განმავლობაში მათ ან ზღვის ტრანსგრესია სპობდა, ან კიდევ გამოფიტვის აგენტები, რომლებიც, როგორც ვიცით, სწორედ კონტინენტურ პირობებში მოქმედებენ ინტენსიურად. ამიტომაა, რომ ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის სფეროში უპირველესად ზღვიური ფაციესები ხვდებიან.

ზ ღ ვ ი უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. ზღვიური ფაციესების თავისებურებებს, პირველ რიგში, აუზის ფსკერის სიღრმე განსაზღვრავს, რადგან სიღრმესთან ერთად იცვლება გარემოს ყველა ფაქტორი, რომელიც სედიმენტაციისა და ცოცხალი ბუნების არსებობის პირობებს მოიცავს.

ზღვის ფსკერის ბათიმეტრიული დანაწილება და მასთან დაკავშირებით ზღვიური ფაციესიების ცვლის ზოგადი კანონზომიერებები ასეთია:

1. ლ ი ტ ო რ ა ლ ი[3] და ლ ი ტ ო რ ა ლ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. ზღვის ფსკერის სანაპირო ზოლს, რომელიც ზღვის მოქცევის მაქსიმუმსა და უკუქცევის მინიმუმს შორის არის მოქცეული, ლიტორალი ეწოდება. აქ დაგროვილი ნალექები საკმაოდ მრავალფეროვანი და ცვალებადია, რაც გამოწვეულია სანაპიროს მორფოლოგიურ თავისებურებათა მრავალგვარობით და ზღვის წყლის ინტენსიური მოძრაობით (ზვირთცემა, ძლიერი ღელვა, მოქცევა-უკუქცევა). მაღალი, კლდოვანი სანაპიროს გას-

[1] ა. გ რ ე ს ლ ი (1814-1865).
[2] სედიმენტაცია (ლათინ. sedimentum – ნალექი) – ნალექდაგროვება.
[3] ლიტორალი (ლათინ. litoralis) – სანაპირო.

წერიე მსხვილმარცვლოვანი ქვიშები, კონგლომერატები, ლოდა-კონგლომერატები, არაიშვიათად დიდი მოცულობის ლოდები გროვდება. სულ ახლო მანძილზე კი დამრეცი სანაპიროს გასწვრივ ზღვის მშვიდ ყურეში მათ ნაცვლად წვრილმარცვლოვანი ქვიშები ან კიდევ უფრო წმინდა ალევროლითული შლამები წარმოიქმნება. ლიტორალური ფაციესის ქანებში ცოცხალი ორგანიზმების ნაშთები მეტწილად ნიჟარების ნამსხვრევებით (დეტრიტუსის სახით) არის წარმოდგენილი. მთელი ნიჟარები იშვიათია, სამაგიეროდ ხშირად წყალმცენარეების მნიშვნელოვანი დაგროვებები აღინიშნება - ესაა უპირატესად მწვანე და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები. ლიტორალური ფაციესები დაკავშირებულია ზღვის ფსკერის ეიწრო სანაპირო ზოლთან. ამიტომ მათ ადვილად სპობს თვით ზღვა – ტრანსგრესიის შემთხვევაში, ან გამოფიტვის აგენტები - ზღვის უკანდახევის (რეგრესიის) პირობებში. ამის გამოა, რომ გეოლოგიური წარსულის ლიტორალურ ფაციესებს იშვიათად თუ შევხვდებით. პრაქტიკული გეოლოგიის თვალსაზრისით, საყურადღებოა ტროპიკული სარტყლების ლიტორალური ოლქები, სადაც, ჩვეულებრივ, დასახლებულია სპეციფიკური, ე.წ. მანგრული მცენარეულობა. ისინი შეგუებული არიან თითქმის მუდმივად წყლით დაფარულ ნიადაგზე არსებობას. ამასთან, უხვი მცენარეულობა ზომიერს ხდის ზვირთცემის ძალას და ხელს უწყობს წმინდა მასალისა და ორგანული ნივთიერების ადგილზევე დიდი რაოდენობით დაგროვებას. ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ამგვარად შეიძლება ქვანახშირის მნიშვნელოვანი საბადო წარმოიშვას.

2. **სუბლიტორალური**[1] **ოლქი და სუბლიტორალური (ნერიტული**[2]**) ფაციესები.** ზღვის უკუქცევის მინიმალური დონიდან დაწყებული, სიღრმისაკენ ზღვის ფსკერი მუდმივად წყლით არის დაფარული. 200მ-ის სიღრმემდე, ე.ი. კონტინენტის კიდემდე (ანუ შელფზე), ფაციესების ჩამოყალიბებაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ხმელეთის სიახლოვე და მოძრავი წყალი. წყლის მასის მუდმივი აღრევა, რასაც იწვევს ზვირთცემა, ღელვა, მოქცევა-უკუქცევა, ხელს უწყობს წყლის გამდიდრებას ჟანგბადით დაახლოებით 50-70მ სიღრმემდე. ამავე სიღრმემდე ვრცელდება მზის სინათლე. ნერიტულ ოლქში ცვალებადია წყლის ტემპერატურაც. ცვალებადობა დამოკიდებულია განედსა და წელიწადის დროზე. ყველა ეს პირობა მნიშვნელოვანწილად განსაზღვრავს ნალექებისა და ცოცხალი ბუნების თავისებურებებს. ორგანული სამყარო სუბლიტორალურ ოლქში მდიდარი და მრავალფეროვანია როგორც ფსკერზე, ისე წყლის მასაში, რომელიც შელფს ფარავს. ორგანიზმებს, რომლებიც შეგუებული არიან ტემპერატურის მერყეობის საკმაოდ ფართო დიაპაზონს, ე ვ რ ი თ ე რ მ უ ლ ს[3] უწოდებენ. ასევე ცვალებადია მარილიანობაც. ამიტომ ნერიტული ოლქის ბინადარნი ე ვ რ ი ჰ ა ლ უ რ ი[4] არიან. დაახლოებით 50მ სიღრმეზე ბინადრობს ფსკერის ორგანიზმების (ბენთოსის) მნიშვნელოვანი მასა - ყველა რიფისმშენებელი მარჯანი, დიდი ზომის სქელნიჟარიანი მოლუსკები (ორსაგდულიანები, გასტროპოდები), რომლებიც არც თუ იშვიათად მასობრივად სახლდებიან და წარმოქმნიან ე.წ. ბანკებს[5] (ცნობილია ოსტრეებიანი ბანკები თანამედროვე ზღვებში, ხოლო გეოლოგიური წარსულის ზღვებში ამგვარი ბანკების არსებობაზე მიუთითებს ოსტრეებიანი შრეები). აქვე მრავლად არიან ხავსცხოველები, კირქვიანი ღრუბლები, უკლიტო მხართფეხიანები. რაც შეეხება წყალმცენარეებს, ნერიტულ ოლქში 25-30მ სიღრმემდე ძირითადად მწვანე და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეებია წარმოდგენილი, ხოლო ცოტა უფრო ღრმად – ლამინარიები. ნერიტული ოლქის უფრო ღრმა ნაწილებში აღარ გვხვდება რიფისმშენებელი მარჯნები, რადგანაც მათი არსებობისათვის ოპტიმალურია 50-60მ სიღრმე, ნორმალური მარილიანობა, სუფთა, გამჭვირვალე, ჟანგბადით მდიდარი წყალი, საშუალო წლიური ტემპერატურა 23-25°C, ხოლო ტემპერატურული მინიმუმი არანაკლებ 18-19°C. არ არიან აღარც ფსკერის წყალმცენარეები. წყლის მასიდან ფსკერზე გროვდება პლანქტონური ფორამინიფერების ნაშთები, რომელთა რაოდენობა სიღრმისაკენ თანდათან მატულობს. მოლუსკების ნიჟარები მცირე ზომისაა და თხელკედლიანი.

---

[1] სუბლიტორალი – ლათინ. litoralis – სანაპირო + sub ... რისამე ქვეშ, რაღაცაზე ქვევით.
[2] ნერიტული – ბერძნ. nēritēs – ზღვის ნიჟარა.
[3] ევრითერმული – ბერძნ. – eurys – ფართო + therme – სითბო, სიცხე.
[4] ევრიჰალური – eurys + hals – მარილი.
[5] ბანკა – ინგლ. – bank – ზღვის ფსკერის თავთხელი უბანი, მეჩეჩი.

ნერიტულ ოლქში უმნიშვნელოვანესი როლი ტერიგენულ[1] ნალექებს – ქვიშაქვებს, ალევროლითებს, თიხებს ეკუთვნის. 50-70მ სიღრმემდე ძირითადია ქვიშაქვები და ალევროლითები, უფრო ღრმად კი (200მ-მდე) გროვდება წმინდა მასალა, რომელიც სანაპიროდან ზღვის წყლის ზედა ფენაში მხოლოდ სიმღვრივის სახით აღწევს. ამიტომ აქ მეტწილად თიხები გროვდება.

შესაფერისი პირობების არსებობის შემთხვევაში (ცხელი კლიმატი, უხვი მცენარეულობა, რომელიც დიდი რაოდენობით ითვისებს CO_2-ს და ა.შ.), ნერიტულ ოლქში წარმოიქმნება ქემოგენური და ბიოგენური ფაციესებიც. ქემოგენური ფაციესები წარმოდგენილია კარბონატული (კირქვა, დოლომიტი), კაჟიანი, რკინიანი, მარგანეციანი ქანებით, არაიშვიათად – ფოსფორიტებით. კალციუმის კარბონატი ნაპირიდან რამდენიმე მეტრის სიღრმემდე ხშირად 2მმ-მდე დიამეტრის, კონცენტრული აგებულების ბურთულაკების – ო ო ლ ი თ ე ბ ი ს[2] – სახით გროვდება და ამგვარად წარმოიშობა ოოლითური კირქვები. 50-60მ სიღრმემდე ჭარბობს ბოქსიტებიანი, რკინიანი, მარგანეციანი ოოლითური ქანები, 100მ სიღრმეზე – ფოსფორიტი. შელფის ქვედა ნაწილში, 100-200მ სიღრმეზე და ზოგჯერ უფრო ღრმადაც (500მ-მდე, ნაკლებად – 1000მ-ზე) მიმდინარეობს მწვანე ფერის წყლიანი ალუმოსილიკატის – გლაუკონიტის – გამოყოფა, რომელიც მეტწილად ქვიშაქვებსა და ალევროლითებში გვხვდება, განსაკუთრებით შელფური (ნერიტული) ოლქის ფარგლებში. ისე რომ, ჩამოთვლილი მინერალები გარკვეულ ფაციესებს უკავშირდება და ზღვის სიღრმის საკმაოდ კარგი ინდიკატორებია.

ორგანოგენული ფაციესებიდან სუბლიტორალური ოლქისთვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია (რაოდენობრივად) და ამასთან მრავალფეროვანიც კარბონატული ფაციესების ჯგუფი – ფორამინიფერებიანი, არქეოციათიდებიანი, მარჯნიანი კირქვები, სტრომატოლითები, აგრეთვე ნიჟარებიანი კირქვები (პელეციპოდებიანი, გასტროპოდებიანი, ბრაქიოპოდებიანი, კრინოიდებიანი და ა.შ.).

ნერიტული ფაციესის ქანებისათვის დამახასიათებელია პარალელური შრეებრივობა, ხშირად – ტალღური ზედაპირები, წყალქვეშა გადარეცხვის კვალი, მცირე სიღრმეებზე მბურღავი მოლუსკები და მათ მიერ მაგარ გრუნტში გამომუშავებული (გაბურღული) ხვრელები და სხვა.

3. ბ ა თ ი ა ლ უ რ ი[3] ო ლ ქ ი და ბ ა თ ი ა ლ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. ბათიალური ფაციესები უკავშირდება კონტინენტურ დაფერდებას, რომელიც საშუალოდ 200-დან 3-4 ათასი მეტრის სიღრმეებამდე ვრცელდება. სუბლიტორალის გადასვლა ბათიალურ ოლქში (მას ზოგჯერ ბათიალსაც უწოდებენ) უეცარი არ არის – დაახლოებით 200-500მ-მდე მდებარეობს გარდამავალი ზონა, ე.წ. ე პ ი ბ ა თ ი ა ლ ი. მისთვის დამახასიათებელია შერეული ფაციესების წარმოქმნა – წმინდა ტერიგენული შლამები მორიგეობენ პელაგურ (გაშლილი ზღვის) ნალექებთან. ფსკერის წყალმცენარეები სრულიად აღარ არიან. არის მხოლოდ ბენთოსი – ფსკერზე მცხოვრები სტენოთერმული[4] და სტენოჰალური[5] ორგანიზმები, ოღონდ ფაუნა შესამჩნევად არის გაღარიბებული, ისევე როგორც, საერთოდ, ბათიალურ ოლქში. აქ ბინადრობენ ფორამინიფერები, ღრუბლები, ნაწლავაღრუიანები, მხართფეხიანები, დეკაპოდი კიბოები, ორსაგდულიანები და გასტროპოდები, ჰიები, ეკალკანიანები. ისინი მეტწილად მცირე ზომისანი არიან, ხოლო მათი ნიჟარები თხელკედლიანია.

ბათიალურ ოლქში დაგროვილი ნალექები წმინდამარცელოვანია, საკმაოდ დიდ ფართობზე – ერთფეროვანი. მეტწილად ესაა შლამი, რომლის ძირითადი მასა (60%-მდე) პელიტურია (თიხიანი). 20%-მდეა ქვიშა და ალევროლითური მასალა. სხვადასხვა რაოდენობითაა წარმოდგენილი ორგანიზმების ნაშთები. მაგრამ ბათიალურ ოლქში არცთუ იშვიათად ნალექების განაწილების კანონზომიერი სურათი დარღვეულია რამდენიმე ფაქტორის ზეგავლენით. ამათგან მნიშვნელოვანია წყალქვეშა მეწყრები, განსაკუთრებით კი - მღვრიე ღვარები, სხვაგვარად მათ ს უ ს პ ე ნ ზ ი უ რ[6] ღ ვ ა რ ე ბ ს ან

---

[1] ტერიგენული – ლათინ. – terra – დედამიწა.

[2] ოოლითი – ბერძნ. – oos – კვერცხი.

[3] ბათიალური – ბერძნ. bathys – ღრმა.

[4] სტენოთერმული – ბერძნ. stenos – ვიწრო, მჭიდრო + therme – ტემპერატურა, სითბო.

[5] სტენოჰალური – stenos + hals – მარილი.

[6] სუსპენზია – ლათინ. suspensio – ატივტივება; ორი ნივითერების ისეთი ნარევი, რომელშიც ერთი სითხე მეორეში ატივტივებული ნაწილაკების სახით არის შერეული.

სუსპენზიურ ნაკადებს უწოდებენ. წყალქვეშა მეწყრები იწვევენ კონტინენტურ დაფერდებაზე დაგროვილი ნალექების დაცურებას დაფერდების ძირისაკენ და იქ ძლიერ აშლილი, რთულად დაწვრილნაოჭებული შრეების წარმოშობას. კიდევ უფრო მნიშვნელოვანია მღვრიე ღვარების მოქმედება. ამგვარი ღვარები წარმოიშობა კონტინენტურ დაფერდებაზე, მეტწილად ცუნამის ან წყალქვეშა მეწყერის მოქმედების შედეგად. ცუნამის მექანიკური ზემოქმედებით ხდება ზღვის ფსკერზე დაგროვილი შლამის წყლით გაჯერება, რის გამოც ირღვევა წონასწორობა და მღვრიე მასა თოვლის ზვაის მსგავსად ეშვება კონტინენტურ დაფერდებაზე. დაფერდების ძირში ის გროვდება გამოტანის კონუსის სახით, უფრო ხშირად კი – ზღვის ფსკერის მოვაკებულ ნაწილში მღვრიე მასა გაიშლება საკმაოდ დიდ ტერიტორიაზე და იწყება მასალის გრადაციული დალექვა, ანუ ახარისხება – მასალის განაწილება სიმსხოს მიხედვით, ქვევიდან ზევით (ყველაზე მსხვილი მასალა ძირში, ზევით კი – სულ უფრო და უფრო წვრილი მარცვლები). ამგვარად წარმოქმნილ ნალექებს ტურბიდიტებს უწოდებენ. ამრიგად, კონტინენტური დაფერდების ძირში, აბისურ ოლქში და ზოგჯერ ოკეანური ღრმაობების ფსკერზეც კი წმინდა შლამების გვერდით შეიძლება შეგვხვდეს საკმაოდ მსხვილმარცვლოვანი მასალა ბათიალური ოლქის, ზოგჯერ კი შელფისთვის დამახასიათებელი ფაუნის ნაშთებით.

ამას გარდა, კონტინენტურ დაფერდებაზე წარმოიქმნება ბათიალური ფაციესების კიდევ ერთი ჯგუფი – ორგანოგენული კარბონატული შლამები. პლანქტონური ორგანიზმების – ფორამინიფერების (გლობიგერინების), კოკოლითოფორიდების, პტეროპოდების – ნიჟარები მილიარდობით ეშვება ზღვის პელაგური ნაწილიდან აუზის ფსკერზე, სადაც ისინი წარმოქმნიან $CaCO_3$-ით გამდიდრებულ შლამებს. შლამები იწოდებან იმ ორგანიზმების მიხედვით, რომელთა ნაჭუჭებიც ჭარბობს მის აგებულებაში – ფორამინიფერებიანი, გლობიგერინებიანი, პტეროპოდებიანი. მარჯნული რიფების ნგრევის პროდუქტები რიფების სიახლოვეს გროვდება და წარმოიქმნება მარჯნიანი შლამები. შედარებით ცივ აუზებში ორგანოგენულ შლამებს კაჟის საფარველის მქონე პლანქტონური წყალმცენარეები – დიატომეები – წარმოქმნიან. ასეთ შლამებს დიატომეებიანს უწოდებენ.

4. აბისური[1] ოლქი და აბისური ფაციესები. ზღვის აბისური ოლქი ან აბისალი 4000მ-ზე ღრმად განლაგებული ზღვის ფსკერის ნაწილია. აბისური ოლქის მნიშვნელოვანი ნაწილი, განსაკუთრებით სანაპიროდან ძლიერ დაშორებული უბნები, დაფარულია ოკეანური წითელი თიხით. ესაა ძალიან წმინდამარცვლოვანი მოყავისფრო ან მოყავისფრო-აგურისფერი ნალექი - პოლიგენური მასალა, რომელშიც შედის: 1) სანაპიროდან აუზში მდინარეების მიერ შემოტანილი ძალიან წმინდა ტერიგენული პროდუქტები; 2) ეოლური მტვერი - ჰაერის მასების მიერ უდაბნოებიდან მოტანილი მტვერი; 3) კოსმოსური (მეტეორიტული) მტვერი; 4) ჯულკანური ფერფლი; 5) ფორამინიფერების ნაშთები, რომლებიც წყალში გახსნას გადაურჩნენ; 6) აგრეთვე ნექტონური ორგანიზმების (ვეშაპების, ზვიგენების) სხეულის უხსნადი ნაშთები – კბილები, სასმენი აპარატის ძვლები და სხვ. მთელი ეს მასალა აბისური ოლქის ფსკერზე ძალიან მცირე რაოდენობით, ნელ-ნელა ეშვება წყლის მასიდან და წარმოქმნის მცირე სისქის (საშუალოდ 1მმ 1000 წელიწადში) ფენას.

აბისურ ოლქში გროვდება სხვადასხვაგვარი ორგანული შლამებიც. კარბონატული შლამები აქ მხოლოდ 4,5–4,7 ათასი მეტრის სიღრმემდე წარმოიქმნება. ესაა ძირითადად გლობიგერინებიანი შლამები, რომელთა შემადგენლობაში 30-დან 90%-მდე პლანქტონური ფორამინიფერების – გლობიგერინების ნაჭუჭებია წარმოდგენილი, დანარჩენი – წმინდა ტერიგენული მასალაა, ალევრიტული ან ალევრიტულ-პელიტური. 4000მ-ზე ღრმად $CaCO_3$-იანი ნიჟარები ვეღარ აღწევენ, რადგანაც $CaCO_3$-ის დაბალი კონცენტრაციის გამო მათი წყალში გახსნა ხდება. სამაგიეროდ, დიდ სიღრმეებზე ფართოდაა გავრცელებული კაჟიანი შლამები – დიატომეებიანი და რადიოლარიებიანი.

უახლესი კვლევების შედეგად, აბისური ოლქის თითქმის უსიცოცხლო გარემოში დადგენილ იქნა ინტენსიური სიცოცხლის ცალკეული უბნები, ე.წ. სიცოცხლის აბისური ოაზისები. ისინი უკავშირდებიან აბისალის იმ უბნებს, სადაც დედამიწის წიაღიდან პორების გზით ზედაპირზე ამოდიან სხვადასხვაგვარი გაზები და ხსნარები – ე.ი. მოქმედი ჰიდროთერმული წყაროების გამოსავლ-

[1] აბისური – ბერძნ. abyssos – უძირო, უფსკრული.

ებს. ასეთ ადგილებში ტემპერატურა 320°C-ს აღწევს. იქ, სადაც ტემპერატურა 140°C-ია ან ნაკლები, არსებობენ ქემოსინთეზის უნარის მქონე ბაქტერიები. ქიმიური რეაქციები, რომლებშიც ბაქტერიებიც მონაწილეობენ, მიმდინარეობს გოგირდწყალბადის, აზოტის, ამიაკის, რკინის, მანგანუმის არსებობის პირობებში. ეს ბაქტერიები შეადგენენ იმ კვების ჯაჭვის საწყის რგოლს, რომელშიც ჩართული და ერთმანეთთან დაკავშირებული არიან ორსაგდულიანები, გასტროპოდები, აქტინიები, ჭიები, პოგონოფორები, კიბოსნაირები, თევზები. ამგვარი სიცოცხლის ოაზისების გავრცელება თანამედროვე ოკეანეებში ძალიან დიდია. ასე მაგალითად, წყნარ ოკეანეში ასეთი ოაზისები დადგენილია 8000კმ სიგრძის მერიდიანული ზოლის გასწვრივ. როგორც ჩანს, ისინი არსებობდნენ გეოლოგიური წარსულის ოკეანეების ფსკერზეც. ვარაუდობენ, რომ ასეთია ურალის ქედის პერმული ფაუნისტური კომპლექსების ნაწილი, აგრეთვე შორეული აღმოსავლეთის ცარცული ფაუნის გარკვეული ნაწილი.

როგორც ვთქვით, სუსპენზიური ნაკადები, არც თუ იშვიათად აბისურ ოლქამდეც აღწევენ და აქ ასეულ კილომეტრებზე იშლებიან. ამგვარად, წმინდამარცვლოვანი აბისური ფაციესების გვერდით ზოგჯერ საკმაოდ მსხვილმარცვლოვანი ქანებიც წარმოიქმნება.

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის თვალსაზრისით, ზღვიური ფაციესებიდან განსაკუთრებით საყურადღებოა მრავალფეროვანი ფაუნით დახასიათებული ნერიტული და, ჩვეულებრივ, დიდ ფართობზე გავრცელებული, ხშირად საკმაოდ მძლავრი (დიდი სისქის), თითქმის უწყვეტი სედიმენტაციის პირობებში დალექილი ბათიალური ფაციესები. გეოლოგიური წარსულის ლიტორალური ფაციესები, თუმცა საკმაოდ საინტერესოა, მაგრამ მცირე ლატერალური გავრცელების გამო ისინი ნაკლებად თუ გადაურჩებიან ხოლმე გადარეცხვას. ძალიან მცირეა ტიპური აბისური ფაციესების გადარჩენის შესაძლებლობაც, რადგანაც მილიონი წლების განმავლობაში დაგროვილი რამდენიმე სანტიმეტრის სისქის ნალექები კონტინენტის აგებულებაში მოხვედრამდე იმდენად ღრმა გარდაქმნას განიცდიან, რომ მათი გამოცნობა, პრაქტიკულად, შეუძლებელია. ღრმა ზღვის (ბათიალური და აბისური) ფაციესებიდან ახლა განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევენ სუსპენზიური ნაკადების მიერ წარმოქმნილი ტურბიდიტები.

ლ ა გ უ ნ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. გეოლოგიური წარსულის ფაციესებს შორის საკმაოდ მნიშვნელოვანია ლაგუნური ფაციესების წილი. ზღვის დონის ცვლილება, რასაც თან სდევდა სანაპირო ზოლის მიგრაცია, არც თუ იშვიათად, განსაკუთრებით ზღვის დონის დაწევის (რეგრესიის) შემთხვევაში, კონტინენტზე წარმოშობდა გაშლილ ზღვასთან სუსტად დაკავშირებულ შედარებით მცირე აუზებს – ლაგუნებს. ამგვარი აუზები, ცხადია, რამდენადმე უფრო მცირე სიღრმისაა. წყლის მარილიანობა ლაგუნებში ნორმული ზღვის მარილიანობისაგან (საშუალოდ 32-37‰) განსხვავებულია და დამოკიდებულია ჰავაზე. ნესტიანი კლიმატის პირობებში, თუ კი ლაგუნაში მდინარეებიც ჩაედინებიან, წყლის მარილიანობა თანდათან იკლებს და ის გამტკნარებულ აუზად გადაიქცევა. ცხელი და მშრალი სარტყლის ფარგლებში მოქცეულ ლაგუნაში, პირიქით, მარილიანობა თანდათან მატულობს, რადგანაც მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა ვერ უზრუნველყოფს აორთქლებული წყლის კომპენსაციას. მარილების კონცენტრაცია იზრდება, ზოგჯერ 100-150‰-მდე და ხშირად მეტადაც. ორივე შემთხვევაში ლაგუნებში ძირითადად ტერიგენული ნალექები – ქვიშაქვები, ალევროლითები, თიხები – გროვდება. სანაპირო ზოლში შესაძლებელია უფრო მსხვილმარცვლოვანი მასალაც იყოს წარმოდგენილი. მარილიან ლაგუნებში მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ქემოგენური ქანები, კერძოდ, სხვადასხვაგვარი მარილები – სილვინი, ჰალიტი, თაბაშირი, ანჰიდრიტი და სხვ. როდესაც ლაგუნის მარილიანობა 60-70‰-ს მიაღწევს, აუზში წყდება ნორმული ზღვებისათვის დამახასიათებელი რკინა-მანგანუმიანი კონკრეციების, გლაუკონიტისა და ფოსფორიტების გამოყოფა, სამაგიეროდ იწყება ევაპორიტების[1] დალექვა: ჯერ გამოიყოფა დოლომიტი, ანჰიდრიტი, თაბაშირი, შემდეგ (როცა მარილიანობა 150-160‰-ს მიაღწევს) - მირაბილიტი, 240-250‰-ის შემთხვევაში - ჰალიტი, კიდევ უფრო მაღალი კონცენტრაციის პირობებში კი – კალიუმის მარილებით გამდიდრებული ქანები გროვდება (სილვინიტი, კარნალიტი).

[1] ევაპორიტები – (ლათ. evaporatio – აორთქლება) ქემოგენური ქანებია, ჩაკეტილ აუზებში წყლის ძლიერი აორთქლების პირობებში მარილების გამოყოფის შედეგად წარმოშობილი.

უაღრესად ნიშანდობლივია ლაგუნური ფაციესების ფაუნა. მარილიანობის ცვლილება იწვევს სტენოჰალური ორგანიზმების გადაშენებას. მათ ადგილს ძირითადად იკავებენ ორსაგდულიანებისა და გასტროპოდების იმ ოჯახებისა და გვარების წარმომადგენლები, რომლებიც ეგუებიან, ერთ შემთხვევაში – გამტკნარებულ აუზში არსებობას, სხვა შემთხვევაში კი – მაღალი კონცენტრაციის მარილიანობის პირობებს. აქვე ხშირად წარმოდგენილია ოსტრაკოდებიც. ორივე შემთხვევაში დასაწყისში ფაუნა ტაქსონომიურად საკმაოდ ერთგვაროვანია – წარმოდგენილია მხოლოდ ერთი-ორი გვარი. სამაგიეროდ, როგორც წესი, დიდია ინდივიდების რიცხვი – ხშირად შრეები გაჭედილია ერთი რომელიმე სახის ნიჟარებით. თავდაპირველად ასეთი ევრიჰალური ორგანიზმები ინტენსიურად მრავლდებიან, მაგრამ მარილიანობის მატების კვალად ისინიც თანდათანობით გადაშენდებიან და აუზში რჩება მხოლოდ კიბოსნაირთა ზოგი სახე, აგრეთვე მიკროფლორა.

კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. როგორც უკვე ითქვა, კონტინენტური ფაციესები უფრო მრავალფეროვანია, ვიდრე ზღვიური. მათი როლი გეოლოგიურ წარსულში, უთუოდ, საკმაოდ მნიშვნელოვანიც იყო, მაგრამ წარსულის კონტინენტური ნალექების დიდ ნაწილს ჩვენამდე არ მოუღწევია. კონტინენტურ ფაციესებს მიეკუთვნება ე ლ უ ვ ი ო ნ ი (გამოფიტვის ქერქი), დ ე ლ უ ვ ი ო ნ ი (ფერდობების ნალექები), ა ლ უ ვ ი ო ნ ი (მდინარის კალაპოტის გასწვრივ და ჭალაში დაგროვილი ნალექები). გეოლოგიისათვის ისინი ნაკლებად მნიშვნელოვანია. ისტორიულ-გეოლოგიური თვალსაზრისით, კონტინენტური ფაციესებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს არიდული მხარეების ნალექები, რომელთა უმნიშვნელოვანეს ნაწილს უ დ ა ბ ნ ო უ რ ი ფაციესები შეადგენენ. მათვე უკავშირდება არიდული ჰავის ზონებში არსებული ტბების (ზოგჯერ საკმაოდ ვრცელი ჩაკეტილი აუზების) თავისებური ფაციესები, სპეციფიკური მარილების ასოციაციითა და დამახასიათებელი ფაუნისტური კომპლექსებით, აგრეთვე დროებითი ტბების ამოშრობის შედეგად გაჩენილი ტ ა კ ი რ ე ბ ი ს თიხიანი ნალექები.

გეოლოგს მეტწილად საქმე აქვს გეოლოგიური წარსულის ქვიშიან უდაბნოებთან, რადგანაც ძველი, ოდესღაც არსებული კლდოვანი და ქვიანი უდაბნოების კვალი ხშირ შემთხვევაში ეროზიით არის განადგურებული იმის გამო, რომ ამგვარი უდაბნოები, ჩვეულებრივ, ეროზიის მხარეებს წარმოადგენენ. ქვიშიანი უდაბნოების მასალა ქარს მოაქვს. ესაა სხვადასხვანაირი წარმოშობის (ზღვიური, ტბიური, ქვიანი უდაბნოების) ქვიშის მასალა, რომლის დაგროვება-დაბინავება მათი წარმოშობის ადგილიდან მოშორებით მიმდინარეობს. უდაბნოურ ქვიშაქვებში მარცელები კარგად არის დამუშავებული და დახარისხებული. მათ შორის მრავლად არის მდგრადი მინერალების მარცელები. დროებითი წყალსაცავების ადგილას გაჩენილი ტაკირებისთვის ძირითადად დამახასიათებელია ნორმული (პარალელური) შრეებრივობის მქონე თიხები და ალევროლითები თაბაშირისა და მარილიანი ქერქის შუაშრეებით. დამახასიათებელია გვალვის ნასკდომებით წარმოქმნილი მრავალკუთხედები, მარილების ცალკეული გაბნეული კრისტალები და ქვამარილის კუბების ფსევდომორფოზები (გლიპტომორფოზები)[1], რომლებიც ქვიშაქვისაგან არის წარმოქმნილი.

ძველი კონტინენტური გამყინვარებების კვალი შემონახულია სპეციფიკური, მ ყ ი ნ ვ ა რ უ ლ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი ს სახით. პირველ რიგში ესაა განამარხებული მორენები – ტ ი ლ ი ტ ე ბ ი – დაუხარისხებელი მასალის შეცემენტებით წარმოქმნილი ბრექჩია-კონგლომერატები, რომლებიც მცირედ დამუშავებულ, სხვადასხვა ზომის (დიდი ლოდებიდან დაწყებული და უწვრილესი ნატეხებით დამთავრებული), ხშირად უთოს ფორმის, გაპრიალებული და ნაკაწრებიანი ზედაპირების მქონე ქვებს შეიცავენ. ტილიტები, არცთუ იშვიათად, განლაგებულია უშუალოდ მოპრიალებულ, დაკაწრულ ძირითად ქანებზე. ტილიტები წარმოადგენენ წარსულის ცივი კლიმატის ერთ-ერთ ყველაზე უტყუარ ინდიკატორს. მყინვარული ფაციესების ჯგუფს მიეკუთვნება აგრეთვე ფლუვიოგლაციური ნალექები – მყინვარებიდან მომდინარე წყლის ნაკადების მიერ გადამუშავებული მყინვარული მასალით წარმოქმნილი ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობა. მასალის დახარისხება ამ ქანებში უკეთესია, ვიდრე ტილიტებში, შრეებრივობა პარალელურია ან ირიბი. მყინვარულ ფაციესებთანაა დაკავშირებული ე.წ. ფენოვანი (ზოგჯერ მათ

[1] გლიპტომორფოზა – შრეებრივობის ზედაპირზე (ან შრეში) მარილის კრისტალის გახსნის შედეგად გაჩენილი სიცარიელის ქანის მარცელებით ამოვსებით წარმოქმნილი სხეული, რომელიც გარეგანი ფორმით კრისტალს ჰგავს, აგებულებით კი ქვიშაქვაა, ალევროლითი ან სხვა ქანი.

ზოლებიანსაც უწოდებენ) თიხების ფაციესი. მისთვის დამახასიათებელია თიხების მუქი და ღია ფერის თხელი ფენების მორიგეობა. ფენების ფერის კანონზომიერი ცვლა ვერტიკალურ ჭრილში სეზონური პირობების (ზამთარ-ზაფხულის) მორიგეობასთან არის დაკავშირებული.

ვ უ ლ კ ა ნ ო გ ე ნ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ე ბ ი. საგანგებოდ უნდა შევჩერდეთ ფაციესების კიდევ ერთ ჯგუფზე. ესაა ვულკანოგენური ფაციესები. მათი წარმოქმნა ხდება როგორც კონტინენტურ პირობებში, ისე ზღვებში, ლაგუნებში და ა.შ. ვულკანური ამოფრქვევის პროცესში ვულკანის ყელიდან ამოტყორცნილი მყარი პროდუქტების, ანუ პიროკლასტური მასალის დიდი ნაწილი, განსაკუთრებით მსხვილი მასალა (ვულკანური ბომბები, ლაპილები), ვულკანური ცენტრების სიახლოვეს გროვდება, წვრილდა მასალა (ფერფლი) კი ხშირად ვულკანიდან მოშორებით, ზოგჯერ საკმაოდ დიდ მანძილზე ვრცელდება და იქ ხდება მისი დალექვა. ამავე დროს, როგორც ხმელეთზე, ისე ზღვაში დალექილ პიროკლასტიკას სხვადასხვა პროპორციით ყოველთვის შეერევა ხოლმე ნორმული დანალექი მასალა და ამგვარად წარმოიქმნება ქანები, რომლებიც, ნორმული დანალექი ქანებისაგან განსხვავებით, საღ ვულკანურ მასალას შეიცავს, ზოგჯერ საკმაოდ დიდი რაოდენობით. ასე წარმოშობილ ქანებში მასალის სიმსხოს მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ ვულკანოგენური კონგლომერატები, ვულკანოგენური ბრექჩიები, ვულკანოგენური ქვიშაქვები, პელიტური ტუფები (ფერფლის ტუფები). სხვაგვარად ამ ქანებს ტუფოგენურსაც უწოდებენ (ტუფობრექჩიები, ტუფოქვიშაქვები და ა.შ.). ვულკანოგენური ფაციესებისათვის დამახასიათებელია ტუფოგენურ ქანებთან ლავური განფენების მორიგეობა. ამას გარდა, ვულკანოგენური ქანების კომპლექსში არც თუ იშვიათად აღინიშნება ნორმული დანალექი ქანების ცალკეული შრეები ან მათი სხვადასხვა სისქის დასტებიც. ეს იქნება ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესები. ძლიერი ვულკანური აქტივობის შედეგად ხშირად წარმოიშობოდა ძალიან დიდი სისქის (რამდენიმე კილომეტრის) ვულკანოგენურ-დანალექი წყებები. ვულკანოგენურ ფაციესებში ნამარხი ორგანიზმების ნაშთები იშვიათი როდია და მაშინ ვულკანოგენების დათარიღება საკმაოდ ზუსტად ხერხდება. კონტინენტურ პირობებში დაგროვილი ტუფოგენური ქანები ხშირად მცენარეებისა და ხმელეთის ცხოველების (მეტწილად ხერხემლიანების) ნაშთებს შეიცავენ ხოლმე.

ვულკანური აქტივობა გეოლოგიურ წარსულში გარკვეულ რეგიონებში ძალიან ინტენსიური იყო. ამიტომ სხვადასხვა ასაკის ვულკანოგენური ფაციესების გავრცელება საკმაოდ დიდია და, ცხადია, ისინი გეოლოგებისათვის უაღრესად საინტერესოა. მნიშვნელოვანია მათი როლი საქართველოს გეოლოგიურ აგებულებაში.

ფაციესების კვლევის საფუძველზე პალეოგარემოს შესახებ სწორი დასკვნების გამოსატანად, გაშიშვლებული ნალექების მხოლოდ ერთ რომელიმე ჭრილში შესწავლა საკმარისი არ არის. იმისათვის, რომ აღვადგინოთ გეოლოგიური წარსულის პალეოგეოგრაფიული სურათი, ანუ დავხაზოთ რუკა, რომელზეც იმდროინდელი ზღვებისა და ხმელეთის განაწილების სურათი იქნება მოცემული მთლიანად დედამიწაზე ან მის რომელიმე რეგიონში, აუცილებელია მრავალი დაკვირვება. დასკვნები მით უფრო დასაბუთებული და ზუსტი იქნება, რაც უფრო მრავალი იქნება დაკვირვების ობიექტი. ამგვარი მასალის გათვალისწინებით, ჩვენ შევძლებთ რუკაზე აღვნიშნოთ, სად იყო კონტინენტური გარემო, სად გროვდებოდა სანაპირო და სად – უფრო ღრმა ზღვის ნალექები. ამგვარად, შესაძლებელია დავხაზოთ გეოლოგიური წარსულის გარკვეული მონაკვეთისათვის გეოგრაფიული რუკა, ანუ პ ა ლ ე ო გ ე ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი რ უ კ ა. თავისთავად ცხადია, ასეთი რუკა იმდენად ზუსტი ვერასოდეს იქნება, როგორც თანამედროვე ფიზიკურ-გეოგრაფიული რუკები. გარდა ამისა, პალეოგეოგრაფიული რუკები, თანამედროვე გეოგრაფიული რუკებისაგან განსხვავებით, ერთი რომელიმე კონკრეტული მომენტის სიტუაციას კი არ გამოხატავენ, არამედ წყლისა და ხმელეთის განაწილების მხოლოდ ზოგად სურათს, რაღაც საშუალო სიტუაციას მილიონი წლის განმავლობაში. მიუხედავად ამისა, პალეოგეოგრაფიული რუკების მნიშვნელობა ფასდაუდებელია არა მხოლოდ მეცნიერული თვალსაზრისით, არამედ პრაქტიკული, გამოყენებითი გეოლოგიისთვისაც. ბევრი წიაღისეულის ახალი საბადოების გამოვლენა, მათი ძიების მეცნიერულ დონეზე წარმართვა შეუძლებელია პალეოგეოგრაფიული რუკების გარეშე.

გეოლოგი ფაციესების ანალიზით მოიპოვებს მასალას პალეოკლიმატოლოგიური დასკვნებისთვისაც. სად იყო ცხელი და მშრალი კლიმატი, სად – ცივი და ნოტიო? სად მოხდა გამყინვარება და რა

ტიპის იყო მყინვარები? საერთოდ, როგორი იყო დედამიწაზე კლიმატური ზონალობა და როგორ იცვლებოდა ის ჩვენი პლანეტის ხანგრძლივი ევოლუციის პროცესში? როგორი იყო კლიმატის ცვალებადობის კანონზომიერებანი და მიზეზები?

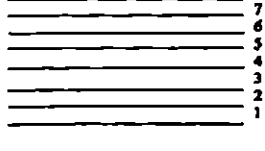
ფაციესების ანალიზი უდევს საფუძვლად ცოცხალი ბუნების ევოლუციის მრავალი პრობლემის გადაჭრასაც. წარსულის ფლორისა და ფაუნის საარსებო პირობებში, მათ ცვალებადობაში გარკვევა, ანუ პალეოეკოლოგიური კვლევა პალეონტოლოგიური მასალის სპეციალურ შესწავლასთან ერთად, აუცილებლად მოითხოვს ფაციესების თავისებურებათა გათვალისწინებასაც. ამგვარად იქმნება პალეობიოგეოგრაფიული, პალეოზოოგეოგრაფიული და პალეოფიტოგეოგრაფიული რუკები, რომლებიც გეოლოგიური წარსულის დროის გარკვეული მონაკვეთისთვის ხმელეთსა თუ წყალში ორგანული სამყაროს წარმომადგენელთა კანონზომიერი განაწილების სურათს ასახავენ.

მნიშვნელოვანია ფაციესური ანალიზის როლი პალეოვულკანოლოგიური კვლევისათვის. ვულკანოგენური ფაციესების შესწავლის საფუძველზე შესაძლებელი ხდება ვულკანური ამოფრქვევების ტიპის, ცენტრებისა და ნაპრალების დადგენა, დედამიწაზე ვულკანური აქტივობის ზონების კანონზომიერი განაწილების სურათის რეკონსტრუქცია და ა.შ.

ფაციესების შესწავლის საფუძველზე პალეოგარემოს აღდგენის შესაძლებლობებზე უფრო დაწვრილებით შემდგომში არაერთხელ გვექნება საუბარი დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის ცალკეული ნაკვეთების გაცნობისას.

გეოლოგიური წარსულის მოვლენათა დათარიღების მეთოდები

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეორე უმნიშვნელოვანესი ამოცანაა დედამიწის ქერქის ხანგრძლივი ისტორიის განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების გეოქრონოლოგიური თანმიმდევრობის დადგენა. ამ შემთხვევაშიც გეოლოგია ქანებზე დაკვირვების გზით ახერხებს ამოცანის გადაჭრას, უპირველეს ყოვლისა — დანალექი ქანების შესწავლით. ჯერ ერთი, სწორედ დანალექი ქანები ასრულებენ უმნიშვნელოვანეს როლს სტრატისფეროს აგებულებაში და მეორე, როგორც უკვე ითქვა, რაკი ამგვარი ქანების დალექვის პროცესში სიმძიმის ძალას ეკუთვნის გადამწყვეტი მნიშვნელობა, ცხადია, დანალექი ქანების კომპლექსების ვერტიკალურ ჭრილში, როგორც წესი, ყოველი მომდევნო შრე (სახურავი) უფრო ახალგაზრდაა მის ქვეშ განლაგებულ (საგებ) შრეზე. განლაგების წესზე დაყრდნობით, რომელსაც გამონაკლისი არ გააჩნია, ასაკის განსაზღვრა სრულიად მარტივია ჰორიზონტულად განლაგებული აუშლელი შრეების შემთხვევაში. სურ.12-ზე ყოველი მომდევნო შრე უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე მის ქვეშ განლაგებული შრეები. იგივე წესი ვრცელდება, ცხადია, შრეთა კომპლექსებზეც. ამავე დროს, გარკვეული სიფრთხილით უნდა გამოვიყენოთ განლაგების წესი იმ შემთხვევაში, როცა საქმე გვაქვს ინტენსიურად დანაოჭებულ ქანებთან, რღვევებით, შესხლტევებით, შეცოცებებით გართულებულ სტრუქტურებთან, რადგანაც ამ დროს გადაბრუნებულ ჭრილში შრეთა ნორმალური, თავდაპირველი თანმიმდევრობა ხშირად დარღვეულია — ახალგაზრდა შრეები ქვევით არის მოქცეული, ძველები კი, პირიქით, - ზევით (იხ. სურ.13).



სურ. 12.



სურ. 13.

განლაგების წესს გეოლოგი ყოველთვის ეყრდნობა ერთ რომელიმე გაშიშვლებაში შრეთა ქრონოლოგიური თანმიმდევრობის დასადგენად, ე.ი. იმის გასარკვევად, თუ რომელი შრეა (ან შრეთა კომპლექსი) უფრო ძველი და რომელი უფრო ახალგაზრდა. თუ ძირითადი ქანების გაშიშვლების პირობები კარგია, ე.ი. გაშიშვლებები ერთმანეთისგან მცირე მანძილით არის დაშორებული, განლაგების წესის დახმარებით შესაძლებელი იქნება გაშიშვლებების ერთმანეთთან პარალელიზაცია, ანუ ერთ გაშიშვლებაში წარმოდგენილი შრეების სინქრონული ნალექების გამოცნობა მეზობელ ჭრილში. სხვაგვარად სინქრონიზაციასაც ამბობენ. ამგვარად ჩვენ მოვახერხებთ დავადგინოთ შესწავლილ ჭრილში წარმოდგენილი ქანების გავრცელება მოცემული ტერიტორიის ფარგლებში, თუკი შეეძლებთ თითოეული შრის (ან შრეთა კომპლექსის) გაკვლევას მიმართებაზე თუ დაქანებაზე.

მართალია, განლაგების წესი შრეების შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის ძალიან მარტივი და საიმედო გზაა, მაგრამ მაინც მისი გამოყენება დათარიღების ამოცანების გადასაჭრელად, კერძოდ, კონკრეტული ჭრილის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისათვის და შემდეგ ამ სტრატიგრაფიული ერთეულების პარალელიზაციისათვის ან, სხვაგვარად, კორელაციისათვის მეზობელ (ახლო თუ შორეულ) ჭრილებში გაშიშვლებულ ნალექებთან სრულიად არასაკმარისი, ხშირად კი ნაკლებად სანდოა, განსაკუთრებით, თუ საკვლევი ტერიტორია დიდია და, ამავე დროს, გაშიშვლების პირობები – ცუდი.

დანალექი ქანების კომპლექსების სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციისათვის გეოლოგები იყენებენ გეოლოგიურ მოვლენათა დათარიღების სხვადასხვა მეთოდებს, რომლებიც ორ განსხვავებულ ჯგუფად იყოფიან: ა) ბიოსტრატიგრაფიული, სხვაგვარად, პალეონტოლოგიური და ბ) ფიზიკური -- ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული, ტექტონიკური და გეოფიზიკური. სრულიად განსხვავებულია გეოლოგიურ მოვლენათა დათარიღების მესამე ჯგუფი. ესაა ფიზიკურ-ქიმიური მეთოდები, რომლებსაც იზოტოპური მეთოდების, ქანების აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრის მეთოდების ან კიდევ რადიოგეოლოგიური მეთოდების სახელწოდებით აერთიანებენ.

სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული მეთოდი, რომელსაც საველე მუშაობის დროს ხშირად მიმართავს გეოლოგი, ემყარება ქანების ნივთიერი შედგენილობის ცვლას ჭრილში. შედარებით მცირე ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების შესწავლისას სტრატიგრაფიული ერთეულების გამოყოფისა და კორელაციის მიზნით, ჩვეულებრივ, მხედველობაში მიიღება ნალექების ლითოლოგია. იგულისხმება, რომ შედარებით მცირე ტერიტორიის ფარგლებში ერთ ჭრილში წარმოდგენილი გარკვეული ლითოლოგიური შედგენილობის შრე თუ შრეთა კომპლექსი (ვთქვათ, კონგლომერატი, ქვიშაქვა, კირქვა და ა.შ.) ისეთივე ასაკისა იქნება მთელ ამ ტერიტორიაზე გაშიშვლებულ ყველა დანარჩენ ჭრილში. ლითოლოგიური მეთოდის გამოყენებას დიდად ეხმარება ე.წ. ნიშანდობლივი ჰორიზონტები (სხვაგვარად სამარკირო ჰორიზონტებსაც ამბობენ, რაც რუსულიდან გადმოქართულებული маркирующий горизонт–იდან არის ნაწარმოები), რომლებიც რომელიმე ნიშანთვისებით მკაფიოდ გამოირჩევიან საგები და სახურავი დასტებისაგან (ვთქვათ, ფერით, კონკრეციების არსებობით, ნამარხი ფაუნის სიმრავლით, შრეებრივობის ზედაპირის სპეციფიკური ნიშნებით და ა.შ.). ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული მეთოდით სტრატიგრაფიული დანაწილება და კორელაცია მხოლოდ მიახლოებით სურათს გვაძლევს და ზუსტი და დეტალური სტრატიგრაფიული კვლევისათვის ნაკლებად გამოდგება. მით უფრო დიდ სიფრთხილეს მოითხოვს ამ მეთოდის გამოყენება იმ შემთხვევაში, როცა კვლევა დიდ ტერიტორიას მოიცავს, რადგან გარკვეული ლითოლოგიური შედგენილობის ქანი ლატერალურად შესაძლოა სულ სხვაგვარმა ქანმა შეცვალოს. მაგალითად, კონგლომერატების სინქრონული შრეები შესაძლებელია სხვა ჭრილებში ქვიშაქვებით იყოს წარმოდგენილი, ხოლო კონგლომერატი უფრო ძველიც იყოს ან უფრო ახალგაზრდაც.

გაცილებით უფრო ზუსტია მიკროპეტროგრაფიული მეთოდი, რომელიც ქანების სპეციალურ, მიკროსკოპით შესწავლას მოითხოვს. მეთოდი ემყარება დანალექი ქანების ვერტიკალურ ჭრილში ე.წ. რელიქტური მინერალების ასოციაციის ცვლას, რაც მკვებავი სუბსტრატის, ანუ აუზში კლასტური მასალის მომწოდებელი წყაროს ცვლილებებზეა დამოკიდებული. დროთა განმავლობაში სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით იცვლება მკვებავი სუბსტრატი და ამასთან ერთად აუზში შემო-

სული მასალის მინერალური შედგენილობა და, ცხადია, რელიქტური მინერალების ასოციაციაც. ამ მეთოდს ხშირად მიმართავენ ისეთი ნალექების სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციისათვის, რომლებშიც ნამარხები არ არის დაცული. ასეთ შემთხვევაში ამბობენ, ნალექები მუნჯიაო. მიკროპეტროგრაფიული მეთოდით სტრატიგრაფიული კვლევა (ისევე, როგორც ყველა დანარჩენი ფიზიკური მეთოდით – ტექტონიკურით, გეოფიზიკურით) მხოლოდ იმ შემთხვევაში მოგვცემს დასრულებულ, სანდო სტრატიგრაფიულ სქემას, თუ ის ეყრდნობა სტანდარტულ, ეტალონურ ჭრილს, რომელშიც რელიქტური მინერალების ასოციაციის კანონზომიერი ცვლის სურათი პალეონტოლოგიური მეთოდით არის გაკონტროლებული.

დათარიღებისა და კორელაციის მეთოდებს შორის ძირითადია პ ა ლ ე ო ნ ტ ო ლ ო გ ი უ რ ი მ ე თ ო დ ი. მართალია, პალეონტოლოგიური მეთოდი არ არის სტრატიგრაფიის ამოცანების გადაჭრის ერთადერთი გზა, მაგრამ შეფარდებითი დათარიღების მეთოდებს შორის მას პირველ რიგში ის დიდი უპირატესობა აქვს, რომ მისი გამოყენების სივრცული მასშტაბები შეუდარებლად უფრო ფართოა (თითქმის განუსაზღვრელი), ვიდრე სხვა მეთოდებისა. როგორც ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული და ტექტონიკური, ისე გეოფიზიკური მეთოდების გამოყენება შესაძლებელია მხოლოდ შეზღუდული ტერიტორიის ფარგლებში, მაშინ როცა პალეონტოლოგიური მეთოდებით დადგენილი სტრატიგრაფიული ერთეულების კორელაცია, დაწყებული ლოკალური, მცირე რეგიონიდან, დიდი რეგიონების, მთელი კონტინენტის და, საბოლოო ჯამში, მთლიანად პლანეტის მასშტაბითაც ხორციელდება. საერთაშორისო სტრატიგრაფიული შკალა (და, შესაბამისად, მასზე დაფუძნებული გეოქრონოლოგიური შკალაც) პალეონტოლოგიური მეთოდებით მუშავდებოდა ორი საუკუნის განმავლობაში. ამას გარდა, არც ერთი სხვა მეთოდი არ არის დამოუკიდებელი და უნივერსალური. გეოლოგი მათ მხოლოდ კერძო შემთხვევაში მიმართავს და მიღებული შედეგების კონტროლი აუცილებლად უნდა განხორციელდეს პალეონტოლოგიური მეთოდით.

პალეონტოლოგიური მეთოდი ემყარება ორგანული სამყაროს ისტორიულ ცვლილებებს, რაც დედამიწაზე სიცოცხლის წარმოშობის დროიდან დღემდე ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური განვითარების პროცესთან უმჭიდროვეს კავშირში განუწყვეტლივ მიმდინარეობს, როგორც მისი ევოლუციის ერთერთი უმნიშვნელოვანესი ელემენტი. დათარიღების პალეონტოლოგიური მეთოდი შემდეგ პოსტულატებზეა დაფუძნებული: ა) სიცოცხლე გლობალური მოვლენაა; ბ) სიცოცხლე ევოლუციას განიცდიდა და ვითარდებოდა დროში მარტივიდან რთულისაკენ; გ) ევოლუცია შეუქცევადია – ანუ ერთხელ გადაშენებული, გამქრალი ფორმა ხელმეორედ აღარ გაჩნდება სრულიად ოპტიმალურ პირობებშიც კი; დ) აქედან გამომდინარეობს, რომ გეოლოგიური ისტორიის ყოველ მონაკვეთს შეესატყვისებოდა ცოცხალი ორგანიზმების გარკვეული კომპლექსი. ამასთან, ცხადია, თვით კომპლექსები თანდათან რთულდებოდა. პალეოგარემო დროის კონკრეტულ მონაკვეთზე, ბუნებრივია, მთელ დედამიწაზე ერთნაირი არ იყო, ამიტომ ფაუნისტური კომპლექსებიც ლატერალურად ერთნაირი ვერ იქნებოდა. მაინც არსებობს ერთი ასაკის ნალექებისთვის დ ა მ ა ხ ა ს ი ა თ ე ბ ე ლ ი, ნ ი შ ა ნ დ ო ბ ლ ი ვ ი ნამარხების კომპლექსი ანუ, სხვაგვარად, დ ა მ ა ხ ა ს ი ა თ ე ბ ე ლ ი ფ ა უ ნ ა (სახელმძღვანელო ფორმები), რომელიც კონკრეტულ ჭრილებში შრეების ასაკის დადგენისა და შორეული კორელაციისათვის საიმედო დასაყრდენს წარმოადგენს, რადგანაც ამ კომპლექსში შემავალ ფორმებს ფართო გეოგრაფიული გავრცელება აქვს.

პალეონტოლოგიური მასალა შრეების დასახასიათებლად, მათ გამოსაცნობად პირველად ინგლისელმა ვ. ს მ ი ტ მ ა [1] გამოიყენა. ეს მოხდა XVIII საუკუნის მიწურულში, იმ დროს, როცა თავად მეცნიერების დარგი – პალეონტოლოგია – ჯერ კიდევ არ არსებობდა. მას მხოლოდ მოგვიანებით, XIX საუკუნის დასაწყისში ჩაეყარა საფუძველი. მანამდე კი მისი წინამორბედები – იტალიელი მეცნიერი ჯ. არდუინოც, მისი თანამედროვენიც, შემდგომში მოღვაწე სხვა გეოლოგებიც, მათ შორის, გერმანელი ა. ვერნერი და მისი მრავალრიცხოვანი მიმდევრები, ნალექების დახასიათების, მათი გამოცნობის, ბუნებრივ ერთეულებად დაჯგუფების ძირითად კრიტერიუმად ქანების პეტროგრაფიულ თავისებურებებს მიიჩნევდნენ, ამ ქანებში დაცულ ნამარხებს კი სრულიად უყურადღებოდ ტოვებდნენ. ვ.სმიტმა – ინგლისელმა მიწათმზომელმა (შემდგომში ის სამთო ინჟინერი გახდა), რომლისთვისაც ნამარხების მეცნიერული დახასიათება კი არა, დასახელებაც კი უცნობი იყო და მხოლოდ ხალხური სახელებით აღნიშნავდა

[1] ვ. სმიტი – W. Smith (1769-1839).

მის მიერ ბავშვობიდანვე და შემდეგაც, მიწათმზომელად თუ სამთო ინჟინრად მუშაობისას დიდი გატაცებით მოძიებულ „უცნაურ ქვებს“, პირველმა მიაქცია ყურადღება შრეებში ნამარხების კანონზომიერ განაწილებას და შრეთა გამოცნობისათვის მათი გამოყენება სცადა.

ვ. სმიტს, როგორც სამთო ინჟინერს, მოღვაწეობა მოუხდა იმ დროს, როდესაც ინგლისში სულ უფრო და უფრო ინტენსიურად ვითარდებოდა მრეწველობა, განსაკუთრებით, ქვანახშირის მოპოვება. ქვანახშირის საბადოებზე მუშაობამ, ერთი მხრივ, ხელი შეუწყო ვ.სმიტის, როგორც სამთო ინჟინრის, დახელოვნებას, ხოლო მეორე მხრივ, – მისი გეოლოგიური ცოდნის განვითარება-გაღრმავებას და, საბოლოო ჯამში, მისი მოღვაწეობის ძირითადი მიმართულების განსაზღვრასაც. ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა ჰქონდა ვ. სმიტის მუშაობას ქ. ბათის რაიონში მდებარე სომერსეტის ქვანახშირის საბადოზე. ქ.ბათის მიდამოების გეოლოგიური აგებულება უაღრესად ხელსაყრელია სტრატიგრაფიული წარმოდგენების ჩამოყალიბებისათვის – მონოკლინურად განლაგებული ნალექების უწყვეტ ჭრილში წარმოდგენილია ლითოლოგიურად, ფერით, შრეებრივობით ერთმანეთისაგან მკაფიოდ განსხვავებული დევონური, კარბონული და მათზე მკაფიო კუთხური უთანხმოებით განლაგებული ტრიასული და ქვედა-იურული სისტემები. ქ. ბათში მიდამოების მუშაობას მალე მოჰყვა ვ. სმიტის ორთვიანი მოგზაურობა მეზობელი საგრაფოების ტერიტორიაზეც, სადაც ის გზადაგზა აკვირდებოდა მისთვის უკვე კარგად ნაცნობი ქანების თანმიმდევრულ ცვლას ჭრილებში. ამგვარად, ვ. სმიტი მიწათმზომელისა და სამთო ინჟინრის მოვალეობის შესრულების პროცესში თანდათან ჩამოყალიბდა, როგორც გეოლოგი-სტრატიგრაფი. ამას დაემატა მისი ბავშვობიდან წამოყოლილი და სიცოცხლის ბოლომდე დაუმცხრალი გატაცება – დაკვირვებები „უცნაურ ქვებზე“, ნამარხ ფლორასა და ფაუნაზე, შრენარში მათი განაწილების კანონზომიერებებზე და ის მივიდა დასკვნამდე, რომ „ყოველი შრე შეიცავს მხოლოდ მისთვის დამახასიათებელ, ორგანული წარმოშობის ნამარხებს და მათი შესწავლის გზით საეჭვო შემთხვევებში შესაძლებელია ეს შრე დადგენილ და გამოყოფილ იქნეს მისი მსგავსი, მაგრამ სერიის სხვა ნაწილთან დაკავშირებული მეორე შრისაგან“. გეოლოგიური მეცნიერების ისტორიაში ეს პირველი შემთხვევა იყო, რომ სხვადასხვა ასაკის ქანების დასახასიათებლად ლითოლოგიურ თავისებურებებთან ერთად, როგორც ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ნიშანთვისება, მხედველობაში იქნა მიღებული ქანებში არსებული ნამარხი ფლორა და ფაუნა. ამგვარად დახასიათებული ნალექების პირველი სტრატიგრაფიული სქემა, რომელშიც ასახული იყო ქ.ბათის მიდამოებში განვითარებული ქანებისა და ამ ქანებში წარმოდგენილი ნამარხების თანმიმდევრობა, ვ. სმიტის კარნახით, მისმა თანამედროვემ და მეგობარმა, ნამარხების მოყვარულმა-კოლექციონერმა ა. რიჩარდსონმა შეადგინა 1799 წელს. ეს იყო პირველი სტრატიგრაფიული ნაშრომი - სქემა, რომელშიც სტრატიგრაფიული ერთეულები დახასიათებული იყო როგორც ლითოლოგიურად, ისე პალეონტოლოგიურადაც. თავდაპირველად ის მხოლოდ სამ ეგზემპლარად იქნა გადაწერილი. მოგვიანებით კი შეიქმნა მრავალი ასლი, რომელთა წყალობითაც ვ.სმიტის შეხედულებები ცნობილი გახდა დასავლური ევროპის სხვა ქვეყნების გეოლოგთათვისაც. ეს იყო ვ. სმიტის პირველი ხელნაწერი ნაშრომი. მისი შეხედულებები მხოლოდ მოგვიანებით, 1812-1824 წლებში გამოქვეყნდა. ამ დროის განმავლობაში გამოიცა ვ.სმიტის მიერ შედგენილი ინგლისის რამდენიმე გეოლოგიური რუკა, ინგლისისა და უელსის შრეთა თანმიმდევრობის სქემა და ამ სქემის საილუსტრაციოდ – ნამარხების ცხრილები. 1824 წელსაა გამოქვეყნებული მისი ბოლო ნაშრომი – „ინგლისის ახალი გეოლოგიური ატლასი“.

ვ. სმიტი, უპირველეს ყოვლისა, იყო საინჟინრო გეოლოგიისა და ჰიდროგეოლოგიის სპეციალისტი-პრაქტიკოსი, ამავე დროს, ამგეგმავი-გეოლოგი, ავტორი ინგლისისა და უელსის გეოლოგიური რუკისა, რომლის შედგენის პროცესში ის სტრატიგრაფად, შრეების მცოდნე სპეციალისტადაც ჩამოყალიბდა. როგორც ამგეგმავი, ის პირველყოვლისა, შრეებს შეისწავლიდა და აღნუსხავდა ყოველივეს, რასაც შრეებში ხედავდა, მათ შორის, იმ „უცნაურ ქვებსაც“, ბავშვობიდანვე რომ იპყრობდა მის ყურადღებას. ვ.სმიტმა ნამარხები გამოიყენა, როგორც შრეების გამოსაცნობი, დამახასიათებელი ნიშნე-

ბი. შრეებში მათი განაწილების კანონზომიერება ვ.სმიტის ემპირიული[1] მიგნება იყო, რადგან მისი ამოცანა სულაც არ იყო განამარხებული ფლორისა და ფაუნის საგანგებო, წინასწარ გამიზნული კვლევა.

სულ სხვაგვარი იყო ვ.სმიტის თანამედროვის, ფრანგი ბუნებისმეტყველის, ქ. კ ი უ ვ ი ე ს[2] ინტერესი ნამარხებისადმი. მისი ყურადღების ცენტრში, ვ.სმიტისაგან განსხვავებით, პირველ რიგში, ნამარხები იყო. ქ. კიუვიეს ამოცანა თანამედროვე ორგანიზმებისა და განამარხებული ფორმების, ქანებში დაცული ნიმუშების შედარება იყო. ვ. სმიტს შრეებს შორის განსხვავება აინტერესებდა, მათ განმასხვავებელ ნიშნებს ეძიებდა, ქ. კიუვიეს – შრეებში დაცული ორგანიზმები და მათ შორის განსხვავება. ის ამავე დროს ცდილობდა განსხვავების მიზეზებიც დაედგინა. ქ. კიუვიე ა ლ . ბ რ ო ნ ი ა რ თ ა ნ[3] ერთად წლების განმავლობაში აწარმოებდა საველე დაკვირვებებს პარიზის მიდამოებში, რადგანაც კარგად უწყოდა, რომ თანამედროვე და ნამარხ ორგანიზმებს შორის არსებულ განსხვავებათა ახსნა შეუძლებელია ნამარხების შემცველი შრეების შესწავლის, მათი თანმიმდევრობის გარკვევის გარეშე. დაკვირვებათა შედეგები 1808 წელს დაისტამბა – პირველი პალეონტოლოგიური შრომის გამოქვეყნებამდე ოთხი წლით ადრე. პარიზის მიდამოების გეოლოგიის კვლევის საბოლოო შედეგები – ოთხ ტომად, 1812 წელს გამოქვეყნდა. პირველი ტომი – „შესავალი ნაწილი“ („Discours préliminair“) ეძღვნება პარიზის მიდამოების გეოლოგიური აგებულების აღწერას. მისი ავტორები არიან ქ.კიუვიე და ალ. ბრონიარი. შემდეგი სამი ტომი კი ქ.კიუვიეს მიერაა დაწერილი და ნამარხი ძვლების აღწერას შეიცავს. ესაა „გამოკვლევები ნამარხი ძვლების შესახებ“ („Récherches sur les ossement fossiles“), ნაშრომი, რომელმაც საფუძველი ჩაუყარა ახალ მეცნიერებას, პ ა ლ ე ო ნ ტ ო ლ ო გ ი ა ს - მეცნიერებას გადაშენებული ორგანიზმების შესახებ.

იმავე, 1812 წელს გამოქვეყნდა ქ.კიუვიეს „მოსაზრებანი დედამიწის ზედაპირზე კატასტროფების შესახებ“, რომელიც ნამარხი ძვლებისადმი მიძღვნილი მისი გამოკვლევის შესავალს წარმოადგენს. ნაშრომში ავტორი ასაბუთებს, რომ შრეების ჭრილში განსხვავებული ნამარხი კომპლექსების არსებობა შედეგია გეოლოგიური კატასტროფებისა (კატაკლიზმებისა), რომელსაც დროგამოშვებით, არაერთხელ ჰქონდა ადგილი დედამიწის ზედაპირზე. კატასტროფების შედეგად იღუპებოდა ყოველიეე ცოცხალი, შემდეგ კი, ორგანული სამყაროს შექმნის ხელახალი აქტის წყალობით, დედამიწაზე სახლდებოდნენ მცენარეთა და ცხოველთა სრულიად ახალი, განსხვავებული ფორმები. ამავე დროს, ქ.კიუვიე აღიარებდა, რომ იყო დრო, როცა დედამიწაზე ჯერ კიდევ არ არსებობდა სიცოცხლე, ამასთან, ევოლუციონიზმის მოწინააღმდეგე იყო, მტკიცედ სწამდა სახეთა მუდმივობა და დაუშვებლად მიაჩნდა ერთი სახიდან მეორე სახის წარმოშობის შესაძლებლობა. აქედან გამომდინარე, ნათელია, რომ მეცნიერი, რომელიც გეოლოგიურ კატაკლიზმებს, და არა ევოლუციას, მიიჩნევდა შრეებში განსხვავებული ფაუნისტური და ფლორისტული კომპლექსების არსებობის მიზეზად, კატასტროფიზმთან ერთად კ რ ე ა ც ი ო ნ ი ზ მ - ს ა ც[4] აღიარებდა, ე.ი. ახალი სახეების გაჩენას ცოცხალი ბუნების ხელახალი შექმნის მრავალგზის აქტს მიაწერდა. თუმცა მის შრომებში არ არის პირდაპირი მითითება სიცოცხლის ხელახალი შექმნის მრავალგზისი აქტის აღიარების თაობაზე, მაგრამ ეს, უდავოდ, გამომდინარეობს მისი შეხედულებებიდან. ესეც რომ არა, ბევრი მისი მოწაფე და მიმდევარი უკვე აშკარად, დაუფარავად აღიარებდა, რომ ყოველი გეოლოგიური კატაკლიზმი სპობდა ყველაფერ ცოცხალს, შემდეგ კი, როცა დედამიწაზე საამისო პირობები კვლავ აღდგებოდა, ცოცხალი ბუნების შექმნის ხელახალი აქტით წყალში და ხმელეთზე სრულიად ახალი სახეები ჩნდებოდა. ქ.კიუვიეს ერთ-ერთი მოწაფე, ა . დ ' ო რ ბ ი ნ ი ი[5] უდავოდ თვლიდა, რომ სახეები ერთი სართულიდან მეორეში არ გადადის. ამავე დროს, უტყუარ, ეჭვმოუტანელ

---

[1] ემპირიულად მიღებული დასკვნები – (ბერძნ. empieria - ცდა) – გამოცდილებით მიღებულ ცოდნაზე დამყარებული დასკვნები.

[2] ქ. კ ი უ ვ ი ე (1769-1832) – (G. Cuvier) – ფრანგი ბუნებისმეტყველი, მრავალი წოდებისა და უმაღლესი თანამდებობის მფლობელი, შედარებითი ანატომიისა და პალეონტოლოგიის ფუძემდებელი.

[3] ა ლ . ბ რ ო ნ ი ა რ ი (1801-1876) – (Al.Brongniart) – ფრანგი სამთო ინჟინერი, ცნობილი სერვის ფაიფურის ქარხნის დირექტორი, შემდგომში პარიზის ბუნებისმეტყველების ისტორიის მუზეუმის პროფესორი.

[4] კრეაციონიზმი – მოძღვრება, რომლის თანახმადაც ცოცხალი ბუნების მრავალფეროვნება ღმერთმა შექმნა.

[5] ა . დ ' ო რ ბ ი ნ ი ი (1802-1857) – (A.d'Orbigny) ცნობილი ფრანგი გეოლოგი და ბუნებისმეტყველი, ქ. კუვიეს მიმდევარი.

ფაქტად მიაჩნდა ღვთის მიერ ცოცხალი სამყაროს 27-ჯერ ხელახალი გაჩენა და წერდა: „ასეთია ფაქტი, უდავო, მაგრამ მოუწვდომელი ფაქტი, რომლის დადგენა ჩვენ ძალგვიძს, თუმცა კი ვერ შევძლებთ ჩავწვდეთ ზეადამიანურ საიდუმლოს, მას რომ ბურაეს".

ჟ. კუვიეს კატასტროფისტულ და კრეაციონისტულ შეხედულებებს საკმაოდ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში დიდი გავლენა ჰქონდა მის თანამედროვეებზე. სწორედ ამგვარ შეხედულებათა ფონზე, მე-19 საუკუნის 40-იანი წლების დასაწყისისთვის, ფაქტიურად, დასრულდა ფანეროზოული ეონის სტრატიგრაფიული სქემის შექმნის პროცესი – გამოყოფილ იქნა ყველა ჯგუფი და სისტემა და უფრო დაბალი რანგის (სექცია, სართული) სტრატიგრაფიული ერთეულების მნიშვნელოვანი ნაწილი. მართალია, ჟ.კუვიეს მოღვაწეობამ მნიშვნელოვნად გაზარდა ინტერესი პალეონტოლოგიისა და დათარიღების პალეონტოლოგიური მეთოდის მიმართ, მაგრამ ამ მეცნიერის ავტორიტეტის წყალობით ბუნებისმეტყველთა აზროვნებაში ფესვგადგმულმა კატასტროფისტულმა და კრეაციონისტულმა მოძღვრებამ პალეონტოლოგიური მეთოდის მრავალმხრივი შესაძლებლობების გამოვლენა რამდენიმე ათეული წლის განმავლობაში საგრძნობლად დაამუხრუჭა. სახეთა მუდმივობის ურყევ რწმენაზე, კატასტროფისტულ და კრეაციონისტულ შეხედულებებზე დაფუძნებული პალეონტოლოგიური მეთოდი ვერ იქნებოდა დათარიღების უშუალო მეთოდი, რადგანაც შრეებში ნამარხების განაწილება, ამ პრინციპებიდან გამომდინარე, შემთხვევითია და არავითარი კანონზომიერება ამ განაწილებაში არ არის. ამიტომ ასეთნაირად გაგებული პალეონტოლოგიური მეთოდი მეშვეულია და დამოკიდებულია განლაგების მეთოდზე. ის დათარიღების შეფარდებითი მეთოდია და მხოლოდ პარალელიზაციის საშუალებას გვაძლევს, ხოლო რომელი შრე უფრო ძველია და რომელი – უფრო ახალგაზრდა, ეს განლაგების წესზე დაყრდნობით უნდა გავარკვიოთ.

1859 წლიდან იწყება ახალი პერიოდი პალეონტოლოგიისა და გეოლოგიურ მოვლენათა დათარიღების პალეონტოლოგიური მეთოდის განვითარებაში. ამ წელს გამოქვეყნდა დიდი ინგლისელი ბუნებისმეტყველის, ჩარლზ დარვინის[1] წიგნი „სახეობათა წარმოშობა"[2]. ჩ.დარვინის ევოლუციური მოძღვრების ორმა უმნიშვნელოვანესმა პოსტულატმა: ა) ცოცხალი ბუნება ევოლუციას განიცდის – ის მარტივიდან რთულისკენ ვითარდება და ბ) ევოლუცია შეუქცევადია, სრულიად შეცვალა თვით პალეონტოლოგიის არსი და მასთან ერთად, გეოლოგიურ მოვლენათა დათარიღების პალეონტოლოგიური მეთოდის შინაარსი და შესაძლებლობანი. თუ მანამდე ნამარხები შრეების ერთ-ერთი დამახასიათებელი ნიშანთაგანი იყო მხოლოდ და თვით შრეების ასაკის განსაზღვრა განლაგების წესს ემყარებოდა, ამიერიდან პალეონტოლოგიური მეთოდისათვის ნალექებში დაცული ორგანული სამყაროს ნაშთები დათარიღების უშუალო, დამოუკიდებელ საფუძველს წარმოადგენენ. იმისდა მიხედვით, თუ განვითარების, ევოლუციის რა დონეზეა ესა თუ ის ნამარხი ორგანიზმი, თეორიულად ჩვენ შეგვიძლია ნალექების ასაკის უშუალოდ, განლაგების წესისაგან დამოუკიდებლად, განსაზღვრა.

პალეონტოლოგიური მეთოდის უმნიშვნელოვანესი დებულებები ასეთია:

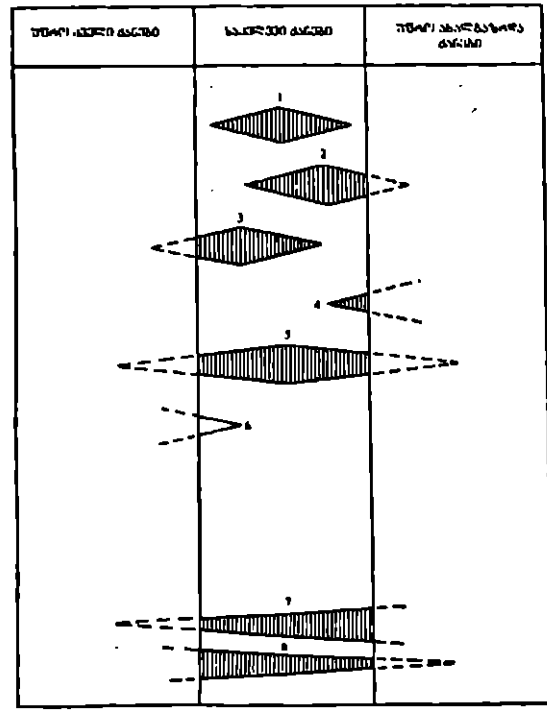
1. დანალექი ქანების ყოველი კონკრეტული შრისათვის დამახასიათებელია მხოლოდ მისთვის ნიშანდობლივი განამარხებული ფაუნა ანუ, სხვაგვარად რომ ვთქვათ, დამახასიათებელი ფაუნა – ფაუნისტური კომპლექსი, რომლის იდენტური არც უფრო ძველ და არც უფრო ახალგაზრდა შრეებში არ არის. მაგრამ ეს იმას როდი ნიშნავს, რომ დამახასიათებელ კომპლექსში წარმოდგენილი ყველა ნამარხი ფორმა ცალკე აღებული შეიძლება გახდეს მისი შემცველი ნალექების ზუსტი ასაკის დადგენის საფუძველი. ამ მხრივ განსაკუთრებით ღირებულია ე.წ. სახელმძღვანელო ნამარხები, ე.ი. ისეთი ფორმები, რომლებიც მხოლოდ ერთი რომელიმე სტრატიგრაფიული ერთეულის ფარგლებში გვხვდება. ასეთებია, მაგალითად, ქვედა კამბრიულისთვის – არქეოციათიდები, ტრიასულისთვის – ცერატიტები, პალეოგენისთვის – ნუმულიტები და ა.შ. ნალექების დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისა-

[1] ჩარლზ დარვინი (1809-1882).

[2] „სახეობათა წარმოშობა" – ეს შემოკლებული სახელწოდებაა ჩ.დარვინის წიგნისა „On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured in the Struggle for Life" – „სახეობათა წარმოშობა ბუნებრივი შერჩევის გზით, ანუ უკეთ შეგუებულთა გადარჩენა არსებობისთვის ბრძოლაში".

თვის (ზონების, სართულების დასადგენად) ყველა ნამარხი ფორმა ერთნაირი ღირებულების არ არის. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ისეთ ტაქსონებს, რომლებიც სწრაფ ევოლუციას განიცდიან და ამასთან, ფართო გეოგრაფიული გავრცელება ჰქონდათ. სწორედ ასეთი ნამარხების საშუალებით შეიძლება, ერთი მხრივ, ნალექების ჭრილში დაბალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულების გამოყოფა, ხოლო მეორე მხრივ – ამ ერთეულების კორელაცია არა მარტო მეზობელ ჭრილებთან, არამედ სხვა რეგიონების (მომიჯნავე და შორეულისაც) სინქრონულ ნალექებთანაც. ასეთ განამარხებულ ფორმებს კარგი ნამარხი ეწოდება. გარდა სწრაფი ევოლუციისა (მცირე ვერტიკალური გავრცელება) და დიდი ჰორიზონტული (ლატერალური ან სივრცული) გავრცელებისა, კარგი ნამარხი მკაფიოდ გამოხატული დიაგნოსტიკური ნიშნებითაც უნდა ხასიათდებოდეს, რაც სახის ეჭვმიუტანლად განსაზღვრას და სხვა, მონათესავე, სახეებისგან მის გამიჯვნას უზრუნველყოფს.

ხშირად ნალექებში დაცულ ნამარხებს შორის სახელმძღვანელო ფორმა არ აღმოჩნდება ხოლმე. მაშინ გეოლოგი შრეების დათარიღებისათვის მიმართავს ფაუნისტური კომპლექსის ანალიზს, რაც მოცემულ კომპლექსში დადგენილი ყველა ნამარხის სტრატიგრაფიული გავრცელების შეფასების საფუძველზე ფაუნის შემცველი ნალექების დათარიღების საშუალებას გვაძლევს. თუმცა, როგორც წესი, ფაუნისტურ კომპლექსში წარმოდგენილ ყველა სახეს, ცალკე აღებულს, დათარიღებისათვის ერთნაირი ღირებულება არა აქვს, მაინც, საერთო ჯამში, მთლიანად ფაუნისტური კომპლექსის ანალიზის საფუძველზე, შესაძლებელია ნალექების ასაკის არანაკლები სიზუსტით განსაზღვრა, ვიდრე სახელმძღვანელო ნამარხის მიხედვით. სახელმძღვანელო ნამარხის გარდა (სურ. 14; 1), ფაუნისტურ კომპლექსში შეიძლება წარმოდგენილი იყოს ე.წ. დამახასიათებელი ფორმები, ანუ ისეთი ნამარხები, რომლებიც ძველ ნალექებშიც გვხვდება და უფრო ახალგაზრდაშიც, მაგრამ განსაკუთრებულ აყვავებას ისინი განიცდიდნენ მოცემული ფაუნიანი შრეების დაგროვების დროს (სურ. 14; 2, 3, 5).



სურ. 14. ერთ რომელიმე კონკრეტულ შრენარში არსებული ნამარხი ფაუნისტური კომპლექსის ელემენტები: 1-სახელმძღვანელო ფორმები; 2, 3, 5 – დამახასიათებელი ფორმები; 6. რელიქტური (სუპერსტიტული) ფორმები; 4. კოლონიური ფორმები; 7,8. კონსერვატული (ტრანზიტული) ფორმები.

ფაუნისტურ კომპლექსში ზოგჯერ გვხვდება ისეთი სახეებიც, რომელთა აყვავების ხანა უფრო ძველი შრეების დალექვის დროს ემთხვევა, მოცემულ შრენარში კი მხოლოდ მათი უკანასკნელი წარმომადგენლებიღა გადმოდიან და აქვე საბოლოოდ ისპობიან კიდეც. ესენი რ ე ლ ი ქ ტ უ რ ი ან, სხვაგვარად, ს უ პ ე რ ს ტ ი ტ უ ლ ი [1] სახეებია (სურ. 14; 6). ზოგი სახის პირველი იშვიათი წარმომადგენელი მოცემული შრენარის ზედა ნაწილში გამოჩნდება მხოლოდ, მისი აყვავების ხანა კი უფრო ახალგაზრდა შრეების დაგროვების დროს უკავშირდება. საკვლევი ფაუნისტური კომპლექსისათვის ეს სახე რამდენადმე უცხო, ანუ კ ო ლ ო ნ ი უ რ ი ფორმაა (სურ. 14; 4). ზოგ სახეს დიდი სტრატიგრაფიული გავრცელება აქვს და, პრაქტიკულად, უცვლელად გადადის შრენარიდან შრენარში, სართულიდან სართულში, სისტემიდან სისტემაში და ა.შ. ასეთი სახეებს კ ო ნ ს ე რ ვ ა ტ უ ლ ან ტ რ ა ნ ზ ი ტ უ ლ ფორმებს უწოდებენ (სურ. 14; 7, 8). ცხადია, კონსერვატული სახეების ღირებულება დათარიღებისათვის მინიმალურია, თუ მათ ფაუნისტური კომპლექსისაგან დამოუკიდებლად განვიხილავთ. მაგრამ ფაუნისტური კომპლექსის სხვა დანარჩენ ელემენტებთან ასოციაციაში ზოგჯერ ისინიც გვეხმარებიან შრეთა ასაკის დადგენაში.

2. სხვადასხვა რეგიონში გაშიშვლებულ, სინქრონულ დანალექ ქანებში, თუ ისინი ერთნაირ პალეოგეოგრაფიულ გარემოში არიან წარმოქმნილი, მსგავსი ფაუნისტური კომპლექსებია წარმოდგენილი. მართალია, ფაუნა ყველა შემთხვევაში აბსოლუტურად იდენტური არ არის, რადგანაც იმდროინდელი პალეოზოოგეოგრაფია თავის გამოხატულებას ჰპოვებს განამარხებულ კომპლექსებში, მაგრამ დამახასიათებელი ფორმების მიხედვით, ცოცხალი ბუნების ევოლუციის საერთო დონით ეს კომპლექსები უეჭველად ერთნაირი იქნება.

3. ცოცხალი ბუნების ევოლუციის კანონზომიერებათა საერთო სურათი გლობალური მასშტაბით ერთნაირია და, ბუნებრივია, დანალექი ქანების ვერტიკალურ ჭრილში ფაუნისტური კომპლექსის ცვლა ყველა კონტინენტზე ერთი თანმიმდევრობით ხდება. ამიტომ ნალექების სინქრონიზაცია (პარალელიზაცია) პალეონტოლოგიურ მეთოდზე დაყრდნობით პლანეტარული (გლობალური) მასშტაბითაა შესაძლებელი.

ეს სამი დებულება განსაზღვრავს პალეონტოლოგიური მეთოდის თ ე ო რ ი უ ლ შ ე ს ა ძ ლ ე ბ ლ ო ბ ე ბ ს. პრაქტიკულად კი, პალეონტოლოგიურ მეთოდზე დაყრდნობით ნალექების ასაკის დადგენა უკლებლივ ყველა შემთხვევაში როდია შესაძლებელი.

ა) უპირველესი დაბრკოლება თვით პალეონტოლოგიიდან მომდინარეობს. მიუხედავად საბუნებისმეტყველო მეცნიერების ამ დარგის დიდი მიღწევებისა, ჯერ კიდევ ბევრი რამ არის ბურუსით მოცული ცოცხალი ბუნების ევოლუციის გრძელ გზაზე. პალეონტოლოგიურ მატიანეში არსებული უამრავი ხარვეზის გამო ბევრი ჯგუფის ევოლუციის დონე, ფილოგენეტური კავშირები ცალკეულ ტაქსონებს შორის ჯერაც არ არის გარკვეული. ძალიან ხშირად ერთმანეთის გვერდით არსებობს უფრო დაბალი ორგანიზაციის წინაპარი ფორმა და მისგან განვითარებული უფრო მაღალორგანიზებული სახე.

ბ) პალეონტოლოგიურ მეთოდს, ბუნებრივია, ვერ გამოვიყენებთ ისეთი ქანების დათარიღებისათვის, რომლებიც ნამარხებს არ შეიცავენ. ასეთი შრეების შესახებ ამბობენ, მ უ ნ ჯ ი შ რ ე ე ბ ი ა ო. უკანასკნელი ათწლეულების განმავლობაში პალეონტოლოგიურ კვლევაში ელექტრონული მიკროსკოპის გამოყენებამ შესაძლებელი გახადა ქანებში უმცირესი ფოსილიების, ანუ მიკროფოსილიების, დანახვა, მათი შესწავლა და ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მიზნებისათვის გამოყენება. თუმცა ამან მნიშვნელოვნად შეკვეცა მუნჯი შრეების რაოდენობა, მაგრამ მაინც ჯერ კიდევ არის ისეთი სპეციფიკური ფაციესები, რომელთა დათარიღება პალეონტოლოგიური მეთოდით ვერ ხერხდება.

გ) პალეონტოლოგიური მეთოდის გამოყენებას საზღვარს უდებს კ ო ნ ს ე რ ვ ა ტ უ ლ ი ფ ო რ მ ე ბ ი, მით უფრო, თუ ნალექებში მათ გვერდით სხვა სახეები არ არის წარმოდგენილი. ასევე მნიშვნელოვნად არის შეზღუდული პალეონტოლოგიური მეთოდის შესაძლებლობები, განსაკუთრებით შორეული კორელაციის მიზნებისათვის, ფ ა ც ი ე ს უ რ ი ნ ა მ ა რ ხ ე ბ ი ს შემთხვევაში. ფაციესურია

[1] სუპერსტიტული – ქანებში წარმოდგენილი ცალკეული ნამარხები ან ფაუნისტური კომპლექსი, რომელიც უფრო ძველი ნალექებისათვის არის დამახასიათებელი.

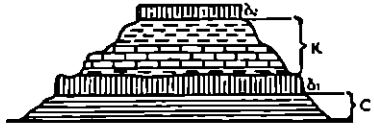
ისეთი ნამარხები, რომლებიც დაკავშირებული არიან რომელიმე სპეციფიკურ ფაციესთან, მაგალითად, რიფულ კირქვებთან. რიფის მშენებელი მარჯნები და მათი თანამგზავრი ფორმები მხოლოდ მკაცრად განსაზღვრულ, ოპტიმალურ პირობებში არსებობენ და რამდენადმე შეცვლილ ეკოლოგიურ პირობებში ისინი არ გვხვდებიან.

რაც შეეხება პალეონტოლოგიური მეთოდით ნალექების დათარიღების სიზუსტეს და დეტალური დანაწილების ხარისხს, ასაკის განსაზღვრის სიზუსტისა და ჰრიალების დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილების ისეთი შესაძლებლობები, როგორიც პალეონტოლოგიურ მეთოდს გააჩნია, გეოლოგიის არსენალში არსებულ დათარიღების არც ერთ მეთოდს არ მოეპოვება. შესაფერისი პალეონტოლოგიური მასალის არსებობის შემთხვევაში, პალეონტოლოგიური მეთოდით ჩვენ შეგვიძლია ერთი შრის დათარიღებაც კი. მეორე მხრივ, ასაკის დადგენის სიზუსტის ზღვარია ს ა ხ ე – უმცირესი ტაქსონომიური ერთეული. თუ სახის არსებობის ხანგრძლივობა მცირეა, ანუ თუ ის ევოლუციურია, ჩვენ შევძლებთ დავათარიღოთ ამ მცირე დროის განმავლობაში დაგროვილი ნალექები. ეს დრო ყველა შემთხვევაში უფრო მცირეა, ვიდრე დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდებით მიღებული შედეგების ცდომილება. მაგალითისათვის შეიძლება ავიღოთ იურული პერიოდი, რომლის ხანგრძლივობა 70 მლნ წელია. ამ დროის განმავლობაში დაგროვილ ნალექებში დადგენილია ამონიტური ფაუნის ორმოცამდე განსხვავებული კომპლექსი, რომელთა მიხედვით იურულ სისტემაში ამდენივე ზონაა გამოყოფილი. თითოეული ზონის დალექვის ხანგრძლივობა საშუალოდ 1,6 მლნ წელია. ალბურ სართულში, რომელიც ქვედაცარცული სექციის ყველაზე ახალგაზრდა ნაწილს შეადგენს, თერთმეტი ზონა გამოიყოფა. ალბური საუკუნის ხანგრძლივობა 12 მლნ წელია, ე.ი. თითოეული ზონის დალექვის დრო საშუალოდ 1 მლნ წლამდეა. ასეთ სიზუსტეს რადიოგეოლოგია ჯერჯერობით ვერ მოგვცემს, რადგანაც იზოტოპური მეთოდების ცდომილება მეზოზოურისთვის ±5 მლნ წელს აღემატება, გაცილებით მეტია პალეოზოურისთვის (±10 მლნ წელი) და კიდევ უფრო მეტი – რიფეულისთვის (± 50 მლნ წელი). აღარაფერს ვამბობთ არქეოზოულსა და ქვედა და შუა პროტეროზოულზე (±100 მლნ წელი), მაგრამ მათი დათარიღების ძირითადი (ფაქტობრივად, ჯერჯერობით ერთადერთი) საშუალება რადიოგეოლოგიური მეთოდია.

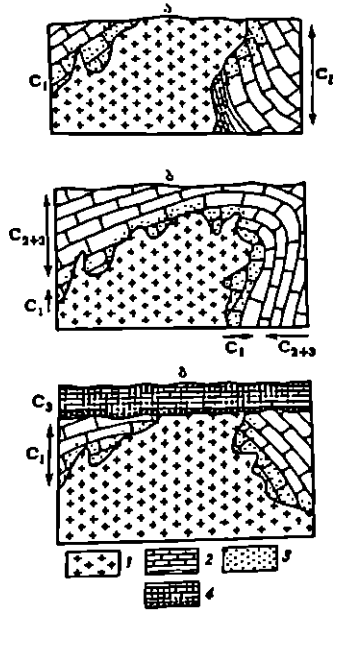
მაგმური ქანების დათარიღება

შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის ის მეთოდები, რომელთა შესახებაც ზემოთ იყო საუბარი, მხოლოდ დანალექ ქანებს შეეხება და, ცხადია, მაგმური ქანების დათარიღებისათვის არ გამოდგება. ახლა მაგმური ქანების დათარიღებისათვის გეოლოგები მეტწილად, განსაკუთრებით პრეკამბრიულის კვლევის დროს, რადიოგეოლოგიურ მეთოდებს მიმართავენ. ხშირად პალეოზოურზე ძველი ინტრუზიებისა და ეფუზიების იზოტოპური ასაკი ამ სხეულების მიერ გაკვეთილი მეტამორფიტებისა და ნამარხი ფაუნით უაღრესად ღარიბი ან სულაც უნამარხო (მუნჯი) დანალექი ქანების ასაკის განსაზღვრის უპირატესი საშუალებაცაა. რაც შეეხება ფანეროზოულის მაგმურ ქანებს, ინტრუზიულსა თუ ეფუზიურს, გეოლოგი მათი დათარიღებისათვის თუმც უშუალოდ არა, მაგრამ მაინც, მეშვეულად სწორედ დათარიღების ჩვეულებრივ, გეოლოგიურ მეთოდებს მიმართავს. ინტრუზიების წარმოქმნას დედამიწის ქერქის სხვადასხვა სიღრმეზე, ისევე როგორც ეფუზიების – ლავური განფენების, ლავური ნაკადების მომცემი მდნარის – ამოსვლას ზედაპირზე, თან სდევს უკვე არსებული, მეტწილად დანალექი, ქანების გაკვეთა და მათზე გარკვეული ზემოქმედება – კონტაქტურ მეტამორფიზმთან დაკავშირებული ცვლილებები. ამასთან, ბუნებრივია, არც ინტრუზიული და არც ეფუზიური ქანი ნამარხებს არ შეიცავს. ამიტომ მისი დათარიღებისათვის უშუალოდ, პირდაპირ ვერ გამოვიყენებთ ვერც განლაგების წესს და ვერც პალეონტოლოგიურ მეთოდს. მაგრამ არაპირდაპირ, მეშვეულად, მაგმატური პროცესების დათარიღებისათვის ერთსაც მივმართავთ და მეორესაც, რადგან მაგმური ქანების შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრისას ვემყარებით მათ მიერ გაკვეთილი და მათი ზეგავლენით შეცვლილი დანალექი ქანების ასაკს, ამ ქანების ნივთიერი შედგენილობის საგანგებო შესწავლას და სხვ.

შედარებით იოლია და ხშირად საკმაოდ ზუსტი ეფუზივების დათარიღება, განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, თუ ლავების ამოფრქვევა წყალქვეშაა – ზღვაში მოქმედ ვულკანურ ცენტრებთან დაკავშირებული. ასეთი ლავები, ჩვეულებრივ, მოქცეულია ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კომპლექსში (სურ. 15). ცხადია, ამ შემთხვევაში განფენები და ვულკანოგენური ქანები ერთი ასაკისაა – ისინი ერთი და იმავე ვულკანური აქტივობის პროდუქტებს წარმოადგენენ და ტუფოგენებში დაცული პალეონტოლოგიური მასალის საფუძველზე შესაძლებელია ერთიც და მეორეც საკმაოდ ზუსტად დავათარიღოთ. მაგრამ ასეთი სიზუსტით ასაკის განსაზღვრა, ბუნებრივია, ვერ მოხერხდება იმ შემთხვევაში, როდესაც ლავური ნაკადის თუ განფენის სახით დედამიწის ზედაპირზე გაცივების შემდეგ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ეფუზივი გაშიშვლებულია, ე.ი. უფრო ახალგაზრდა ნალექებით არ არის დაფარული. მისი დათარიღებისათვის საჭიროა დავადგინოთ იმ დანალექი ქანების ასაკი, რომელიც ზედაპირზე ამოსვლისას გაკვეთა და რომელზეც ცხელი კონტაქტით გამოწვეული ცვლილებები აღინიშნება. ეფუზივი უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე მის მიერ გადაფარული დანალექი ქანების კომპლექსის ყველაზე ახალგაზრდა შრე. თუ დროთა განმავლობაში ლავური განფენის ზედაპირზე დაილექა დანალექი ქანების კომპლექსი, მაშინ შეიძლება საუბარი მის ზედა საზღვარზეც. ბუნებრივია, ის ქანები, რომლებმაც უკვე გაცივებული ეფუზივი გადაფარეს, კონტაქტური მეტამორფიზმის გავლენას ვერ განიცდიდნენ, მათი საგების შეუცვლელი, საღი ბუნება დაგვარწმუნებს, რომ ეფუზივი უკვე არსებობდა, როცა მათი დალექვა დაიწყო, ე.ი. ეფუზივი უფრო ძველია, ვიდრე ეფუზივზე განლაგებული დანალექი კომპლექსის შრეთაგან ყველაზე ძველი შრე.



სურ. 15. a_1 და a_2 – ლავური განფენები;
a_1 – კაარბონულზე ახალგაზრდაა და ცარცულზე ძველი;
a_2 – ცარცის შემდგომი.



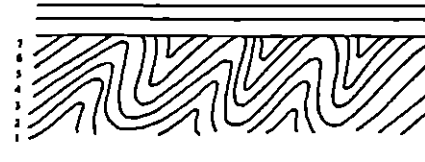
სურ. 16. 1 – გრანიტი; 2 – ქანები, რომელშიც ინტრუზივია შეჭრილი; 3 – კონტაქტური მეტამორფიზმის ზონა ინტრუზივის სიახლოვეს; 4 – ინტრუზივზე ახალგაზრდა ქანები.

ინტრუზივების შეფარდებითი ასაკის დადგენაც ორი ასაკობრივი საზღვრის გარკვევას გულისხმობს – უნდა დავადგინოთ დედამიწის ქერქში ინტრუზიული სხეულის შემოჭრის ქვედა და ზედა საზღვარი. ცნობილია, რომ ინტრუზივები დედამიწის ქერქში შემოჭრილი არიან ან გამკვეთი, ან თანხმობითი სხეულების – სილლების სახით (სურ. 16). თანხმობითი სხეულების შემთხვევაში, როდესაც მაგმა მისი შემცველი დანალექი ქანების შრეებრივობის სიბრტყეებს შორის ვრცელდება, ის გარკვეულ ცვლილებებს იწვევს გარემომცველ ქანებზე – ვითარდება კონტაქტური მეტამორფიზმის პროცესები. ამგვარად გარდაქმნილი ქანები შრეძარღვების (სილლების) საგებში და სახურავში გვარწმუნებს, რომ სილლი უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე მისი შემცველი დანალექი ქანები. მაგრამ ეს იქნება ინტრუზიის ქვედა საზღვარი. რაც შეეხება ზედა საზღვარს, ასეთ პირობებში მისი დადგენა შეუძლებელია. ვთქვათ, შრეძარღვი მოქცეულია ქვედაიურულ ფიქლებში. მაგრამ ზუსტად როდის მოხდა მისი შემოჭრა? – შესაძლოა, შუაიურულში ან გვიანიურულში, ან კიდევ უფრო გვიან – ცარცულ პერიოდში, ან სულაც კაინოზოურ ერაში? ამ შემთხვევაში დასმულ კითხვებზე პასუხს შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრის მეთოდებით კელევა ვერ მოგვცემს.

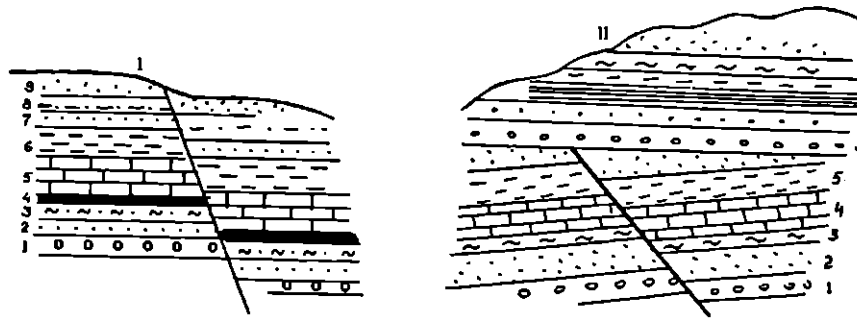
გამკვეთი ინტრუზივის დათარიღებისთვისაც აუცილებელია დავადგინოთ ქვედა და ზედა საზღვარი. შედარებით იოლია ქვედა საზღვრის დადგენა. გამკვეთი ინტრუზიული სხეული, ცხადია, უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე ყველაზე ახალგაზრდა იმ შრეთაგან, რომელიც ინტრუზივის მიერ არის გაკვეთილი და ინტრუზივთან შეხების ზონაში კონტაქტური მეტამორფიზმის ნიშნები აღენიშნებათ. რაც შეეხება ზედა საზღვარს, მისი დადგენა ზოგჯერ საერთოდ ვერ ხერხდება – თუ ინტრუზივის შემცველ ქანებს, მათ შორის მის სახურავსაც, კონტაქტური მეტამორფიზმის კვალი აღენიშნება, მაშინ ჩვენ ვერ შევძლებთ ქერქში მაგმის შემოჭრის ზუსტი დროის განსაზღვრას (სურ. 16 ა და ბ). მაგალითად, თუ ლაკოლითი შეჭრილია კარბონულ ქანებში, მისი აპოფიზები კვეთენ ზედა კარბონულს და კონტაქტური მეტამორფიზმის პროცესების ნიშნები კარბონულ ქანებზე აღინიშნება, ჩვენ გვეცოდინება, რომ ინტრუზივი პოსტკარბონულია, მაგრამ კონკრეტულად როდის მოხდა მისი შემოჭრა ქერქში? – გვიანპალეოზოურში, მეზოზოურსა თუ კაინოზოურში? ამის განსაზღვრას ჩვენ ვერ შევძლებთ. მაგრამ არაიშვიათად დენუდაციური პროცესების ზემოქმედებით ინტრუზივის შემცველი ქანების ზედა ნაწილი გადაირეცხება ხოლმე, თვით ინტრუზივიც განიცდის გადარეცხვას და ეს მასალა ხვდება უფრო ახალგაზრდა ქანებში, რომლებიც ინტრუზივს გადაეფარებიან (სურ. 16 გ). ცხადია, ახალგაზრდა ქანებს ინტრუზივთან შეხების ადგილას მაგმის გავლენის კვალი არ ექნებათ, სამაგიეროდ, ისინი, როგორც წესი, შეიცავენ ინტრუზიული ქანის გადამუშავებულ, ნაგორებ მასალას. დანალექი ქანების ეს კომპლექსი, ბუნებრივია, უკვე არსებულ ინტრუზივზე განლაგდა და ამ კომპლექსიდან უძველესი შრის ასაკი (C_3) იქნება ინტრუზიის ზედა საზღვარი. თავისთავად ცხადია, ასაკი მით უფრო ზუსტი იქნება, რაც უფრო მცირეა ინტერვალი ქვედა და ზედა საზღვარს შორის. მაგალითად, თუ ინტრუზივი შეჭრილია ადრეიურულ ნალექებში და ამ უკანასკნელებზე კონტაქტური მეტამორფიზმის კვალი ჩანს, მაშინ ინტრუზივი ქვედა იურულის შემდგომია (ქვედა საზღვარი). თუ ინტრუზივის გადარეცხილ ზედაპირზე განლაგებულია ზედა იურა და მის ფუძეში ინტრუზიული ქანის ქვარგვალებია, მაშინ ჩვენ შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ინტრუზია შუა იურულში მოხდა. მაგრამ თუ ინტრუზივზე ზედა იურა კი არა, არამედ პალეოგენია განლაგებული, მაშინ ზუსტი ასაკის დადგენას ვერ მოვახერხებთ და მხოლოდ იმის თქმას შევძლებთ, რომ ის ლიასურის (ადრე იურულის) შემდგომია, მაგრამ კონკრეტულად როდის მოხდა მისი შემოჭრა – შუაიურულში, გვიანიურულში, ადრეცარცულში თუ გვიანცარცულში, ამის განსაზღვრას ვერ მოვახერხებთ.

დისლოკაციების დათარიღება

გეოლოგიისათვის ასევე აუცილებელია ისეთი მნიშვნელოვანი მოვლენების დათარიღება, როგორიცაა დანაოჭება და წყვეტითი დისლოკაციების განვითარება. მაგმური ქანების მსგავსად, ამ შემთხვევაშიც საჭიროა ქვედა და ზედა საზღვრის განსაზღვრა. სურ. 17–ზე ცხადად ჩანს, რომ დანაოჭება მოხდა მას შემდეგ, რაც დანაოჭებულ შრეთა კომპლექსში (შრეები 1-7) ყველაზე ახალგაზრდა შრე (შრე 7) დალექილი იყო, ე.ი. დანაოჭება ამ შრეზე ახალგაზრდაა. მე-7 შრის ასაკი იქნება დანაოჭების ქვედა საზღვარი, ხოლო როცა დანაოჭებული კომპლექსის გადარეცხილ ზედაპირზე იმ ნალექების დაგროვება დაიწყო, რომელიც დაუნაოჭებელია და უთანხმოდ არის განლაგებული დანაოჭებულ კომპლექსზე, ცხადია, დანაოჭების პროცესი დასრულებული იყო, ე.ი. დანაოჭება უფრო ძველია, ვიდრე დაუნაოჭებელი კომპლექსის ყველაზე ძველი შრე (ზედა საზღვარი). სრულიად ნათელია, ამ შემთხვევაშიც დანაოჭების ასაკი მით უფრო ზუსტად იქნება განსაზღვრული, რაც უფრო მცირე იქნება დროის ინტერვალი ქვედა და ზედა საზღვარს შორის.



სურ. 17.



სურ. 18.

წყვეტითი ანუ დიზუნქტიური დისლოკაციების შემთხვევაშიც ორი საზღვრის დადგენაა საჭირო. გაწყვეტილ შრეთა კომპლექსის უახალგაზრდავესი შრის ასაკი იქნება წყვეტითი დისლოკაციის (ნასხლეტის, შესხლეტვის, შეცოცების და ა.შ.) ქვედა საზღვარი. თუ გაწყვეტილი შრეები გადაფარული არ არის უფრო ახალგაზრდა, გაუწყვეტელი შრეებით, მაშინ წყვეტითი დისლოკაციის ზედა საზღვარს ვერ დავადგენთ (სურ. 18, I). ხოლო თუ გაწყვეტილი შრეების ზედაპირზე დაილექა დანალექი ქანების კომპლექსი, რომელსაც ეს რღვევა, ბუნებრივია, ვერ შეეხებოდა, ამ კომპლექსის შრეთაგან უძველესი შრის ასაკი იქნება რღვევის ზედა საზღვარი (სურ. 18, II). ნათელია, ამ შემთხვევაშიც წყვეტითი დისლოკაციის ასაკის სიზუსტე დამოკიდებულია ქვედა და ზედა საზღვარს შორის დროის ინტერვალის ხანგრძლივობაზე. რაც უფრო დიდია ინტერვალი, მით უფრო ნაკლებია სიზუსტე.

ამრიგად, ჯერჯერობით, ყველა შემთხვევაში, გეოლოგიური მოვლენების დათარიღებისათვის ნებისმიერი მეთოდის გამოყენებით მიღებული შედეგების სიზუსტის კონტროლი პალეონტოლოგიური მეთოდის მონაცემებით ხორციელდება. დათარიღების ყველა სხვა მეთოდთან შედარებით, პალეონტოლოგიურ მეთოდს კიდევ ის უპირატესობა გააჩნია, რომ მისი შორეული კორელაციის შესაძლებლობები, ფაქტიურად, შეუზღუდავია იმ დროს, როდესაც სხვა მეთოდების გამოყენება მხოლოდ გარკვეულ სივრცულ საზღვრებშია შესაძლებელი.

რადიოგეოლოგიური წელთაღრიცხვა

წელთაღრიცხვის ასტრონომიული სისტემის ძირითადი ერთეულით – წ ე ლ ი წ ა დ ი თ – დედამიწის გეოლოგიური ისტორიისა და მისი ცალკეული მონაკვეთების ხანგრძლივობის გაზომვა წარსულში არაერთ მეცნიერს უცდია. მ . ლ ო მ ო ნ ო ს ო ვ ი ს გამოანგარიშებით, ჩვენი პლანეტის ისტორია ძალიან ხანგრძლივია – მისი ვარაუდით, მარტო ჩრდილოეთის ქვეყნებში მამონტების არსებობის დროიდან დღემდე, სულ ცოტა, 40000 წელიწადზე მეტია გასული. მისი თანამედროვე ფრანგი ბუნებისმეტყველის, ე . ბ ი უ ფ ო ნ ი ს აზრით, დედამიწის ასაკი 75000 წელიწადის ტოლია. მოგვიანებით, ჩ . ლ ა ი ე ლ ი ს და ჩ . დ ა რ ვ ი ნ ი ს ნაშრომების წყალობით, ნათელი გახდა, რომ დედამიწა ბევრად უფრო ხანდაზმულია, თუმცა იმდროინდელი წარმოდგენები ამ საკითხის თაობაზე მაინც ფრიად ზოგადი, დაუსაბუთებელი და რეალობისაგან უაღრესად დაშორებული იყო. მაგალითად, 1862 წელს ინგლისელმა ფიზიკოსმა ვ . ტ ო მ ს ო ნ მ ა დედამიწის ქერქის გაცივება-გამყარებისათვის საჭირო დრო გამოიანგარიშა და მიიღო 20-დან 400 მილიონამდე წელი. ამ დიდ ინტერვალში მან დედამიწის ასაკისათვის ყველაზე უფრო მისაღებად მიიჩნია 98-200მლნ წელი.

გეოლოგიური დროის გაზომვის ორიგინალურ ხერხს მიმართა ე . დ ე გ ე ე რ მ ა . მეოთხეული გამყინვარების დროინდელი ტბიური ნალექების, ე.წ. ფენოვანი თიხების კომპლექსის კვლევით მან დაადგინა, რომ თიხების ფენოვანი ტექსტურა გამოხატავს ნალექდაგროვების წლიურ ციკლს: ერთი

წლის განმავლობაში წარმოიქმნებოდა ორი ფენა: გაზაფხულ-ზაფხულის განმავლობაში – ქვიშისა, ხოლო შემოდგომა-ზამთრის პერიოდში – თიხისა. ამგვარად, თიხის ფენების დათვლით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მთელი კომპლექსის დაგროვების დრო ასტრონომიული წელთაღრიცხვით. ცხადია, დე გეერის მეთოდის გამოყენება მხოლოდ კერძო შემთხვევებშია შესაძლებელი. ფენოვანი თიხები ბუნებაში ძალიან იშვიათია და ამიტომ, პრაქტიკულად, გეოლოგები ამ მეთოდს თითქმის არ იყენებენ. მაგალითისათვის კი შეიძლება მოვიყვანოთ მხოლოდ ერთი-ორი შემთხვევა. ამ გზით გამოთვალეს, რომ სკანდინავიის ტერიტორია მყინვარებისაგან 8-9 ათასი წლის წინ განთავისუფლდა, სანქტ-პეტერბურგის ოლქისა – 16,5 ათასი წლის წინ.

მე-19 და მე-20 საუკუნეების მიჯნაზე ა.ბეკერელის, მ.სკლოდოვსკა-კურისა და პ.კიურის მიერ რადიაქტივობის მოვლენის აღმოჩენას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა განვითარებისათვის, მათ შორის, გეოლოგიური კვლევისთვისაც. გეოლოგებმა მიიღეს დედამიწის ისტორიისა და მისი ცალკეული ეტაპების ხანგრძლივობის დადგენის საკმაოდ საიმედო მეთოდი, ერთგვარი ქრონომეტრი, რომლის გამოყენებამ მნიშვნელოვნად შეცვალა ბევრი ჩვენი წარმოდგენა დედამიწის ევოლუციის თაობაზე, განსაკუთრებით, მის ადრეულ - კამბრიულამდელ - ეტაპზე.

დათარიღების რადიოლოგიური მეთოდების არსი ზოგადად შედარებით მარტივია. ცნობილია, რომ არაერთ ქიმიურ ელემენტს გააჩნია ა რ ა მ დ გ რ ა დ ი ი ზ ო ტ ო პ ი, რომელიც რადიაქტიურ დაშლას განიცდის. დაშლის საბოლოო პროდუქტია სტაბილური, მდგრადი რ ა დ ი ო გ ე ნ ულ ი ი ზ ო ტ ო პ ი. დაშლის პროცესი მუდმივი სიჩქარით მიმდინარეობს – მასზე გავლენას არ ახდენს გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური პირობების არავითარი ცვლილება. თითოეული რადიაქტიური ელემენტის დაშლის სიჩქარე ექსპერიმენტულად არის განსაზღვრული და იზომება ნახევარდაშლის პერიოდით – დროის იმ მონაკვეთით, რომლის განმავლობაშიც აღებული რაოდენობის რადიაქტიური იზოტოპის ატომთა ნახევარი დაიშლება. ზოგი იზოტოპის ნახევარდაშლის პერიოდი იმდენად დიდია, რომ დედამიწის ასაკსაც აღემატება. მაგალითად, თორიუმის (^{238}Th) ნახევარდაშლის პერიოდი 13,9 მილიარდი წელია, რუბიდიუმისა (^{87}Rb) – 47 მილიარდი, ურანისა (^{238}U) – 4,51 მილიარდი წელი და ა.შ.

დედამიწის ქერქის ამგები ქანების იზოტოპური ასაკის დადგენა ხდება მათ შედგენილობაში მონაწილე იმ მინერალების მიხედვით, რომლებიც რადიაქტიურ ელემენტებს შეიცავენ. მას შემდეგ, რაც ასეთი მინერალი წარმოიქმნება, იწყება რადიაქტიური დაშლის უწყვეტი პროცესი და დაშლის საბოლოო პროდუქტის – რადიოგენური მდგრადი იზოტოპის – დაგროვება. რადიაქტიური და რადიოგენური იზოტოპების რაოდენობათა შეფარდების სპეციალური ფორმულებით გამოანგარიშება შესაძლებელს ხდის დავადგინოთ მინერალისა და მისი შემცველი ქანის ასაკი, თუკი ცნობილია რადიაქტიური იზოტოპის ნახევარდაშლის პერიოდი.

არსებობს ქანების იზოტოპური ასაკის დადგენის რამდენიმე მეთოდი. მეთოდის სახელწოდებას განსაზღვრავს დაშლის საბოლოო პროდუქტი. არსებობს ტყვიის, ჰელიუმის, არგონის, სტრონციუმის, რადიონახშირბადის მეთოდები. ამჟამად იზოტოპური ასაკის განსასაზღვრავად იყენებენ რადიაქტიური გარდაქმნის შემდეგ ტიპებს:

არამდგრადი რადიაქტიური იზოტოპი		დაშლის საბოლოო პროდუქტი
^{238}U	→	$8\,^{4}He + {}^{206}Pb$
^{235}U	→	$7\,^{4}He + {}^{207}Pb$
^{232}Th	→	$6\,^{4}He + {}^{208}Pb$
^{40}K	→	^{40}Ar
^{87}Rb	→	^{87}Sr
$^{147}_{62}Sm$	→	$^{143}_{60}Nd$

ტყვიის მეთოდს, ჩვეულებრივ, იყენებენ მეტამორფული და ეფუზიური ქანების ასაკის დასადგენად. ტყვია და ჰელიუმი წარმოადგენენ ურანისა და თორიუმის დაშლის საბოლოო პროდუქტს. ტყვიის მეთოდით მეტწილად მაგმური ქანების ასაკს განსაზღვრავენ. ამ მიზნით იყენებენ შემდეგ მინერალებს: მონაციტს, ცირკონს, იშვიათად – ურანინიტსა და ორთიტს.

კალიუმ-არგონის მეთოდს უფრო ხშირად იყენებენ, რადგან კალიუმის შემცველი მინერალები – მინდვრის შპატები, ქარსები, ამფიბოლები, პიროქსენები, გლაუკონიტი – ბუნებაში დიდად არის გავრცელებული და გვხვდებიან როგორც მაგმურ და მეტამორფულ, ისე დანალექ ქანებში. თუმცა მეთოდის გამოყენება შეიძლება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ კალიუმიანი მინერალის შემცველ ქანებს არ განუცდიათ მაღალი ტემპერატურისა (300°C-ზე მეტი) და დიდი წნევის ზეგავლენა. ამ მეთოდის ერთ-ერთი უპირატესობა ისიცაა, რომ ნაკლებად ხდება დაშლის საბოლოო პროდუქტის – არგონის – მინერალის კრისტალური მესერიდან გაბნევა.

სტრონციუმის მეთოდს დიდი მნიშვნელობა აქვს კამბრიულამდელი ქანების დათარიღებისათვის, რადგან რუბიდიუმის (^{87}Rb) ნახევარდაშლის პერიოდი, როგორც ვთქვით, ძალიან დიდია (47 მლრდ წელი). რუბიდიუმი დამოუკიდებელ მინერალებს არ წარმოქმნის, მაგრამ მინარევის სახით მცირე რაოდენობით გვხვდება კალიუმიან მინერალებში. ამის მიუხედავად, ეს მცირე რაოდენობაც საკმარისია დათარიღებისათვის.

სამარიუმის ნახევარდაშლის პერიოდი ძალიან დიდია ($1,06\times10^{11}$ წელი). ამ მეთოდს წარმატებით იყენებენ მთვარის ქანებისა და მეტეორიტების დათარიღებისათვის. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია იმ ფუძე და ულტრაფუძე ქანების დათარიღებისათვის, რომლებშიც დაბალია Rb/Sr შეფარდება, ან კიდევ სისტემა გახსნილია და სტრონციუმი დაკარგულია რეგიონული მეტამორფიზმის, ჰიდროთერმული პროცესების, ან ქიმიური გამოფიტვის შედეგად.

კალციუმის მეთოდი ემყარება რადიაქტიური ^{40}K-ის მდგრად იზოტოპად (^{40}Ca) დაშლას. მას ნაკლებად იყენებენ, რადგან სხვადასხვა მინერალში რადიოგენული კალციუმის გვერდით ხშირად არის არარადიოგენული კალციუმიც.

რადიონახშირბადის მეთოდს ძირითადად იყენებენ მეოთხეულის ნალექების დასათარიღებლად, აგრეთვე არქეოლოგიაში და ანთროპოლოგიაში, რადგან რადიაქტიური ნახშირბადის (^{14}C) ნახევარდაშლის პერიოდი ძალიან მცირეა – 5750 წელიწადი. ^{14}C-ის იზოტოპის წარმოშობა ხდება ატმოსფეროს ზედა ფენებში კოსმოსური სხივების მოქმედების შედეგად წარმოქმნილი ნეიტრონების ^{14}N-ზე ზემოქმედებით. ატმოსფეროდან კი ^{14}C-ს მცენარეები და ზოგი ორგანიზმი ითვისებს. მათი კვდომის შემდეგ იწყება ორგანულ ქსოვილებში დაგროვილი ^{14}C-ის რადიაქტიური დაშლა. მცენარეთა ნაშთების კვლევა იზოტოპური მეთოდით საშუალებას გვაძლევს დავათარიღოთ შემცველი ნალექები. ამავე მეთოდს წარმატებით იყენებენ პირველყოფილი ადამიანების სადგომებთან ნაპოვნი დანახშირებული მცენარეული და ცხოველური (ძვლების) ქსოვილების, არქეოლოგიური კვლევით მოპოვებული მასალის დასათარიღებლად.

ჩამოთვლილი მეთოდებით კვლევამ გეოლოგიის ბევრ პრობლემას მოჰფინა ნათელი. დადგენილია დედამიწის ასაკი; განისაზღვრა დედამიწის ქერქში მოპოვებული უძველესი ქანების ასაკი; დათარიღებულ იქნა ორგანული ბუნების დღეისათვის ცნობილი უძველესი კვალი; კონტინენტებზე შესაძლებელი გახდა პრეკამბრიულის რამდენიმე ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოყოფა და დროში მათი ლოკალიზაცია, რამაც მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა კამბრიულამდელი წარმონაქმნების სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის საქმეში; ღრმა ოკეანური ბურღვით მოპოვებული მასალის იზოტოპური ასაკის განსაზღვრით მიღებულმა შედეგებმა ნათელყო, რომ დღეს არსებული ოკეანეები სულ რაღაც 200-ოდე მილიონი წლის წინათ გაჩნდნენ, ე.ი. ბევრად უფრო ახალგაზრდანი არიან, ვიდრე მეცნიერებს აქამდე წარმოედგინათ. თანამედროვე გეოლოგიისათვის არანაკლებ მნიშვნელოვანია დედამიწის ქერქის კამბრიულამდელი ისტორიის ხანგრძლივობის დადგენა. სწორედ რადიოგეოლოგიურმა გამოკვლევებმა გახადა ცხადი, რომ ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის თითქმის 7/8 სწორედ პრეკამბრიულზე მოდის და პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური ერები, ერთად აღებული, მხოლოდ 1/8-ს შეადგენენ.

მიუხედავად ამისა, დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდები არ არის უნივერსალური. გარდა იმისა, რომ ქანები ყოველთვის არ შეიცავენ შესაფერის მასალას, კერძოდ რადიაქტიურ იზოტოპებს, ზოგი ნაკლი თვით მეთოდსაც გააჩნია: 1. ჯერჯერობით საკმაოდ დიდია ცდომილება – 3-5%, რაც, გეოლოგიური დროის მასშტაბების გათვალისწინებით, ხშირად საკმაოდ დიდ ციფრებს გვაძლევს; 2. იზოტოპური მეთოდებით დათარიღება საიმედოა მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ რადიაქტიური სისტემა „ჩაკეტილია", ე.ი. გამორიცხულია მდგრადი რადიოგენული იზოტოპების (ტყვიის, ჰელიუმის, არგონის) გაბნევა მოცემული სისტემიდან გარეთ ან, პირიქით, „უცხო" იზოტოპის გარედან შეღწევა სისტემაში. პირველ შემთხვევაში მივიღებთ ქანის „გაახალგაზრდავების" ეფექტს, ხოლო მეორე შემთხვევაში – ქანის „დაბერებულ" და არა რეალურ ასაკს. მაგრამ იმის დადგენა, სისტემა ჩაკეტილია თუ ღია, პრაქტიკულად შეუძლებელია.

ამიტომ რადიოგეოლოგიური ასაკის მეტნაკლებად ზუსტი განსაზღვრისათვის აუცილებელია: ა) ერთი მეთოდით ასაკის განსაზღვრის ხელახლა ჩატარება; ბ) პარალელურად იმავე ნიმუშის სხვა იზოტოპური მეთოდით დათარიღება; გ) უკლებლივ ყველა შემთხვევაში გეოლოგიური მონაცემებით (პალეონტოლოგიური მეთოდებით, ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებებით და ა. შ.) აუცილებელი კონტროლი; 3. ცხადია, იშვიათი როდია შემთხვევები, როცა ბოლო მეტამორფიზმის გავლენით ქანებში „წაშლილია" უფრო ძველი ასაკი; და ბოლოს, 4. გასათვალისწინებელია ისიც, რომ დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდები საკმაოდ ძვირადღირებულია.

იზოტოპური წელთაღრიცხვის შკალა მოცემულია N2 ნუსხაზე, ეონებისა და ერების ხანგრძლივობის, საზღვრებისა და ინდექსების მითითებით. უფრო დაბალი რანგის გეოქრონოლოგიური ერთეულებისათვის (პერიოდები, ეპოქები) ასეთივე მონაცემებს მკითხველი ნახავს ცალკეული სისტემების დახასიათებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთებში. ამავე ნუსხაზეა მოცემული უმთავრესი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების დასახელება და გამოვლინების დრო.

რადიოგეოლოგიური წელთაღრიცხვის შკალა

ნუსხა N2

ეონი	ერა			დასაწყისი (მლნ. წ)	ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქები (ციფრები - მათი გამოვლინების დრო მიახლოებით. მლნ. წ.)
ფანეროზოული PH (570)	კაინოზოური KZ (65)			65±3	ალპური, 90
	მეზოზოური MZ (165)			230±10	ჰერცინული, 240
	პალეოზოური PZ (340)			570±15	კალედონიური,410 სალაირის, 520
პროტეროზოული PR (2030)	ზედა PR_3 (1080)	ვენდური V (105)		675±25	ბაიკალური, 670
		რიფეული R	ზედა R_3 (275)	950±50	გრენვილის, 950
			შუა R_2 (400)	1350±50	გოთური, 1350
			ქვედა R_1 (300)	1650±50	კარელიური, 1650
	შუა PR_2 (250)			1900±100	ბალტიური, 1900
	ქვედა PR_1 (700)			2600±100	ბელომორის, 2600
არქეოზოული AR (900)	ზედა AR_2 (400)			3000±100	კოლის, 3000
	ქვედა AR_1 (500)			3500±150	ბელოზერის, 3500
კატარქეული KAR (~1100)	(ფრჩხილებში – გეოქრონოლოგიური ერთეულების ხანგრძლივობა მლნ. წ.)			4600	

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის იმ ორი უპირველესი ამოცანის გადაჭრა, რომელთა შესახებაც ზემოთ გვქონდა საუბარი – გეოლოგიურ მოვლენათა **აღდგენა** და **დათარიღება**, საბოლოო ჯამში, მიზნად ისახავს ამ მოვლენათა დროში **თანმიმდევრობის გარკვევას**, ე.ი. მათი **ქრონოლოგიის** დადგენას. **გეოქრონოლოგია** შესაძლებელს ხდის წარსულის გეოლოგიურ მოვლენათა დალაგებას ქრონოლოგიური თანმიმდევრობით. მხოლოდ ამგვარად არის შესაძლებელი ჩვენი პლანეტის ხანგრძლივი ევოლუციის, ანუ გეოლოგიურ მოვლენათა ერთიანი ისტორიის გადმოცემა დასაბამიდან დღემდე. ამავე დროს, უაღრესად მრავალფეროვან მოვლენათა იმ დიდ სიმრავლეში, რომელიც დედამიწის 4,6 მილიარდი წლის ხანგრძლივობის ისტორიას შეადგენს, აუცილებელია მოვლენათა ბუნებრივი ჯგუფების გამოვლენა და გამიჯვნა, რადგანაც ასეთი ბუნებრივი კომპლექსები დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ცალკეულ ეტაპებს გამოხატავენ. გეოლოგიის იმ დარგს, რომლის ამოცანასაც დედამიწის ქერქის ამგები ქანების წარმოქმნის პროცესების ბუნებრივი პერიოდიზაცია და ამ ქანების ბუნებრივ კომპლექსებად დანაწილება წარმოადგენს, **სტრატიგრაფია** ეწოდება. ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევა, ისევე როგორც ნებისმიერ მოვლენათა ისტორიული რიგის შესწავლა და ანალიზი, აუცილებლად მოითხოვს ამ მოვლენათა კლასიფიკაციას, მათ დაჯგუფებას ერთი გარკვეული პრინციპით – რაღაც პირობითი თუ ბუნებრივი ნიშნების მიხედვით. ერთ შემთხვევაში კლასიფიკაციის საფუძვლად შეიძლება მიღებულ იქნეს პირობითი საზომი, მაგალითად, ქრონოლოგია. ამ შემთხვევაში მოვლენათა დაჯგუფება ხდება წელთაღრიცხვის მიღებული პირობითი სისტემის, მაგალითად ასწლეულების (საუკუნეების), მიხედვით (რა მოვლენებს ჰქონდა საქართველოში ადგილი, ვთქვათ, ჩვენი წელთაღრიცხვის IV საუკუნეში, შემდეგ – V საუკუნეში და ა.შ.). მეორე შემთხვევაში ისტორიულ მოვლენათა კლასიფიკაცია ხორციელდება მათი ბუნებრივი შინაგანი ნიშნების ერთიანობის მიხედვით. ამ დროს მკვლევარი ცალკეულ ბუნებრივ ერთეულებად აჯგუფებს შინაგანად, ბუნებრივად ერთმანეთთან დაკავშირებულ მოვლენებს. მაგალითისათვის, არქეოზოული წარმოადგენს მრავალი ნიშნით ერთმანეთთან დაკავშირებული ქანების კომპლექსს, რომელიც, ამავე დროს, ისევ და ისევ არქეოზოული ქანებისათვის ნიშანდობლივი თვისებებით (მეტამორფიზმის ხარისხით, დანაოჭების ინტენსივობით, მაგმატური აქტივობის სიძლიერით, ორგანიკით და ა.შ.) განსხვავდება პროტეროზოულისაგან, რომლის ერთ ბუნებრივ ერთეულად გამოყოფას ასევე საფუძვლად უდევს ამ ჯგუფის ქანებისათვის ნიშანდობლივი, სპეციფიკურ თავისებურებათა ერთობლიობა. ამასთან, საყურადღებოა, რომ ეს ორი ბუნებრივი ერთეული – არქეოზოული ეონოთემა და პროტეროზოული ეონოთემა - ქრონოლოგიურად (მათში გაერთიანებული ქანების კომპლექსების წარმოქმნის დროის ხანგრძლივობით) სულაც არ არის ტოლფასი. არქეოზოულის ხანგრძლივობა ერთ მილიარდ წელზე ნაკლებია, პროტეროზოულისა კი – ორ მილიარდს აღემატება. ამავე დროს, თვით პროტეოზოულში ერთმანეთისაგან განსხვავებული უფრო დაბალი რანგის სამი ბუნებრივი ერთეული გამოიყოფა: ქვედა (ხანგრძლივობა – 600 მლნ წელი), შუა (300მლნ წელი) და ზედა (1130მლნ წელი) პროტეროზოული. დედამიწის ქერქის ამგები ქანების კომპლექსში გამოყოფილ ამგვარ ბუნებრივ ნაკვეთებს **სტრატიგრაფიული ერთეულები**[1] ეწოდება.

ამრიგად, ისტორიულ გეოლოგიაში გეოლოგიურ მოვლენათა თანმიმდევრობის დადგენაში ორი რამ იგულისხმება: ა) დედამიწის ისტორიის ბუნებრივ (გეოქრონოლოგიურ) ერთეულებად დანაწილება და ბ) სტრატისფეროს ამგები გეოლოგიური სხეულების ბუნებრივ (სტრატიგრაფიულ) ერთეულებად დაჯგუფება.

დედამიწის ქერქის ამგები ქანების ბუნებრივ ერთეულებად დანაწილების პირველი ცდა დანიელი ბუნებისმეტყველის, **ნიკოლაუს სტენონის** სახელთანაა დაკავშირებული. მან 1669 წელს გამოაქვეყნა ტოსკანის ოლქის (ჩრდილო იტალია) გეოლოგიური აგებულების კვლევის შედეგები დისერტაციის თეზისების სახით. ამ სამეცნიერო ნაშრომში, პირველად გეოლოგიური მეცნიერების ისტორიაში,

[1] სტრატიგრაფია – stratum (ლათ.) – შრე, grapho – აღწერა: სტრატიგრაფია ეწოდება გეოლოგიის იმ დარგს, რომელიც მიზნად ისახავს სუპერკრუსტული (დანალექი) ქანების წარმოქმნის ისტორიის ბუნებრივ პერიოდიზაციას და ამ ქანების ბუნებრივ კომპლექსებად (სტრატიგრაფიულ ერთეულებად) დაჯგუფებას. რაც შეეხება ინფრაკრუსტულ და მეტამორფულ ქანებს, მათი ბუნებრივ ერთეულებად დანაწილება შეადგენს პეტროლოგიური და რეგიონულ-გეოლოგიური კვლევის ამოცანას.

მან სრულიად ნათლად, მკაფიოდ ჩამოაყალიბა სტრატიგრაფიის უმთავრესი დებულებები, კერძოდ ის, რომ ნალექების ვერტიკალურ ჭრილში შრეთა თანმიმდევრობა მათი წარმოშობის ისტორიულ თანმიმდევრობას შეესატყვისება. ამას გარდა, ნ. სტენონმა ტოსკანის ოლქის ამგები ქანების კომპლექსი დაანაწილა ბუნებრივ ნაკვეთებად, რომლებიც დედამიწის გეოლოგიური განვითარების თანმიმდევრულ ისტორიულ ეტაპებს შეესატყვისებიან. ამიტომაა ნ.სტენონი მიჩნეული სტრატიგრაფიული კვლევის ფუძემდებლად. ამასთან, მისი სტრატიგრაფიული კვლევა მოიცავდა ყველა ქანს – არა მხოლოდ დანალექს, არამედ მაგმურსა და მეტამორფულსაც. ეს იყო სტრატიგრაფიული დანაწილების პირველი ცდა, თუმცა საკუთრივ ტერმინი – სტრატიგრაფია – გეოლოგიურ მეცნიერებაში გაცილებით გვიან, მხოლოდ XIX საუკუნის ბოლოს შემოვიდა.

ნ. სტენონის ისტორიულ-გეოლოგიური შეხედულებები რამდენადმე წინ უსწრებდა საბუნებისმეტყველო მეცნიერების იმდროინდელ დონეს და ამიტომ იყო, რომ ნ. სტენონის თანამედროვეთათვის ისინი, ფაქტობრივად, შეუმჩნეველი დარჩა. ნ. სტენონის იდეებმა მხოლოდ ასი წლის შემდეგ, XVIII საუკუნის მეორე ნახევარში, ჰპოვეს განვითარება. ჯ. არდუინომ, ვენეციაში მოღვაწე მინერალოგიისა და მეტალურგიის პროფესორმა, ჩრდილო იტალიის (პადუის, ვიჩენცისა და ვერონის ოლქები) გეოლოგიურ აგებულებაში ქანების ასაკობრივად განსხვავებული შემდეგი სამი კომპლექსი გამოყო: პირველეული, მეორეული და მესამეული. პირველეულის სახელით მან გააერთიანა „მინისებრი“, ქარსიანი, კვარცის ძარღვებით დასერილი, ძლიერ დანაოჭებული, დაფიქლებული ქანები, რომლებიც ნამარხებს არ შეიცავენ; მეორეულს შეადგენენ ნაკლები ინტენსივობით დანაოჭებული, მკვრივი, შრეებრივი კირქვები, მერგელები და თიხიანი ქანები ზღვის ბინადართა მრავალრიცხოვანი განამარხებული ნაშთებით; მესამეულს არდუინომ მიაკუთვნა სუსტად დანაოჭებული კირქვები, მერგელები, თიხები, ქვიშები და სხვა ქანები, რომლებიც შეიცავენ მეორეულის ქანების ნამსხვრევებს და აგრეთვე ნამარხი ორგანიზმებისა და მცენარეების მრავალრიცხოვან ნაშთებს. დამოუკიდებელ ჯგუფად ჯ. არდუინომ გააერთიანა ვულკანური ქანები – სხვადასხვაგვარი ლავები და ტუფები[1].

XIX საუკუნის დასაწყისამდე ფაქტობრივად ყველა მკვლევარი დედამიწის ქერქის ამგები ქანების ბუნებრივ კომპლექსებში (ანუ სტრატიგრაფიულ ერთეულებში) აერთიანებდა განურჩევლად ყველა ქანს – დანალექს, მაგმურსა და მეტამორფულს. ამასთან, მათი დაჯგუფებისათვის გადამწყვეტი კრიტერიუმი პეტროგრაფიული თავისებურებები და განლაგება იყო. გერმანელმა მეცნიერმა ა. ვერნერმა, რომელსაც გეოლოგიის განვითარებაში დიდი ღვაწლისათვის გერმანიის გეოლოგიის მამა უწოდეს, მე-19 საუკუნის მეორე ნახევარში, ქანებისა და მინერალების თავისებურებების გათვალისწინებით, გერმანიის ტერიტორიის აგებულებაში მის მიერ დადგენილი ფორმაციები ოთხ ჯგუფში მოათავსა: მათგან უძველესი ფორმაციები შეადგენენ პირველყოფილ (პირველეულ) ჯგუფს (გერმანულად მას Urgebierge-საც უწოდებენ); შემდეგი ძირითადი ჯგუფია შრეებრივი ქანების ჯგუფი (გერმანულად – Flötzgebierge); ამ ორ ჯგუფს შორის ა.ვერნერმა გამოყო გარდამავალი ქანების ჯგუფი (Übergangsgebierge); და ბოლოს, ყველაზე ახალგაზრდა – მონალექი ქანების ჯგუფი (Aufgeschwemtesgebierge). ჯგუფების პეტროგრაფიული დახასიათების მიხედვით, ურგებირგე დაახლოებით პრეკამბრიულს შეესატყვისება, იუბერგანგსგებირგე – პალეოზოურს, ფლოცგებირგე – მეზოზოურს, ხოლო მონალექი ქანების ჯგუფი – კაინოზოურს. შრეთა პეტროგრაფიულ თავისებურებებზე ამახვილებენ ყურადღებას ა. ვერნერის მიმდევრებიც; ქანებში დაცული ნამარხების მნიშვნელობა გეოლოგიისათვის, კერძოდ, ბუნებრივ ერთეულებად ქანების კომპლექსების დაჯგუფებისათვის, მათთვის უცნობი იყო.

ნ. სტენონის ზემოხსენებული ნაშრომის გამოქვეყნებიდან თითქმის საუკუნენახევრის განმავლობაში გეოლოგიის კლასიკურ ქვეყნებში (ინგლისი, საფრანგეთი, გერმანია, იტალია) მხოლოდ სამი-ოთხი მაღალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულის გამოყოფა გახდა შესაძლებელი. არც ნ. სტენონს და არც ჯ. არდუინოს არ შეეძლოთ ჩრდილოეთ იტალიის ამგები ქანების უფრო დაბალი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულებად დანაწილება უაღრესად რთული ტექტონიკური პირობების გამო, თანაც მხოლოდ

[1] ჯ. არდუინოს შეხედულებები გადმოცემულია მის სტატიებში, რომლებიც დროგამოშვებით ქვეყნდებოდა 35 წლის განმავლობაში (1760-1795წწ).

პეტროგრაფიულ თავისებურებებზე დაყრდნობით. საკმაოდ რთულია გერმანიის იმ მხარეების გეოლოგიური აგებულებაც, რომელთა შესწავლის საფუძველზეც იქნა გამოყოფილი ა.ვერნერის მიერ ფორმაციების ოთხი ჯგუფი, ისევ და ისევ პეტროგრაფიულ თავისებურებათა საფუძველზე. ისიც გასათვალისწინებელია, რომ შრეებრივი ქანების განსაკუთრებული მნიშვნელობა ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევისათვის ჯერ კიდევ არ იყო სათანადოდ შეფასებული.

XVIII საუკუნის დასასრულს და XIX საუკუნის დასაწყისიდან დასავლური ევროპის ქვეყნებში, პირველ რიგში ინგლისში, შემდეგ კი საფრანგეთში, ბელგიაში, გერმანიაში, გეოლოგების ყურადღებას სულ უფრო და უფრო იპყრობს შრეებრივი ქანები. შრეებრივი ქანების თავისებურებების, მათი განლაგების შესწავლისათვის განსაკუთრებით ხელსაყრელი პირობები იყო ინგლისში, უპირველეს ყოვლისა, უელსში. აქ, შედარებით მცირე ტერიტორიაზე, თითქმის უწყვეტი თანმიმდევრობით არის გაშიშვლებული მდიდარი ფაუნით დახასიათებული, მეტწილად არამეტამორფიზებული დანალექი ქანები კამბრიულით დაწყებული და მეოთხეულით დამთავრებული. ცხადია, ნაკლები მნიშვნელობა არ ჰქონდა ინგლისის უძველეს კულტურას, მრავალრიცხოვან სამეცნიერო ცენტრებს, ისევე როგორც მრეწველობის, განსაკუთრებით ქვანახშირის მოპოვების, ინტენსიურ განვითარებას იმდროინდელ ინგლისში. XIX საუკუნის დასაწყისიდან სწორედ ინგლისი გახდა წამყვანი ქვეყანა სტრატიგრაფიის განვითარების საქმეში. თანამედროვე საერთაშორისო სტრატიგრაფიული შკალის სამშობლოს, ფაქტობრივად, ინგლისი წარმოადგენს, რადგან თითქმის ყველა მაღალი რანგის (ჯგუფები, სისტემები), აგრეთვე არაერთი უფრო დაბალი რანგის ერთეული (სექციები, სართულები), როგორც შემდგომ დავინახავთ, სწორედ ინგლისისა და უელსის პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კაინოზოურის ჭრილების საფუძველზე იქნა გამოყოფილი. უკვე ვიცით, რომ პირველად ინგლისში მიექცა ყურადღება ნამარხი ორგანიზმების სტრატიგრაფიულ მნიშვნელობასაც; აქვე იქნა პირველად გამოყენებული ნამარხები შრეთა თანმიმდევრობის დასადგენად. ინგლისშივე ნამარხი ფაუნის შემცველი ქანების კომპლექსებისათვის გეოლოგმა და პალეონტოლოგმა ჯ. ფილიპსმა არდეინოსეული პირველეულის, მეორეულისა და მესამეულის ნაცვლად შემოიტანა დამახასიათებელი პალეონტოლოგიური თავისებურებების შესაბამისი სახელწოდებები: პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური.

XIX საუკუნის 40-იანი წლების დასაწყისისათვის, ფაქტობრივად, დასრულდა გეოქრონოლოგიური შკალის, ე.ი. დედამიწის ისტორიის იერარქიულად ერთმანეთს დაქვემდებარებული მონაკვეთებისა და თითოეული ამ მონაკვეთის ადეკვატური (შესატყვისი) სტრატიგრაფიული ერთეულების ნუსხის ჩამოყალიბება. საბოლოო სახით ის მიღებულ იქნა 1881 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მეორე სესიაზე, რომელიც ქ. ბოლონიაში (იტალია) ჩატარდა. დედამიწის ქერქის ამგები ქანების სტრატიგრაფიული დანაწილებისათვის სესიაზე მიღებულ იქნა ხუთი სხვადასხვა რანგის ერთეული: უმაღლესი რანგის ერთეულად – ჯგუფი, შემდეგი რანგის ერთეულად – სისტემა; კიდევ უფრო დაბალი რანგისაა სექცია, მასზე დაბალია სართული და ბოლოს, უმდაბლესი, ელემენტარული ერთეული – შრეები; შესაბამის ქრონოლოგიურ ერთეულებად დადგენილ იქნა: ერა, პერიოდი, ეპოქა, საუკუნე. რაც შეეხება ყველაზე დაბალი რანგის ერთეულებს, მხოლოდ საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის VIII სესიაზე (პარიზი, 1900წ)) შრეების ნაცვლად მიღებულ იქნა ტერმინი ზონა და მისი შესატყვისი გეოქრონოლოგიური ერთეული – ფაზა[1].

თავდაპირველად გეოქრონოლოგიური შკალა ევროპის ცალკეული ქვეყნების გეოლოგიური აგებულების თავისებურებათა გათვალისწინებით იქმნებოდა და თანდათან იხვეწებოდა თითქმის ორი საუკუნის განმავლობაში. ერთი საუკუნის წინ, XIX საუკუნის ბოლოს იქნა ის აღიარებული გეოლოგიური წელთაღრიცხვის საერთაშორისო შკალად. აქედან მოყოლებული, ჩვენი პლანეტის სხვადასხვა რეგიონების ამგები გეოლოგიური სხეულების (ქანების) ქრონოლოგიური თანმიმდევრობის განსაზღვრა ხორციელდება სწორედ ამ შკალის მიხედვით[2]. ცხადია, დედამიწის ისტორიის ბუნებრივ ანუ გეოქრონო-

[1] ადრე ზონის შესატყვის დროის მონაკვეთს ზოგჯერ ჰემერასაც უწოდებდნენ; ჰემერა (ბერძნ.) – დღეს ნიშნავს, მაგრამ არა 12 საათს, ისევე როგორც საუკუნე გეოლოგისთვის ასწლეულს კი არ უდრის, არამედ რამდენიმე მილიონ წელს.

[2] საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის ნაცვლად ზოგჯერ ამბობენ: „სტანდარტული", „ეტალონური", „ერთიანი", „ქრონოსტრატიგრაფიული". მაგრამ ყველაზე ლაკონური და შინაარსის უკეთ გამომხატველია „საერთაშორისო გეოქრო-

ლოგიურ ერთეულებად დანაწილება მთელი დედამიწისათვის, ყველა ქვეყნისათვის ერთნაირი, უნივერსალური უნდა იყოს. რაც შეეხება ქანთა კომპლექსებში ბუნებრივი ერთეულების გამიჯვნას, ის ყოველთვის მეტნაკლებად რეგიონული ხასიათის იქნება, რადგანაც ყველა მცირე თუ დიდი რეგიონი გეოლოგიური ევოლუციის თავისებური, მრავალი სხვადასხვა გარემოებით განსაზღვრული, სპეციფიკური გზით ყალიბდებოდა. მაინც, საბოლოო ჯამში, ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის ეს ორი მხარე – გეოქრონოლოგია და სტრატიგრაფია – განუყოფელია და მხოლოდ მათი კომპლექსური გამოყენება უზრუნველყოფს ისტორიულ-გეოლოგიური კელევის ამოცანების წარმატებით გადაჭრას.

საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის VIII სესიის შემდეგ (1900წ.) საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალას, რომელიც მხოლოდ პალეოზოურს, მეზოზოურს და კაინოზოურს მოიცავს, დღემდე რაიმე არსებითი ცვლილებები, ფაქტობრივად, არ განუცდია. რაც შეეხება პრეკამბრიულს, მისი გამოყოფა და დანაწილება (ისიც მხოლოდ უმაღლესი რანგის ერთეულებად) გაცილებით გვიან, მხოლოდ XIX ს-ის მეორე ნახევარში, მოხდა. სპეციფიკური ბუნება (ძლიერი მეტამორფიზმი, უნამარხობა, ინტენსიური დანაოჭება, ინტრუზიული და ეფუზიური მაგმატიზმის ძლიერი აქტივობა და ა.შ.) დიდი ხნის განმავლობაში აბრკოლებდა იმდროინდელი ქანების კომპლექსების დათარიღებას, დანაწილებასა და კორელაციას. მხოლოდ დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდების გამოყენებამ გახადა შესაძლებელი დედამიწის ისტორიის 7/8-ის განმავლობაში წარმოქმნილი ქანების გეოქრონოლოგიური დანაწილების სქემის ჩამოყალიბება. ამასთან, ეს სქემები სულ სხვა მეთოდებზე დაყრდნობით არის შექმნილი. უფრო ვრცლად ამის თაობაზე საუბარი გვექნება ცოტა მოგვიანებით, პრეკამბრიულის დახასიათებისას.

ორგანული სამყაროს ევოლუციის საფუძველზე, ამჟამად ჩვენი პლანეტის გეოლოგიურ ისტორიაში გამოყოფენ უმაღლესი რანგის შემდეგ სამ მონაკვეთს – ეონს[1]:

I – არქეოზოული[2] (ბერძნ. – არქაეოს უძველესი) – უძველესი სიცოცხლის ეონი. არქეოზოული ეონის განმავლობაში წარმოქმნილი ქანების კომპლექსი შეადგენს არქეოზოულ ეონოთემას;

II – პროტეროზოული (ბერძნ. პროტეროს – პირველი) – პირველი სიცოცხლის ეონი. შესაბამისი სტრატიგრაფიული ერთეული იქნება პროტეროზოული ეონოთემა.

III – ფანეროზოული (ბერძნ. ფანეროს – აშკარა, ცხადი) – აშკარა სიცოცხლის ეონი. შესაბამისად გვექნება – ფანეროზოული ეონოთემა.

პირველ ორ ეონს (არქეოზოულსა და პროტეროზოულს) ადრე დამოუკიდებელი ერების რანგში განიხილავდნენ და კრიპტოზოულ[3] ეონში აერთიანებდნენ. მაგრამ მას შემდეგ, რაც ცხადი გახდა, რომ სიცოცხლე არქეოზოულში უდავოდ არსებობდა (ბაქტერიები, ციანობიონტები), ხოლო პროტეროზოულში ფაუნა უკვე საკმაოდ მრავალფეროვანი იყო (განსაკუთრებით რიფეულში), სახელწოდებამ – „კრიპტოზოული", აზრი დაკარგა.

დიდი ხნის განმავლობაში არქეოზოული მიჩნეული იყო დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის უძველეს, საწყის მონაკვეთად. მაგრამ მას შემდეგ, რაც დადგენილ იქნა, რომ ჩვენი პლანეტის ასაკი, სულ ცოტა, 4,6 მილიარდი წელია და რომ არქეოზოულის დასაწყისისთვის (3,5 მლრდ წელი) დედამიწას ლოთოსფერო უკვე მოსავს, ცხადი გახდა, რომ არქეოზოულ ეონს წინ უძღოდა ჩვენი პლანეტის დაახლოებით 1 მილიარდი წლის ხანგრძლივობის ისტორია. იმდროინდელი დედამიწის ევოლუციის შესახებ თანამედროვე მეცნიერებამ ძალიან ცოტა რამ თუ იცის და მეტწილად უაღრესად მწირ მასალაზე დაყრდნობილ ვარაუდებს გამოთქვამს. ამ დროის აღსანიშნავად მიღებულ იქნა გეოქრონოლოგიური შკალა-

---

ნოლოგიური შკალა", რადგან მასში ერთიდაიგივე ტერმინი შეესატყვისება როგორც დროის მონაკვეთს, ისე ამ დროის განმავლობაში წარმოქმნილ ქანებსაც, მაგ., „ურული" – ითქმის როგორც დროის მონაკვეთის (პერიოდის), ისე ქანების კომპლექსის (სისტემის) აღსანიშნავად.

[1] ეონი – (ლათ. აეონ) – დროის ძალიან დიდი მონაკვეთი.

[2] უნამარხო უძველესი ქანების კომპლექსს, მაშინ როცა სიცოცხლის კვალი მასში ჯერ კიდევ ცნობილი არ იყო, არქეული უწოდეს. მას შემდეგ, რაც აღმოჩნდა ორგანული სამყაროს არსებობის უტყუარი ფაქტები პროტეროზოულზე ძველ ქანებში, არქეული უფრო ზუსტმა შესატყვისმა – არქეოზოულმა – შეცვალა.

[3] კრიპტოზოული (ბერძნ.- კრიპტოს – ფარული) – ფარული სიცოცხლის ეონი.

ის კიდევ ერთი უმაღლესი რანგის ერთეული – კ ა ტ ა რ ქ ე უ ლ ი [1]. ფანეროზოული ეონის ხანგრძლივობა სულ რაღაც 570მლნ წელია, სამი დანარჩენის – კატარქეულის, არქეოზოულისა და პროტეროზოულისა – საერთო ჯამში, 4 მილიარდ წელს შეადგენს.

ქანების კომპლექსი, რომლის წარმოქმნა ეონის განმავლობაში მიმდინარეობდა, შეადგენს უმაღლესი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულს – ე ო ნ ო თ ე მ ა ს. არქეოზოული ეონის განმავლობაში დაგროვილი ქანების კომპლექსი არქეოზოულ ეონოთემად იწოდება, პროტეროზოული ეონის განმავლობაში – პროტეროზოული ეონოთემა იქნება, ფანეროზოული ეონისა – ფანეროზოული ეონოთემა.

ფანეროზოული ეონი დაყოფილია სამ ერად: პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური. შესაბამისი ქანების კომპლექსები შეადგენენ ჯ გ უ ფ ს (ზოგჯერ ჯგუფის ნაცვლად ე რ ა თ ე მ ა ს ა ც ამბობენ). თითოეული ერა დაყოფილია პერიოდებად. პ ა ლ ე ო ზ ო ურ ერაში 6 პერიოდია გამოყოფილი: კამბრიული, ორდოვიციული, სილურული, დევონური, კარბონული და პერმული; მეზოზოურში – სამი: ტრიასული, იურული და ცარცული; კაინოზოურში – პალეოგენი, ნეოგენი და მეოთხეული. პერიოდების შესატყვისი სტრატიგრაფიული ერთეულებია ს ი ს ტ ე მ ე ბ ი, რომლებიც ამ შემთხვევაშიც ისევე იწოდებიან, როგორც შესაბამისი პერიოდები. მაგ., კამბრიული პერიოდი – კამბრიული სისტემა; ორდოვიციული პერიოდი – ორდოვიციული სისტემა და ა.შ. სისტემების და პერიოდების სახელწოდებები მომდინარეობს მეტწილად დასავლური ევროპის ქვეყნებიდან, სადაც იქმნებოდა საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალა. სახელწოდებები ან იქაური გეოგრაფიული სახელებიდან არის წარმომდგარი (კამბრიული, დევონური, იურული) ან იქ მცხოვრები ძველი ტომების სახელებიდან (მაგ., სილურული). ზოგ შემთხვევაში პერიოდის (სისტემის) სახელწოდება ლითოლოგიურ თავისებურებებზე მიანიშნებს (კარბონული, ცარცული), სხვა შემთხვევაში – ასაკობრივ თანმიმდევრობაზე (პალეოგენი, ნეოგენი, მეოთხეული).

სისტემა იყოფა ორ ან სამ უფრო დაბალი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულად – ს ე ქ ც ი ა დ, რომლის გეოქრონოლოგიური შესატყვისი ე პ ო ქ ა ა. ასე მაგალითად, კამბრიულში გამოიყოფა სამი სექცია: ქვედა კამბრიული, შუა კამბრიული და ზედა კამბრიული. შესაბამისი ეპოქებია: ადრე კამბრიული, შუა კამბრიული და გვიანი კამბრიული. ორ სექციად იყოფა პერმული (ქვედა და ზედა პერმული) და ცარცული (ქვედა და ზედა ცარცული) სისტემები. ი შვიათ შემთხვევაში სექციებს საკუთარი სახელებით ალნიშნავენ, მაგ.: როტლიგენდი და ცეხშტაინი - გერმანულ პერმულში, ისევ გერმანიაში ტრიასული სისტემის სექციებია ბუნტზანდშტაინი, მუშელკალკი და კეიპერი.

თითოეული სექცია კიდევ უფრო დაბალი რანგის ერთეულებად – ს ა რ თ უ ლ ე ბ ა დ იყოფა. მაგალითად: ქვედა ცარცულ სექციაში 6 სართულია გამოყოფილი (ბერიასული, ვალანჟინური, ჰოტრივული, ბარემული, აპტური და ალბური), ზედა ცარცულ სექციაში – შვიდი (სენომანური, ტურონული, კონიაკური, სანტონური, კამპანური, მაასტრიხტული და დანიური). იურულ სისტემაში სამი სექცია გამოიყოფა, ქვედა სექციაში 4 სართულია, შუა იურულში – 3, ხოლო ზედა იურაში – 4. სართულებისა და მათი შესატყვისი გეოქრონოლოგიური ერთეულების – ს ა უ კ უ ნ ე ე ბ ი ს – სახელწოდებები მეტწილად გეოგრაფიული წარმომავლობისაა და უკავშირდება იმ პუნქტებს, სადაც მათი გამოყოფა მოხდა თავდაპირველად, ან კიდევ, სადაც მოგვიანებით სართულის სრული და თანაც ფაუნისტურად კარგად დახასიათებული ჭრილი იქნა შესწავლილი. მაგ., ცარცული სისტემის სართულების სახელწოდებები ძირითადად საფრანგეთის, ნაწილობრივ შვეიცარიისა და ჰოლანდიის გეოგრაფიული პუნქტებიდან (ქალაქები, დაბები, მხარეები) მომდინარეობს; იურულის სართულების სახელები ისევ საფრანგეთის, აგრეთვე ინგლისის, ნაწილობრივ კი გერმანიის ტერიტორიაზე არსებული გეოგრაფიული პუნქტებიდან არის წარმოებული.

იმ მაღალი რანგის გეოქრონოლოგიური ერთეულების თანმიმდევრობა, რომელთა გამოყოფა დღეს უწევთ მსოფლიოს სხვადასხვა ქვეყნის გეოლოგებს სტრატისფეროს ამგები ქანების მძლავრ და მრავალფეროვან კომპლექსებში, მოცემულია N3 ნუსხაზე (გვ. 67). ნუსხაზე თვალნათლივ ჩანს, რომ ერთნაირი რანგის ერთეულების ხანგრძლივობა სრულიადაც არ არის ერთნაირი: არქეოზოული ეონის

[1] კატარქეული – (ბერძნ. – Κατα – უძველესი) – ე.ი. უძველესი არქეული.

ხანგრძლივობა 900მლნ წელია, პროტეროზოულისა – თითქმის 2 მილიარდი წელი, ფანეროზოულისა – მხოლოდ 570მლნ, პალეოზოურის – 335მლნ, მეზოზოურის – 170მლნ, კაინოზოურისა კი – მხოლოდ 65 მლნ წელი (თითქმის 5-ჯერ ნაკლები პალეოზოური ერის ხანგრძლივობაზე!). იგივე ითქმის პერიოდების, ეპოქების, საუკუნეების თაობაზეც. კამბრიული პერიოდის ხანგრძლივობა 80მლნ წელია, სილურულის – ორჯერ ნაკლები, ნეოგენისა – მხოლოდ 23მლნ, მეოთხეული პერიოდის ხანგრძლივობა კი 2მლნ-საც ვერ აღწევს. განსხვავებულია სართულების შესატყვისი გეოქრონოლოგიური ერთეულების – საუკუნეების – ხანგრძლივობაც. სხვაობათა დიაპაზონი ამ შემთხვევაში ერთეული მილიონი წლების ფარგლებშია.

ამრიგად, სრულიად ნათელია, რომ თანამედროვე საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის ერთნაირი რანგის ერთეულების ხანგრძლივობას მ ა თ ი რ ა ნ გ ი ა რ გ ა ნ ს ა ზ ღ ვ რ ა ვ ს. რანგი რომ ყოფილიყო გადამწყვეტი, მაშინ ყველა საუკუნე ტოლფასი იქნებოდა და შესაბამისად, სართულების რაოდენობის მიხედვით გაიზომებოდა ყველა დანარჩენი, უფრო მაღალი რანგის, გეოქრონოლოგიური ერთეულის ხანგრძლივობა. მაგრამ საქმე იმაშია, რომ თავდაპირველად გეოლოგიის კლასიკურ ქვეყნებში (ისინი ჩვენ უკვე არაერთხელ ვახსენეთ) გამოყოფილ იქნა არა გეოქრონოლოგიური, არამედ სტრატიგრაფიული, უფრო ზუსტად, რეგიონულ-სტრატიგრაფიული ერთეულები, რომლებიც კონკრეტული რეგიონის გეოლოგიური განვითარების ბუნებრივ ეტაპებს შეესატყვისებოდნენ. ამასთან, ყველა ერთეულის გამოყოფა ერთდროულად და ერთ ქვეყანაში, ერთ ჭრილში კი არ მოხდა, არამედ, პირიქით, სულ სხვადასხვა რეგიონის გეოლოგიური პირობების თავისებურებათა გათვალისწინებით, თანაც სხვადასხვა დროს, სხვადასხვა მკვლევარების მიერ (როგორც დავინახეთ, ეს პროცესი თითქმის მთელი მე-19 საუკუნის განმავლობაში მიმდინარეობდა). ბუნებრივია, საბოლოო ჯამში, ერთიან გეოქრონოლოგიურ შკალაზე ერთი და იმავე რანგის ერთეული სხვადასხვა ხანგრძლივობის და მოცულობისა აღმოჩნდა.

ამრიგად, თანამედროვე საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე სხვადასხვა რანგის ერთეულების ხანგრძლივობასა და მოცულობას მათი რანგი კი არ განსაზღვრავს, არამედ ისტორიულად ჩამოყალიბებული ტრადიცია. სტრატიგრაფიული ერთეულების მოცულობა და საზღვრები (შესაბამისად, გეოქრონოლოგიური ერთეულებისაც) ემყარება საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის შესაბამისი ერთეულების ს ტ რ ა ტ ო ე ტ ა ლ ო ნ ე ბ ს. სტრატოეტალონი, ან სხვაგვარად, ს ტ რ ა ტ ო ტ ი პ ი, წარმოადგენს ნალექების კონკრეტულ, რეგიონულ-სტრატიგრაფიულ ჭრილს (მათი უმეტესობა ინგლისის, საფრანგეთის, გერმანიისა და შუა ევროპის ზოგი სხვა ქვეყნის ტერიტორიაზეა), რომლის საფუძველზეც მოხდა პირველად მოცემული სტრატიგრაფიული ერთეულის გამოყოფა და შემდეგ, მასზე დაყრდნობით - შესაბამისი გეოქრონოლოგიური ერთეულის ხანგრძლივობის დასაწყისისა და დასასრულის განსაზღვრა. სტრატოეტალონებს განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება სართულების მოცულობისა და საზღვრების დასადგენად, რადგანაც უფრო მაღალი რანგის ერთეულების (სექციების, სისტემების) საზღვრებისა და მოცულობის განსაზღვრისათვის გადამწყვეტი სწორედ ამ ერთეულებში შემავალი სართულებია. ნებისმიერ რეგიონში სტრატიგრაფიული ერთეულების დასადგენად გეოლოგს უხდება სტრატოეტალონებთან მათი კორელაცია (პარალელიზაცია). პარალელიზაციას საფუძვლად უდევს პალეონტოლოგიური მეთოდი, რომელიც ადგენს სტრატოტიპსა და საკვლევ ჭრილებში არსებული ფაუნისტური კომპლექსების მსგავსებას.

უნდა გავახსოვდეს, რომ გეოლოგიაში ერა, პერიოდი, ეპოქა, საუკუნე არ არის თავისუფლად გამოსაყენებელი ტერმინები. ყოველ მათგანს სრულიად კონკრეტული დატვირთვა აქვს – არ შეიძლება სისტემის შესაბამის გეოქრონოლოგიურ მონაკვეთს ვუწოდოთ ეპოქა ან ერა. კამბრიული სისტემის ქანები დაგროვდა კამბრიულ პერიოდში; უნდა ითქვას შუაიურული ეპოქა და არა შუაიურული პერიოდი ან შუაიურული საუკუნე; მეზოზოური ერა და არა პერიოდი ან ეპოქა და ა.შ.

როგორც უკვე ვთქვით, სტრატოეტალონებთან პარალელიზაცია პალეონტოლოგიური მეთოდის საფუძველზე ხორციელდება. პალეონტოლოგიური მასალის კვლევა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ ფაუნისტური კომპლექსები და მათი ცვლა როგორც სივრცეში, ისე, განსაკუთრებით, - დროში და ამის საფუძველზე მოვახდინოთ შრეთა პარალელიზაცია, ანუ კორელაცია. შრეებში ფაუნისტური კომპლექსების ვერტიკალურად ცვლა საფუძვლად უდევს სართულების ზ ო ნ ე ბ ა დ, ანუ სართულზე დაბალი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულებად დანაწილებას. თითოეული ზონის ნალექების დაგროვება

მიმდინარეობდა იმ დროის განმავლობაში, სანამ არსებობდა გარკვეული ფაუნისტური კომპლექსი, რომლის იდენტური არ იყო არც მისი წინამორბედი და არც მომდევნო (უფრო ახალგაზრდა) კომპლექსები. ზონის სახელწოდებას განსაზღვრავს მისთვის განსაკუთრებით ნიშანდობლივი სახე. მაგალითად, ქვედა ოურის ერთ-ერთი ზონის სახელწოდებაა Amaltheus margaritatus-ის ზონა. მაინც, ზონის დადგენისათვის მთავარია ფაუნისტური კომპლექსი, რომელიც განსაზღვრავს ზონის საგებსა და სახურავს მაშინაც კი, როცა ზონის ნამარხი (სხვაგვარად, სახე-ინდექსი) კომპლექსში წარმოდგენილი არ არის. ფაუნისტური კომპლექსები დროში ერთმანეთს ცვლიდნენ და მათი განამარხებული ნაშთების მიხედვით, ჩვენ შეგვიძლია დავადგინოთ ეს კომპლექსები მეტ-ნაკლები სიზუსტით, განვსაზღვროთ თითოეულ სართულში შემავალი ზონები, შემდეგ კი თვით სართულები, სართულების მიხედვით სექციები და საბოლოო ჯამში – მთლიანად სისტემაც. ამრიგად, შეიძლება ითქვას, რომ ფანეროზოულის გეოლოგიური ქრონოლოგიის უპირველესი დასაყრდენი ზონებია. ზონებს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს არაერთი სადავო საკითხის გადაჭრისათვის, რომელიც ჯერ კიდევ არსებობს ზოგი სტრატიგრაფიული ერთეულის – სართულის, სექციის, სისტემის, თვით ჯგუფების – საზღვრებისა და მოცულობის თაობაზე. საბოლოო ჯამში კი – ზონებზეა დამოკიდებული შესატყვისი გეოქრონოლოგიური ერთეულების დასაწყისისა და დასასრულის მეტ-ნაკლებად ზუსტი განსაზღვრაც.

სტრატიგრაფიული ერთეულების გამოჯვნის კრიტერიუმები

ფანეროზოული ეონოთემის უფრო დაბალი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულებად დანაწილების უმთავრეს კრიტერიუმს ნალექებში დაცული პალეონტოლოგიური მასალა (ფაუნისა და ფლორის განამარხებული ნაშთები) შეადგენს. ჯერ კიდევ 1841 წელს ინგლისელმა ჯ. ფილიპსმა[1] იმ დროისათვის ცნობილი ფაუნიანი ქანების კომპლექსი სამ დიდ ერთეულად დაყო და შესაბამისად პალეოზოური (ძველი სიცოცხლის ნაშთების შემცველი ქანები), მეზოზოური (შუალედი სიცოცხლის ნაშთების შემცველი ქანები) და კაინოზოური (ახალი სიცოცხლის ნაშთების შემცველი ქანები) უწოდა. ამრიგად, პეტროგრაფიულ ნიშანთვისებებზე დაფუძნებული მაღალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულები - ჯ. არდუინოს პირველეული, მეორეული და მესამეული, აგრეთვე ა. ვერნერის ურგებირგე, ოუბერგანგსგებირგე, ფლოცგებირგე და აუფგეშვემტესგებირგე შეცვალა პალეონტოლოგიური შინაარსის ტერმინებით წოდებულმა ერთეულებმა.

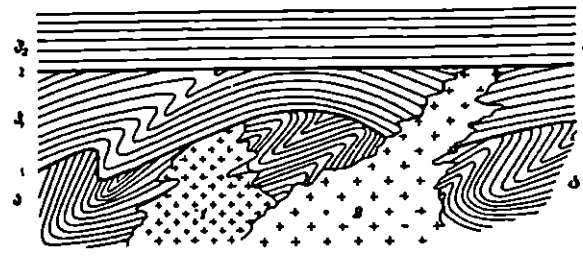
ნამარხი ფლორისა და ფაუნის თავისებურებები წარმოადგენენ ყველა სტრატიგრაფიული ერთეულის უპირველეს ნიშანს და მოსაზღვრე (საგები და სახურავი) სტრატონებისაგან თითოეული მათგანის გამოჯვნის საფუძველს. როგორც უკვე ვთქვით, ზონების გამოყოფას საფუძვლად უდევს სახეთა კომპლექსი, ე.ი. აქ დასაყრდენი უმცირესი სისტემატიკური ერთეულია, ანუ სახე. პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური ჯგუფების გამოჯვნა, მათ შორის საზღვრების გატარება ემყარება იმ დიდ განსხვავებას, რომელსაც მათში დაცული ნამარხი ფლორა და ფაუნა ანუ შესაბამისი დროის ცოცხალი ბუნება ამჟღავნებდა.

პალეონტოლოგიური მეთოდია მეტწილად გადამწყვეტი დასაყრდენი სისტემების, სექციებისა და სართულების გამოჯვნისთვისაც. სისტემებს ახასიათებს თითოეული მათგანისათვის ნიშანდობლივი ცოცხალი ორგანიზმების მაღალი რანგის ტაქსონები - ზეოჯახები და ოჯახები. სართულების ინდივიდუალობასაც ფაუნისტური კომპლექსები განსაზღვრავს - მცირე სისტემატიკური ერთეულების, გვარებისა და სახეების ნიშანდობლივი კომპლექსი.

ბუნებრივია, სტრატიგრაფიული ერთეულების გამოჯვნის, მათ შორის, საზღვრის გატარებისათვის პალეონტოლოგიურ მეთოდს გეოლოგი მხოლოდ იმ შემთხვევაში მიმართავს, როცა არსებობს შესაფერისი მასალა. მუნჯი ნალექების კომპლექსების სტრატიგრაფიული დანაწილებისათვის, თავისთავად ცხადია, პალეონტოლოგიურ მეთოდს ვერ გამოვიყენებთ. ასეთ შემთხვევაში სხვადასხვა რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულების გამოჯვნისათვის გეოლოგი იძულებულია სხვა მეთოდებს მიმართოს. რო-

[1] ფილიპსი - J.Phillips; სახელწოდებების: პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კაინოზოურის შესახებ პირველად საუბარია მის წიგნში „Figgur and description of the Paleozoic fossils of Cornwall, Devon and West Somerset". London, 1841.

გორც უკვე ვთქვით, პირველი, რაც იმთავითვე, ჯერ კიდევ მე-18 საუკუნეში, დედამიწის ქერქის ამგები სქელი კომპლექსების ბუნებრივ ერთეულებად დანაწილებისათვის იქნა გამოყენებული, იყო ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული თავისებურებები (ჯ.არდუინო, ა.ვერნერი და მისი მიმდევრები). მოგვიანებითაც ნივთიერი შედგენილობის ნიშანდობლივი თავისებურებები ზოგი სტრატიგრაფიული ერთეულის სახელწოდებაშიც აისახა, მაგ., კარბონული (ქვანახშირიანი) და ცარცული სისტემები.

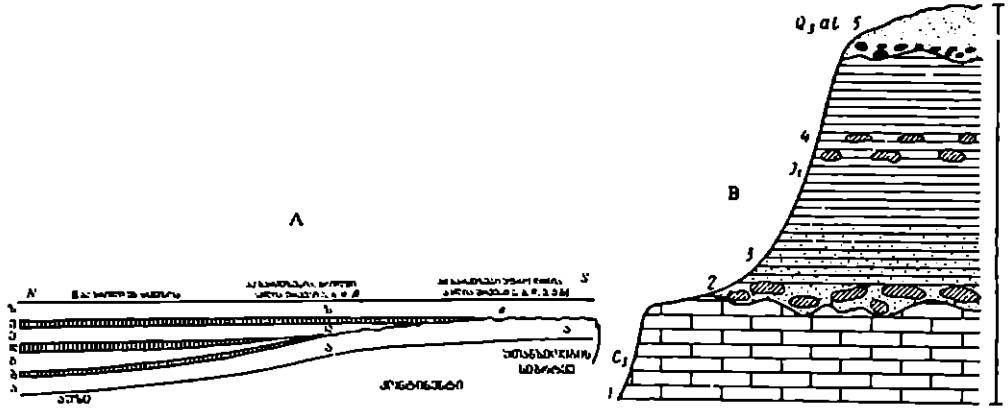


სურ. 19. ნალექების უთანხმო განლაგება (კუთხური უთანხმოება).

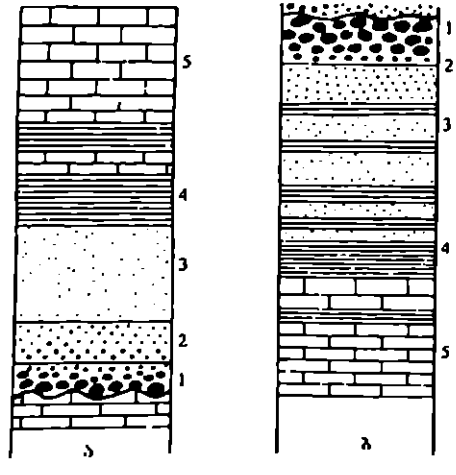
ხშირად უნამარხო ნალექების კომპლექსში სტრატიგრაფიულ ერთეულებს შორის საზღვრის დადგენას მნიშვნელოვნად ააძვილებს შრეთა უთანხმო განლაგება (სურ. 19). სურ. 19-ზე ნათლად ჩანს, რომ უფრო ძველი კომპლექსი (შრეები ა-ა) ძლიერ არის დანაოჭებული. ძნელი არაა მისგან დანაოჭების ხარისხით განვასხვაოთ მეორე კომპლექსი ($პ_1$-$პ_1$), რომელშიც შრეები აშლილი კი არის, მაგრამ ნაოჭები გაშლილია, დაქანების კუთხეები კი - მცირე. თვით ნაოჭების ღერძებიც არ ემთხვევა ა-ა შრეების ნაოჭების ღერძებს. შრეთა კომპლექსების ასეთი განლაგების შემთხვევაში გეოლოგები ლაპარაკობენ კ უ თ ხ უ რ უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ა ზ ე . უთანხმოების ზედაპირი ჭრილზე გამოსახულია მსხვილი ხაზით 1-1. მეორე, სუსტად დანაოჭებულ კომპლექსზე, უთანხმოდ არის აგრეთვე განლაგებული შრეების კომპლექსი პ2-პ2. ოღონდ ამ შემთხვევაში უთანხმოდ განლაგებული ნალექები დაუნაოჭებელია, ჰორიზონტული. ამ შემთხვევაშიც კუთხურ უთანხმოებასთან გვაქვს საქმე. უთანხმოების სიბრტყე აქ ჰორიზონტულია და მას მსხვილი ხაზი 2-2 გამოხატავს ჭრილზე. ამრიგად, მოცემულ ნახატზე კუთხური უთანხმოების ორი შემთხვევაა დაფიქსირებული. ნათლად ჩანს, რომ კუთხური უთანხმოება აადვილებს შრეთა კომპლექსების ერთმანეთისაგან გამიჯვნას. ამავე დროს, უთანხმოების მიხედვით გავლებული საზღვარი, უდავოდ, ბუნებრივი მიჯნაც არის, რადგანაც კუთხური უთანხმოება დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის მსვლელობაში მომხდარი მნიშვნელოვანი გარდატეხის მაჩვენებელია. შრეთა კომპლექსებს შორის კუთხური უთანხმოების არსებობა ცხადყოფს, რომ აუზში მშვიდი ნალექდაგროვების ხანგრძლივი პროცესი დანაოჭება-აზევების პროცესებმა შეცვალა. დანაოჭებული ნალექების აზევებას - ზღვის რ ე გ რ ე ს ი ა ს - მოჰყვა მათი დენუდაცია-გადარეცხვა. ხოლო როცა დაძირვის პროცესები კვლავ განახლდა და ზღვის ტ რ ა ნ ს გ რ ე ს ი ა დაიწყო, აუზში ახალგაზრდა შრეები ძველი ნალექებით შექმნილ, გადარეცხილ სტრუქტურებზე უთანხმოდ განლაგდა. დანაოჭება-აზევება და მასთან დაკავშირებული რეგრესია, შემდეგ ხელახალი დაძირვა და ხმელეთის კვლავ ზღვით დაფარვა (ტრანსგრესია) დედამიწის ქერქის ევოლუციის მსვლელობაში მნიშვნელოვანი გარდატეხის მაჩვენებელია და ამიტომ, კუთხური უთანხმოების მიხედვით, შრეთა კომპლექსებს შორის გავლებული საზღვარი ბუნებრივ მიჯნას წარმოადგენს. ახლა, თუ ნახ. 19-ს დავუბრუნდებით, შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ჭრილზე წარმოდგენილია სამი ბუნებრივი სტრატიგრაფიული ერთეული: ყველაზე ძველი, ინტენსიურად დანაოჭებული კომპლექსი (შრეები ა-ა), მასზე კუთხური უთანხმოებით განლაგებული, შედარებით სუსტად დანაოჭებული ($პ_1$-$პ_1$) შრეები და ყველაზე ახალგაზრდა, აუშლელი, ჰორიზონტული, ($პ_1$-$პ_1$)-ისაგან კუთხური უთანხმოებით გამოყოფილი ($პ_2$-$პ_2$) შრეები.

არის შემთხვევები, როცა დანალექი ქანების კომპლექსში უთანხმოება არ შეინიშნება და პირველი შთაბეჭდილებით ნალექდაგროვების უწყვეტ პროცესში დაგროვილ ნალექებთან გვაქვს საქმე (სურ. 20. - A). ხშირად ირკვევა, რომ ასეთ ნალექებში ხ ა რ ვ ე ზ ი ა : თუმცა დანაოჭება არ მომხდარა, მაგრამ რაღაც მიზეზების გამო ზღვას უკან დაუხევია, რეგრესიის შედეგად სედიმენტაციის პროცესი შეწყვეტილა და, პირიქით, ადრე დალექილი ქანების ნაწილი დენუდაციის პროცესებს მოუსპია (სურ. 20 - A). მართალია, შემდეგ ზღვა ისევ დაბრუნდა, ტრანსგრესია თანდათან გაფართოვდა და ძველი ნალექ-

ების გადარეცხილ, დენუდირებულ ზედაპირზე კვლავ დაიწყო ახალი შრეების წარმოქმნა, მაგრამ ძველსა და ახალგაზრდა შრეებს შორის გაჩნდა ხარვეზი - აკლია გარკვეული ასაკის შრეები სურ. (20 B). ხარვეზის დანახვა ზოგჯერ მხოლოდ ერთი შეხედვით შეუძლებელია. ასეთი ხარვეზების დადგენა შესაძლებელია ისევ პალეონტოლოგიური მეთოდის შემწეობით, რომელიც ნათელყოფს ჭრილში გარკვეული ასაკის შრეების არარსებობას. სხვა შემთხვევაში, როცა პალეონტოლოგიური მასალა არ მოგვეპოვება, ხარვეზის ანუ სტრატიგრაფიული უთანხმოების არსებობაში დაგვარწმუნებს ტრანსგრესიული განლაგება. ტრანსგრესიას, ანუ ზღვის ხმელეთზე გადასვლას და წინსვლას მოწმობს მსხვილმარცვლოვანი მასალის, მეტწილად კონგლომერატების, არსებობა ზღვიური ნალექების ფუძეში. ასეთ კონგლომერატებს, რომლებიც ტრანსგრესიის დასაწყისს მოასწავებენ, ფუძის ან ბაზალურ კონგლომერატებს უწოდებენ. აღმავალ ჭრილში ფუძის კონგლომერატებს თანდათანობით ცვლის სულ უფრო და უფრო წვრილმარცვლოვანი ქანები, ვთქვათ, ჯერ მსხვილმარცვლოვანი, შემდეგ – საშუალო და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ქვიშიანი თიხები, თიხები და ა.შ. (ნახ. 21, ა). რეგრესიული ნალექების შემთხვევაში, პირიქით, ზღვის თანდათანობითი გამარჩხების შედეგად, აღმავალ ჭრილში სულ უფრო და უფრო მსხვილმარცვლოვანი ნალექები ჩნდება და ბოლოს, მეტწილად კონგლომერატების დალექვა, არც თუ იშვიათად კი – მსხვილქვარგვალებიანებისაც, აგვირგვინებს რეგრესიას (სურ. 21, ბ).



სურ. 20. სტრატიგრაფიული უთანხმოება.



სურ. 21.

საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური (სტრატიგრაფიული) შკალა (უმთავრესი გეოქრონოლოგიური ერთეულები)

ნუსხა N 3.

ეონი (ეონოთემა)	ერა (ერათემა ან ჯგუფი)	პერიოდი (სისტემა)	ეპოქა (სექცია)
PH ფანეროზოული (570 მლნ წელი)	KZ კაინოზოური (65)	Q მეოთხეული (2,0)	ჰოლოცენი
			პლეისტოცენი
			ეოპლეისტოცენი
		1,9 - 2	პლიოცენი (3)
		N ნეოგენი	მიოცენი (20)
		25	ოლიგოცენი (13)
		P პალეოგენი (40)	ეოცენი (17)
			პალეოცენი (10)
	MZ მეზოზოური (170)	65	გვიანი (ზედა) (33)
		K ცარცული (70)	ადრე (ქვედა) (47)
		135	გვიანი (ზედა) (25)
		J იურული (50)	შუა (შუა) (20)
			ადრე (ქვედა)
		185	გვიანი (ზედა) (18)
		T ტრიასული (50)	შუა (შუა) (12)
			ადრე (ქვედა) (5)
	PZ პალეოზოური (235)	235	გვიანი (ზედა) (20)
		P პერმული (55)	ადრე (ქვედა) (35)
		280	გვიანი (ზედა) (15)
		C კარბონული (65)	შუა (შუა) (20)
			ადრე (ქვედა) (30)
		345	გვიანი (ზედა) (15)
		D დევონური (55)	შუა (შუა) (20)
			ადრე (ქვედა) (20)
		400	გვიანი (ზედა) (15)
		S სილურული (35)	ადრე (ქვედა) (20)
		435	გვიანი (ზედა) (15)
		O ორდოვიციული (55)	შუა (შუა) (15)
			ადრე (ქვედა) (25)
		490	გვიანი (ზედა) (25)
		Є კამბრიული (80)	შუა (შუა) (25)
			ადრე (ქვედა) (30)
PR პროტეროზოული(2030)	გვიანი (ზედა) პროტეროზოული	570	ფრჩხილებში მოყვანილი ციფრები გეოქრონოლოგიური ერთეულების ხანგრძლივობაა (მლნ. წ)
	შუა (შუა) პროტეროზოული	1650	
	ადრე (ქვედა) პროტეროზოული	1900	
AR არქეოზოული (900)	გვიანი (ზედა) არქეოზოული	2600	
	ადრე (ქვედა) არქეოზოული	3000	
CAR კატარქეული (4600 - 3500)		3500	

დედამიწის გეოლოგიური ისტორია

პრეკამბრიული

პრეკამბრიულის მოცულობა, საზღვრები, დანაწილება

დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდების გამოყენებამ გეოლოგიურ კვლევაში ბევრი რამ რადიკალურად შეცვალა დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა არაერთ სფეროში. ამ მხრივ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია რადიოგეოლოგიური კვლევით მოპოვებული ფაქტობრივი მასალა დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის იმ ადრეული ეტაპების შესახებ, რომლებიც კამბრიულ პერიოდს უძღოდა წინ. კამბრიულამდელი დრო ანუ პრეკამბრიული[1] მანამდე, ფაქტობრივად, წყვდიადით იყო მოცული და გეოლოგები იძულებული იყვნენ, იმდროინდელი ქანების პეტროგრაფიული კვლევით მიღებულ მასალაზე დაყრდნობით, მხოლოდ ვარაუდი გამოეთქვათ კამბრიულამდელი პალეოგეოგრაფიის, პალეომაგმატიზმის, ტექტონიკური პროცესების შესახებ, ხოლო ორგანულ სამყაროში მიმდინარე პროცესების თაობაზე იმ დროს რაიმე ვარაუდის გამოთქმის საფუძველიც კი არ არსებობდა. სწორედ ამიტომ იყო, რომ ისტორიული გეოლოგიის კლასიკურ სახელმძღვანელოებში ბევრად უფრო დიდი ადგილი აქვს დათმობილი სამი უკანასკნელი ერის - პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კაინოზოურის – დახასიათებას, ვიდრე არქეოზოულისა და პროტეროზოულისას. როგორც უკვე ვთქვით, რადიოგეოლოგიური მეთოდებით ქანების დათარიღებამ ცხადყო, რომ ხსენებული სამი ერის ხანგრძლივობა ჩვენი პლანეტის ისტორიის სულ რაღაც 1/8-ს - მისი ხანგრძლივი ევოლუციის ბოლო, ხანმოკლე ეპიზოდს – შეადგენს, დანარჩენი 7/8 კი სწორედ პრეკამბრიულზე მოდის.

მართალია, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მიერ ჯერ კიდევ XX საუკუნის დასაწყისში დაკანონებულ გეოქრონოლოგიურ შკალაზე ვერ შევხვდებით ქრონოლოგიურ ერთეულს, სახელწოდებით „პრეკამბრიული", მაინც გეოლოგიურ ლიტერატურაში ის დიდი ხანია დამკვიდრებულია. დედამიწის ისტორიის გაყოფა პრეკამბრიულ და კამბრიულის შემდგომ ნაკვეთებად ისტორიულად ჩამოყალიბდა იმ დროს, როცა კამბრიულზე ძველ ქანებში ცოცხალი ბუნების არსებობის უტყუარი კვალი ცნობილი არ იყო. პრეკამბრიულის სახელწოდებით გეოლოგები აერთიანებენ დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის იმ მონაკვეთს, რომელიც წინ უძღოდა კამბრიულ პერიოდს. მისი ხანგრძლივობა 3,5 მილიარდ წელს აღემატება. ამ დროის განმავლობაში ჩვენი პლანეტის ზედაპირზე და მის წიაღში, ცხადია, ბევრი მნიშვნელოვანი მოვლენა მოხდა. ამ მოვლენების კვალი აღბეჭდილია ორი მაღალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულის – ორი ეონოთემის ქანებში – არქეოზოულსა და პროტეროზოულში. როგორც ქვემოთ დავინახავთ, კამბრიულამდელ წარმონაქმნებს ბევრი რამ აქვთ საერთო და ამავე დროს, უფრო ახალგაზრდა ჯგუფებისაგან (პალეოზოური, მეზოზოური, კაინოზოური) განსხვავებული. როგორც ვთქვით, პრეკამბრიულის გამოყოფის ერთ-ერთი უმთავრესი კრიტერიუმი იყო ის ფაქტი, რომ ფაუნით საკმაოდ მდიდარი კამბრიულის ქვეშ განლაგებული ქანები პალეონტოლოგიურ მასალას არ შეიცავდნენ. დღესაც, მართალია, პრეკამბრიულისა და ფანეროზოულის გამიჯვნის ეს კრიტერიუმი არ არის აბსოლუტური, რადგან, ჯერ ერთი, პროტეროზოულის სულ ზედა ნაწილში – ვენდურში – დადგენილია საკმაოდ მრავალფეროვანი ფაუნა, მეორეც, უდავო ორგანული ნაშთები არქეოზოულშიც კი არის აღმოჩენილი, მაგრამ განსხვავება კამბრიულ და ვენდურ ფაუნისტურ კომპლექსებს შორის ხარისხობრივადაც და რაოდენობრივადაც მაინც იმდენად მნიშვნელოვანია, რომ მათ შორის მიჯნა ისევ და ისევ მკაფიოა, მკვეთრი. კამბრიულზე ძველი ქანების გაერთიანება პრეკამბრიულის სახელით, ამასთან ერთად, მოსახერხებელიც არის, განსაკუთრებით მაშინ, როცა ამ უძველესი წარმონაქმნების ზუსტი დათარიღება და სტრატიგრაფიული დანაწილება ვერ ხერხდება. ეს კი ი შვიათად როდი ხდება. როგორც ქვემოთ დავინახავთ, პრეკამბრიულის სტრატიგრაფიული დანაწილების ერთიანი სქემა დღემდე არ არსებობს.

პრეკამბრიულის შესწავლა რამდენადმე უფრო გვიან დაიწყო, ვიდრე პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კაინოზოურისა. ამის მიზეზი, უთუოდ, არა მარტო ის იყო, რომ კამბრიულამდელ ქანებში არ მოიპოვებოდა პალეონტოლოგიური მასალა და მკვლევართა ყურადღებას ძირითადად ფაუნით მდიდარი ახალგაზრდა ქანები იპყრობდნენ. ამას ერთვოდა ისიც, რომ უძველესი ქანების დიდი ნაწილი გაშიშვლებულია იმ ტერი-

[1] პრეკამბრიული – (ლათ. prae – წინ, უწინ) კამბრიულისწინა, კამბრიულამდელი.

ტორიებზე, რომლებიც მეცხრამეტე საუკუნის დასაწყისში ჯერ კიდევ ნაკლებად იყო ათვისებულ-დასახლებული. პირველი მეცნიერული ცნობები მათ შესახებ იტალიელ ჯიოვანი არდუინოს მოყავს – ესაა XVIII საუკუნის შუა წლები. ჯ.არდუინომ ჩრდილოეთ იტალიის ტერიტორიაზე გაშიშვლებული უძველესი წარმონაქმნები „პრიმიტიული ქანების" სახელწოდებით აღწერა. ა. ვერნერმა, ცნობილმა გერმანელმა მეცნიერმა, XVIII საუკუნის მეორე ნახევარში ევროპის სტრატიგრაფიულ სქემაზე უძველესი ქანები „Urgebierge"-ს (ძველი ქანები) სახელით გააერთიანა. ინგლისელმა ა. სეჯვიკმა, რომელმაც 1836 წელს კამბრიული სისტემა გამოყო, 1838 წელს წამოაყენა წინადადება, პროტეროზოული ეწოდებინათ კამბრიულზე ძველი ქანების – გნეისებისა და ფიქლების კომპლექსისათვის. მისმა თანამემამულემ და თანამედროვემ, რ.მერჩისონმა კი 1845 წელს „პრიმიტიული ქანების" ჯგუფს აზოური (უსიცოცხლო) უწოდა. ამ დროისათვის, მე-19 საუკუნის 40-იანი წლების ბოლოს, ფაქტობრივად, უკვე ჩამოყალიბებული იყო პალეოზოურის, მეზოზოურისა და ნაწილობრივ, კაინოზოურის ფაუნით მეტნაკლებად კარგად დახასიათებული ნალექების სტრატიგრაფიული დანაწილების ძირითადი ჭარგა. კამბრიულამდელი ქანების სტრატიგრაფიული დანაწილების პირველი ცდა კი მხოლოდ 1863 წელს განხორციელდა, მას შემდეგ, რაც გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან პრეკამბრიულით დაინტერესდნენ ჩრდილოეთ-ამერიკელი გეოლოგები. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ფუნდამენტი დიდ ფართობზეა გაშიშვლებული კანადის ფარის ფარგლებში, განსაკუთრებით დიდი ტბების მხარეში, რომელიც კანადისა და ამერიკის შეერთებული შტატების მოსაზღვრე ტერიტორიაზე ვრცელდება. ამიტომ მოულოდნელი არ არის, რომ პრეკამბრიულის კვლევას, მის სტრატიგრაფიულ დანაწილებას სწორედ აქ ჩაეყარა საფუძველი. 1863 წელს კანადელმა მეცნიერმა ვ. ლ ო გ ა ნ მ ა, დიდი ტბების მხარეში განვითარებული უძველესი ქანების შესწავლის საფუძველზე, გამოყო ორი ფორმაცია: ძირითადად გნეისებით აგებულ ქვედა ფორმაციას მან უწოდა ლ ა ვ რ ე ნ ც ი უ ლ ი, ხოლო უფრო ახალგაზრდა კრისტალური ფიქლების ფორმაციას - ჰ უ რ ო ნ უ ლ ი. მოგვიანებით (1872 წელს) ჯ. დ ე ნ ა მ დიდი ტბების მხარის უძველესი ქანების მთელი კომპლექსი ა რ ქ ე უ ლ ი ს სახელით გააერთიანა. 1887 წელს ამერიკელმა გეოლოგებმა ვ. ე მ ო ნ ს მ ა და ჩ. უ ო ლ კ ო ტ მ ა აღადგინეს სეჯვიკის მიერ შემოტანილი სახელწოდება პ რ ო ტ ე რ ო ზ ო უ ლ ი, ოღონდ არა მთელი პრეკამბრიულის, არამედ მხოლოდ მისი ზედა ნაწილის აღსანიშნავად, ხოლო სახელწოდება არქეული პრეკამბრიულის ქვედა ნაწილს დაუტოვეს. როგორც პროტეროზოულის სინონიმი, ზოგჯერ გეოლოგიურ ლიტერატურაში შეიძლება შეგვხვდეს ა ლ გ ო ნ კ უ რ ი. მისი ავტორია ჩ. უოლკოტი. ალგონკური მან პრეკამბრიული ქანების ზედა ნაწილს უწოდა. რადგან დიდი ხნის განმავლობაში, პრაქტიკულად, პრეკამბრიულის უფრო დეტალური დანაწილების არავითარი მეთოდი არ მოეპოვებოდათ გეოლოგებს, ისინი ყველა კონტინენტზე პრეკამბრიულს ორ დიდ სტრატიგრაფიულ ერთეულად (ორ ჯგუფად) – არქეულად და პროტეროზოულად (შესაბამისად გამოიყოფოდა ორი ერა) ყოფდნენ, მით უმეტეს, რომ ამგვარი დაყოფა 1888 წელს საერთაშორისო გეოლოგიურმა კონგრესმაც მიზანშეწონილად მიიჩნია.

რაც შეეხება პრეკამბრიულის უფრო დეტალურ დანაწილებას, დღემდე ერთიანი, საყოველთაო სტრატიგრაფიული სქემა არ არსებობს, რადგან კამბრიულამდელი ქანების სპეციფიკური ბუნების გამო (ძლიერი, მრავალგზის განცდილი მეტამორფიზმი, უნამარხობა, ინტენსიური დანაოჭებითა და დიზუნქტიური დისლოკაციებით წარმოქმნილი რთული სტრუქტურები), ფაქტობრივად, არ არსებობს უძველესი ქანების დიდი სისქის კომპლექსებში თუნდაც მაღალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულების (სისტემების, სექციების) გამიჯვნისა და პარალელიზაციის საიმედო, უნივერსალური კრიტერიუმები. პალეოზოურში, მეზოზოურსა და კაინოზოურში სისტემების, სექციების, სართულების გამოყოფის უნივერსალური და ერთ-ერთი ყველაზე საიმედო დასაყრდენი – პ ა ლ ე ო ნ ტ ო ლ ო გ ი უ რ ი მ ე თ ო დ ი, ცხადია, პრეკამბრიულისათვის არ გამოდგება, რადგან ორგანული სამყაროს ის თითოროლა ნაშთი, რომელიც არქეოზოულ და პროტეროზოულ ქანებშია აღმოჩენილი, სტრატიგრაფიული კვლევის ამოცანების გადასაჭრელად სრულიად არასაკმარისია. პ ე ტ რ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი მ ე თ ო დ ი ს საფუძველზე, ზოგადად შესაძლებელია ერთმანეთისაგან გავშიჯნოთ მხოლოდ არქეოზოული და პროტეროზოული ეონოთემები. არქეოზოულში მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ მეტამორფიზმის უმაღლესი ხარისხით იმდენად სახეშეცვლილი ქანები, რომ მათში დედაქანების ამოცნობა მეტწილად შეუძლებელია. პროტეროზოულში მეტამორფიზმის ხარისხი შედარებით დაბალია, ხშირად დედაქანების სტრუქტურა შემორჩენილია და ამიტომ მათი ამოცნობა უმეტეს შემთხვევაში შესაძლებელი ხდება.

ხანგრძლივი დროის განმავლობაში არქეოზოულისა და პროტეროზოულის გამიჯვნის საფუძველს იძლეოდა ტექტონიკური მეთოდიც – მკაფიო უთანხმოება პროტეროზოულის საგებში მიჩნეული იყო პრეკამბრიულის ორი ჯგუფის საზღვრად, თუმცა ძნელი იყო დაბეჯითებით იმის მტკიცება, რომ ეს უთანხმოება ყველა კონტინენტურ პლატფორმაზე სინქრონული იყო. მეტწილად უთანხმოებას ემყარებოდნენ აგრეთვე პროტეროზოულსა და კამბრიულის უნამარხო ნალექებს შორის საზღვრის დადგენისას.

რადიოგეოლოგიური მეთოდები კამბრიულამდელი ქანების დათარიღებისათვის პირველად ჯერ კიდევ 1907 წელს გამოიყენა ბ. ბოლტვუდმა. მაგრამ ამ მეთოდების მნიშვნელობა პრეკამბრიულის დანაწილებისა და კორელაციისათვის სათანადოდ ვერ შეაფასეს მისმა თანამედროვეებმა. მხოლოდ მას შემდეგ, რაც თანდათანობით დაგროვდა სხვადასხვა კონტინენტებზე გაშიშვლებული უძველესი წარმონაქმნების – მეტამორფიტების, ინტრუზიული და ეფუზიური ქანების, რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დათარიღების შედეგად მოპოვებული მდიდარი ფაქტობრივი მასალა, მეცნიერებმა შეძლეს დაენახათ გარკვეული კანონზომიერი კავშირი მაგმატური პროცესების გაძლიერებასა და ტექტონიკური პროცესების აქტიურ გამოვლინებებს შორის. აღმოჩნდა, რომ მაგმატური პროცესების გააქტიურება, მასთან დაკავშირებული მეტამორფიზმის გამოვლინებები და ტექტონიკური (ოროგენეტული) მოძრაობები დედამიწის გეოლოგიური ევოლუციის გარკვეულ ეტაპებს უკავშირდება. ჩვენი პლანეტის გეოლოგიურ ისტორიაში აღინიშნება შედარებით მშვიდი, წყნარი განვითარების ხანგრძლივი მონაკვეთები და უფრო ხანმოკლე აქტიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები. რუსმა მეცნიერმა ო. სოროხტინმა სხვადასხვა ქვეყნის მკვლევართა რადიოგეოლოგიური კვლევის უმდიდრესი მასალიდან შეარჩია ყველაზე საიმედოდ და დამაჯერებლად დათარიღებული 247 გრანიტული ინტრუზივი და გაანაწილა ისინი ასაკობრივ ჯგუფებად. გამოირკვა, რომ ყველა კონტინენტზე შეიძლება გავარჩიოთ ტექტონიკურ-მაგმატური აქტივობის მეტნაკლებად ერთნაირი თანმიმდევრობა დროში. მართალია, ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები ყველა რეგიონში ყოველთვის ერთნაირი სიძლიერით არ გამოვლინდებოდა ხოლმე და ზოგჯერ ზუსტად სინქრონულადაც არ მიმდინარეობდა, მაგრამ დედამიწის პრეკამბრიული ისტორიის ბუნებრივი პერიოდიზაციისათვის, ჯერჯერობით მაინც, ყველაზე საიმედო კრიტერიუმად მიჩნეულია ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების გამოვლინებები. ძირითადად ამ ნიშნით დადგენილი საზღვრები უდევს საფუძვლად პრეკამბრიულის სტრატიგრაფიულ სქემებს. არსებობს სხვადასხვა ავტორის მიერ შედგენილი, ერთმანეთისაგან განსხვავებული არაერთი სქემა. განსხვავების უმთავრესი მიზეზი, უპირველეს ყოვლისა, რადიოგეოლოგიური მონაცემების ინტერპრეტაციისადმი ცალკეულ მკვლევართა სხვადასხვაგვარი მიდგომაა. მაინც ეს განსხვავება უფრო სტრატიგრაფიული ერთეულების სახელწოდებებში გამოიხატება. რაც შეეხება მათი საზღვრების სინქრონულობას, აქ პრეკამბრიული დროის მასშტაბების ფონზე განსხვავება არცთუ ისე მნიშვნელოვანია. ეს ნათლად ჩანს ნუსხა N4-ზეც, რომელზეც მოყვანილია ხუთი სხვადასხვა ავტორის მიერ რადიოგეოლოგიის მონაცემების ინტერპრეტაციით შექმნილი არქეოზოულ-პროტეროზოულის (პრეკამბრიულის) სტრატიგრაფიული დანაწილების ხუთი განსხვავებული ვარიანტი.

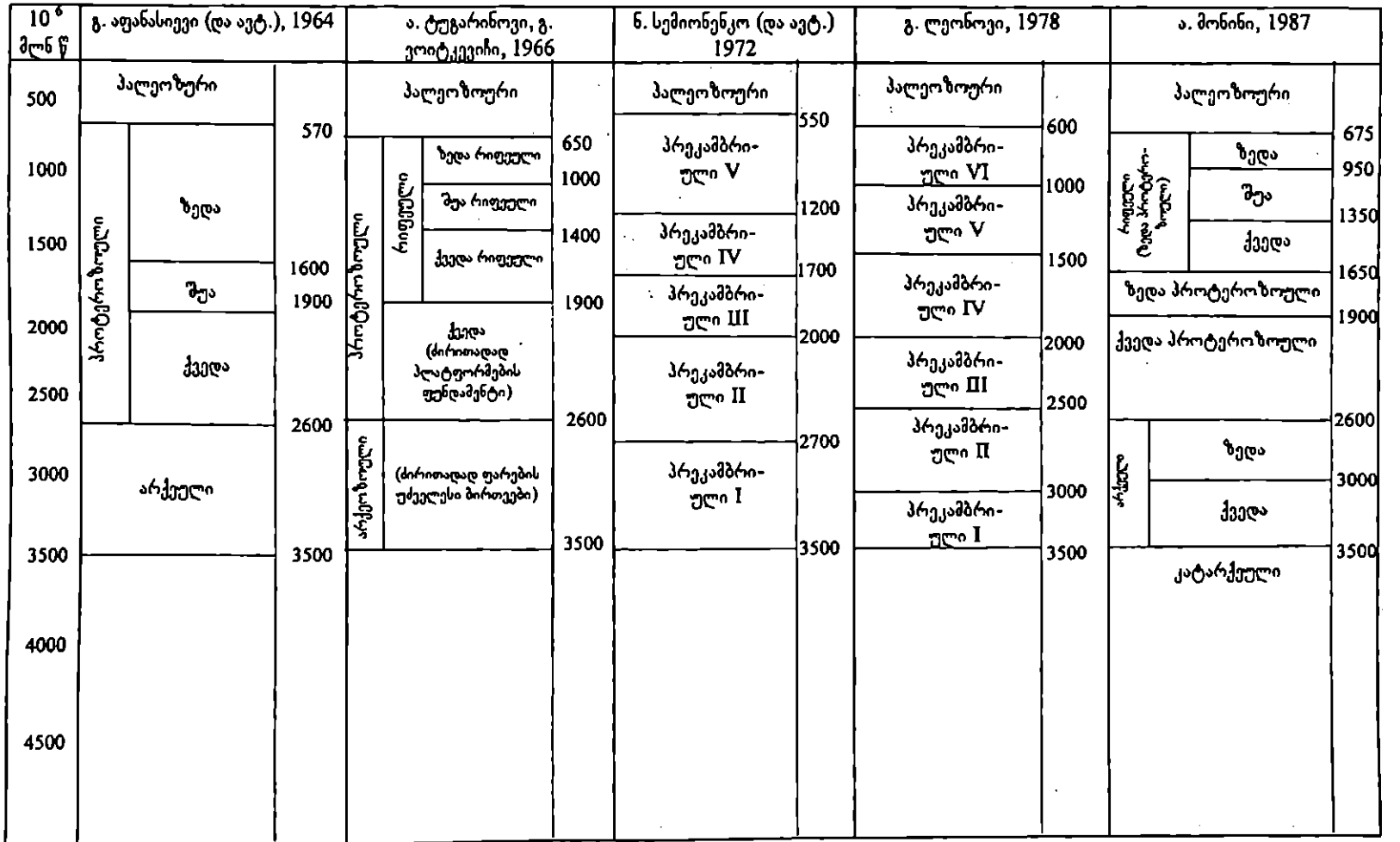
დედამიწის კამბრიულამდელ ისტორიას ჩვენ იმ დიდი ნაკვეთების მიხედვით გავეცნობით, რომელიც მოცემული აქვს ა.მონინს (1987; იხ. ნუსხა N4), მხოლოდ ორი მნიშვნელოვანი ცვლილებით:

1. რადგან არქეოზოულ ეონში ორგანული ბუნების არსებობა ეჭვს არ იწვევს, უფრო მართებულია არქეულის ნაცვლად ვილაპარაკოთ არქეოზოულზე – უძველესი სიცოცხლის ეონზე, როცა სიცოცხლე დედამიწაზე უაღრესად პრიმიტიული ფორმით – პროკარიოტული ბაქტერიებისა და ციანობიონტების სახით, მაგრამ მაინც, უდავოდ არსებობდა.

2. ვენდურს ამჟამად ზოგი მკვლევარი (განსაკუთრებით რუსეთში) ფანეროზოულს უკავშირებს. ამავე დროს, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის რამდენიმე სესიაზე მიღებული გადაწყვეტილებებით, ვენდური პროტეროზოულის ზედა ნაწილში უნდა დარჩეს. ეს გადაწყვეტილება უეჭველად მართებულია, რადგანაც ედიაკარის (ვენდური) ფაუნის ადგილსაპოვებლების სიმცირე კონტინენტებზე ვენდურის სტრატიგრაფიულ კვლევაში პალეონტოლოგიური მეთოდის გამოყენებას შეუძლებელს ხდის და დათარიღებისა და კორელაციისათვის ძირითადი აქაც, ისევე როგორც მთლიანად პრეკამბრიულისათვის, პეტროგრაფიული, ტექტონიკური და რადიოგეოლოგიური მეთოდებია. თანაც, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მიერ მიღებული გადაწყვეტილებები, ფაქტობრივად, კანონის ტოლფასია მსოფლიოს გეოლოგებისათვის.

პრეკამბრიულის გეოქრონოლოგიური შკალა სხვადასხვა ავტორების მიხედვით

ნახსნა N 4

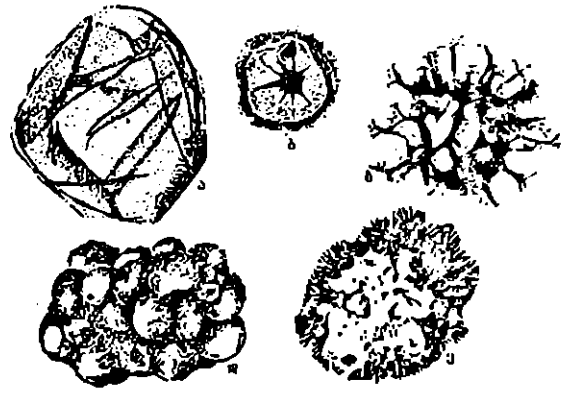


ცოცხალი ბუნების უძველესი კვალი დღეს უკვე ქვედა არქეოზოურშია დადგენილი. ესენია პროკარიოტული ორგანული წარმონაქმნები – შინაგან სტრუქტურას მოკლებული, უბირთვო ერთუჯრედიანები: ბაქტერიები და უმდაბლესი წყალმცენარეების პრიმიტიული წინამორბედი ფორმები – ციანობიონტები (ლურჯი ორგანიკა). სიცოცხლის ყველაზე ძველი კვალი ნაპოვნია ტრანსვაალში (სამხრული აფრიკა) კააპსვაალის ფარზე სვაზილენდის სუპერჯგუფის ზედა ნაწილში, რომელსაც ონვერვახტის ჯგუფს უწოდებენ. აქ შავ კაჟინ ფიქლებში და მათზე რამდენადმე ახალგაზრდა ლეღვის ხის სერიის ქანებში მიკვლეულია ორგანული ნაშთები. მათი შემცველი ქანების ასაკი 3500-3100 მლნ წელია. მაგრამ აღწერილია უფრო ძველი ქანებიც მიკროფოსილიებისა და ორგანიკის არსებობის ნიშნებით. ესაა 3800 მლნ წლის ასაკის ისუას სერიის ქანები გრენლანდიის ფარის დასავლურ ნაწილში. ე. ბარგხორნმა და ჯ. შოპფმა სვაზილენდის სუპერჯგუფის ქანების დეტალური კვლევისას მის ზედა ნაწილში – ონვერვახტის ჯგუფის ქანებში – აღმოაჩინეს ორფენოვანი გარსის მქონე, 0,45-0,7 მილიმიკრონის სიგრძისა და 0,18-0,32 მილიმიკრონის დიამეტრის, იზოლირებული ჩხირები (ძაფისებრი წარმონაქმნები), აგრეთვე ერთუჯრედიანი ზოო- და ფიტოპლანქტონის სფეროსებრი, დისკოსებრი და მრავალკუთხა გარსები, ე.წ. აკრიტარხები. დღემდე მოპოვებული მასალა მეცნიერებს საფუძველს აძლევს ივარაუდონ, რომ მცენარეთა სამეფოს უძველესი წარმომადგენლები, რომელთაც ფოტოსინთეზის უნარი გააჩნდათ, იყვნენ მიკროსკოპული ციანობიონტები[1].

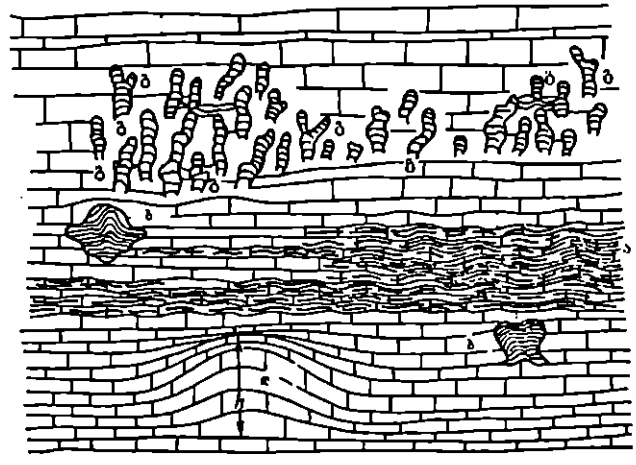
შემდგომი 2000 მლნ წლის განმავლობაში დაგროვილ ქანებში (ზედა არქეოზოური და ქვედა პროტეროზოური) ორგანული წარმოშობის სტრუქტურები, როგორც ბაქტერიები, ისე ციანობიონტები, ძალიან იშვიათია. შემდგომ მათი რაოდენობა სულ უფრო და უფრო მატულობს და რიფეულში განამარხებული ორგანული წარმონაქმნების რიცხვი უკვე იმდენად დიდია, რომ ზოგ რეგიონში მათ სტრატიგრაფიული კვლევის ამოცანების გადასაჭრელადაც კი იყენებენ. ამ თვალსაზრისით, განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს სტრომატოლითებს, ციანობიონტების კოლონიების მიერ წარმოქმნილ რიფისმაგვარ ნაგებობებს, რომლებიც, როგორც წესი, მხოლოდ კარბონატულ ქანებში (კირქვებში, დოლომიტებში) გვხვდება და ხშირად საკმაოდ დიდი სისქე (ათეული მეტრები) და ფართო ჰორიზონტული გავრცელება (კილომეტრების რიგისა) აქვს. ციანობონიტები აგროვებდნენ კალციუმის კარბონატს და მას თავისი ძაფებით აცემენტებდნენ. ციანობიონტების კვდომის შემდეგ აუზის ფსკერზე რჩებოდა ფენოვანი ქერქი. დროთა განმავლობაში ერთმანეთზე განლაგებული ფენები საკმაოდ დიდი ზომის რიფისმაგვარ ნაგებობებს – სტრომატოლითებს – წარმოქმნიდნენ. აქვე გვხვდება აკრიტარხები, აგრეთვე კატაგრაფიები – მცირე გუნდებისა და ბუშტულების შეცემენტებით წარმოქმნილი ორგანიკა, რომელსაც მიკროსკოპში რთული ლაქოვანი ტექსტურა აქვს, და ონკოლითები – გრუნტის მარცვლებზე ქერქივით გადაკრული ორგანული ნივთიერება კონცენტრული ტექსტურით (სურ. 22). როგორც ჩანს, იმდროინდელი ზღვების ორგანულ ბუნებაში გაბატონებული როლი ციანობიონტებს ეკუთვნოდა. ვარაუდობენ, რომ სწორედ მათ ითამაშეს მნიშვნელოვანი როლი თავისუფალი ჟანგბადით ჰიდროსფეროსა და ატმოსფეროს გამდიდრებაში. ამავე დროს, უთუოდ, დიდი იყო ბაქტერიების როლიც. დადასტურებულია მათი დიდი მნიშვნელობა ანაერობულ გარემოში რკინის დაგროვების პროცესისათვის. სწორედ მათ აქტივობას მიაწერენ არქეოზოური და პროტეროზოური ასაკის რკინის უზარმაზარი გამადნებების წარმოქმნას.

თანამედროვე პირობებში სტრომატოლითების წარმომქმნელი ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები მარჩხ სანაპირო ზღვებსა და ტბებში ბინადრობენ. სავარაუდოა, რომ პრეკამბრიულის სტრომატოლითური კირქვებისა და დოლომიტების დაგროვებაც მარჩხ აუზებში მიმდინარეობდა.

[1] უძველეს ორგანულ წარმონაქმნთა ის ფორმები, რომელთაც ადრე ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეების (Cyanophita) სახელით აღწერდნენ, ფაქტიურად, პროკარიოტების ზესამეფოს მიეკუთვნებიან. ისინი ორგანიზაციის დონით მხოლოდ ოდნავ აღემატებიან ბაქტერიებს და ევოლუციის შეუდარებლად უფრო დაბალ საფეხურზე იმყოფებიან. სათანადოდ შეიცვალა მათი სახელწოდება: Cyanophita-ს ნაცვლად ისინი ახლა Cyanobiont-ად (ლურჯი ორგანიკა) იწოდებიან.



სურ. 22. პრეკამბრიულის პრობლემატური ორგანიკა:
ა, ბ, გ – აკრიტარხები; დ – ონკოლითებიანი დოლომიტის გამოფიტული ზედაპირი;
ე – ონკოლითის მიკროსტრუქტურა.



სურ. 23. სტრომატოლითების მორფოლოგიური ტიპები (ბ.ლეონოვიდან, 1978; გამარტივებული)
ა – ფენოვანი; ბ – გუნდისებრი; გ – სვეტისებრი; დ – სტრომატოლითების მიერ წარმოქმნილი ბორცვი.

დადგენილია პრეკამბრიული სტრომატოლითების რამდენიმე მორფოლოგიური ტიპი (სურ. 23), რომლებიც გარკვეული თანმიმდევრობით ცვლიან ერთმანეთს აღმავალ ჭრილში. თუმცა სტრომატოლითების მორფოლოგიური ტიპების ამგვარი თანმიმდევრობა მხოლოდ ემპირიულად არის დადგენილი და ჯერჯერობით ციანობიონტების ევოლუციის რაიმე კანონზომიერებაზე ლაპარაკი შეუძლებელია, მაგრამ ამ ფაქტს გეოლოგები მაინც წარმატებით იყენებენ ზედა პრეკამბრიულის დანაწილებისა და კორელაციისათვის. ასე მაგალითად, სტრომატოლითების მიხედვით რუსეთში ზედა პროტეროზოულში გამოყვეს შემდეგი ოთხი სტრატიგრაფიული ერთეული: ბურზიანული (R_1), იურმატინული (R_2), ყარათავიუმი (R_3) და კუდაში (R_4).

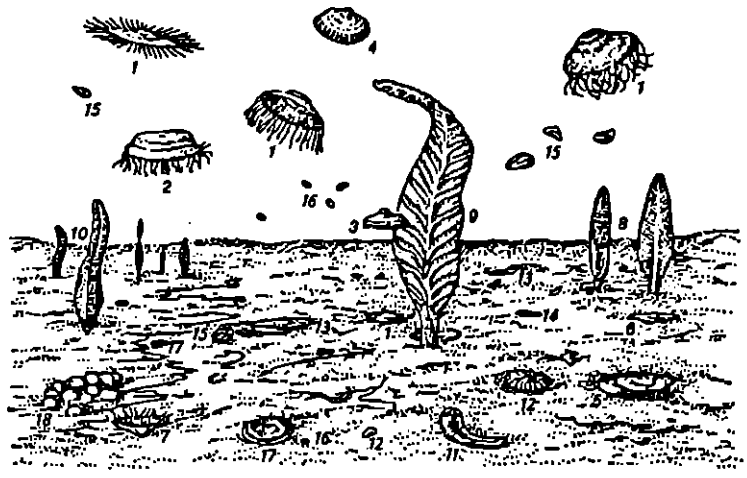
გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისში (დაახლოებით 1500 მლნ წლის წინ) ჩნდებიან პირველი ევკარიოტები, ორგანიზმები, რომელთა უჯრედებს მკაფიოდ გამოყოფილი ბირთვი გააჩნია. ამავე დროს, მათ, საჭიროების შემთხვევაში, უკვე შეუძლიათ ჟანგბადით სუნთქვა.

შუა რიფეულის დასაწყისში (1400 მლნ წლის წინ) ჩნდებიან მრავალუჯრედიანები როგორც ცხოველთა, ისე მცენარეთა სამეფოში.

ვ ე ნ დ უ რ შ ი ცოცხალი ბუნება უკვე საკმაოდ მრავალფეროვანია. ამ დროის ფაუნის წარმომადგენლების 1500-მდე განამარხებული ნაშთი პირველად ს ა მ ხ რ ე თ ა ვ ს ტ რ ა ლ ი ა შ ი, ე დ ი ა კ ა რ ი ს საბადოს რაიონში, იპოვეს. აქედან მოდის ღღეს გეოლოგიურ ლიტერატურაში დამკვიდრებული სახელწოდება – ე დ ი ა კ ა რ ი ს ფ ა უ ნ ა – ვენდური ფაუნის სინონიმი. ედიაკარის ფაუნის მეორე, ფართოდ ცნობილი ადგილსაპოვებელი სამხრეთ-დასავლურ აფრიკაშია. აქაც, ისევე როგორც ავსტრალიაში, ფაუნა ნაპოვნია კვარციტების წყებაში, რომელიც ე.წ. ნ ა მ ა ს ს ე რ ი ი ს ზედა ნაწილს შეადგენს. ამას გარდა, ედიაკარის ტიპის ფაუნის მრავალრიცხოვანი ნაშთები ნაპოვნია რუსეთში (ციმბირში, თეთრი ზღვის სანაპიროზე), უკრაინაში (პოდოლიაში), კანადაში. ერთეული ნამარხები ნაპოვნია თითქმის ყველა კონტინენტის ვენდურში და ამასთან, მათი ადგილსაპოვებლების რიცხვი სულ უფრო და უფრო მატულობს.

ედიაკარის ფაუნაში დადგენილია ცოცხალი ორგანიზმების ოცდაათამდე სახე. ვენდური ფაუნის ერთ-ერთი თავისებურება ის არის, რომ ყველა ნამარხი აღნაბეჭდის სახით არის შემონახული. ბევრი მათგანი საკმაოდ დიდი ზომისაა – ზოგჯერ 1 მეტრამდეც კი, მაგრამ მათი სხეული, როგორც ჩანს, მთლიანად მედუზისმაგვარი, ჟელესებრი ნივთიერებისაგან შედგებოდა. ამასთან, გამორიცხული არ არის, რომ მათი გარსი საკმაოდ მკვრივი იყო, ეგებ, თანამედროვე მედუზების გარსზე უფრო მკვრივიც კი. და მაინც, გასაოცარია, როგორ განამარხდა ასეთი დიდი რაოდენობით უჩონჩხო უნიჟარო ორგანიზმები? როგორც ცნობილია, ბევრად უფრო ახალგაზრდა ნალექებში მედუზების (და საერთოდ, უნიჟარო ორგანიზმების) განამარხების შემთხვევები ძალზე იშვიათია. როგორც ვარაუდობენ, პრეკამბრიულის ნალექებში უნიჟარო ორგანიზმების ნაშთების გადარჩენისა და განამარხებისათვის განსაკუთრებით ხელსაყრელ პირობას წარმოადგენდა იმდროინდელ ფაუნაში მტაცებელი, მძორისმჭამელი და შლამის გადამმუშავებელი ორგანიზმების (ფილტრატორების) არარსებობა. გრუნტზე (აუზის ფსკერზე) მოხვედრილი მკედარი ბიომასის უდიდესი ნაწილი ხელუხლებელი (შეუჭმელი) რჩებოდა და თუ ნალექდაგროვების პირობებიც ხელსაყრელი იყო (მშვიდი აუზი, წმინდა მასალა და ა.შ.), მაშინ მისი განამარხების შანსი საკმაოდ მაღალი უნდა ყოფილიყო.

რას წარმოადგენდა ვენდური (ედიაკარის) ფაუნა? როგორც უკვე ვთქვით, ესენი იყვნენ უნიჟარო, უჩონჩხო ორგანიზმები, რომელთაგან არაერთი საერთო ჰაბიტუსით, ზღვის შროშნების მსგავსად, მცენარეს მოგვაგონებს (სურ.24). ბევრი მათგანის სისტემატიკური ადგილი დღემდე დადგენილი არ არის. განსაკუთრებით მრავალრიცხოვანი ინდივიდებით არის წარმოდგენილი მედუზოიდები: Ediacaria, Beltanella, Cyclomedusa და სხვ. აქვეა ანელიდები: Sprigginia, Dickinsonia, ახლადდადგენილი ტიპის – Petalonamae-ს (პეტალონამები) რამდენიმე გვარის წარმომადგენელი (გვარები: Rangea, Pteridinium, Arboraea). უფრო იშვიათია ნაწლავაღრუიანების სხვა ჯგუფების ნაშთები. თითოოროლაა ასოსახსრიანების მსგავსი ფორმები, ტრილობიტებს რომ მოგვაგონებენ და ბოლოს, არის სრულიად ახალი, უცხო ფორმები, რომელთა სისტემატიკური ადგილი სრულიად გაურკვეველია.



სურ. 24. ედიაკარის ფაუნის რეკონსტრუქცია (გ.ლეონოვიდან, 1978)
1-7 – ნაწლავაღრუიანები (Coelenterata); 8-10 – პეტალონამები (Petalonamae);
11-14 – რგოლური ჭიები (Annelida); 15-16 – ასოსახსრიანები (Arthropoda);
17-18 – სხვა ორგანიზმები

კიდევ უფრო გასაოცარია და დღემდე გადაუჭრელ პრობლემად რჩება ის ფაქტი, რომ ედიაკარის ფაუნისტურ კომპლექსს ძალიან ცოტა რამ აქვს საერთო კამბრიული პერიოდის ფაუნასთან მიუხედავად იმისა, რომ ისინი ხანგრძლივი დროის ინტერვალით არ უნდა იყვნენ დაცილებული ერთმანეთისგან. კამბრიული პერიოდის ფაუნისტურ კომპლექსებში (თვით ქვედა კამბრიულის ფაუნაშიც კი) არა ჩანს ედიაკარის ფაუნაში წარმოდგენილი ორგანიზმების უშუალო შთამომავლები. არც ვენდურ ფაუნაშია კამბრიულის ცოცხალი ბუნების ძირითადი, უმნიშვნელოვანესი ელემენტების – მხართფეხიანების, მოლუსკების, ტრილობიტების უშუალო წინაპრები. ამრიგად, არავითარი საფუძველი არ არსებობს იმისათვის, რომ ვენდურისა და კამბრიულის ფაუნისტური კომპლექსები ევოლუციის ერთი შტოს ორ თანმიმდევრულ ეტაპად მივიჩნიოთ. უთუოდ, საქმე გვაქვს ორგანული სამყაროს განვითარების ორ დამოუკიდებელ ხაზთან. მათ შორის არ გაიდევნება არავითარი ფილოგენეტური კავშირი. ისინი არსებობდნენ და ვითარდებოდნენ ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად განსხვავებულ გარემო პირობებში: ვთქვათ, ედიაკარის ფაუნა ნორმულ ზღვებში, ხოლო კამბრიულის ფაუნა – ეპიკონტინენტურ წყლებში: ტბებში, ლაგუნებში, მდინარეებში; გამორიცხული არ არის, რომ გარკვეულ ეტაპზე (ვთქვათ, ვენდურის დასასრულს) – ერთდროულადაც კი. მხოლოდ შემდეგ, მოგვიანებით, მოხდა ნიჟარიანი ფორმების იმიგრაცია და ადაპტაცია იმ აუზებში, რომლებიც მანამდე ედიაკარის ფაუნით იყვნენ დასახლებული. ამგვარი დაშვების შემთხვევაში გამოდის. რომ კამბრიულის ზღვიური ფაუნა მთლიანად კრიპტოგენული[1]. რაც შეეხება მათი უშუალო წინაპრების ნაშთებს, რომლებიც ხმელეთის წყლებში დაგროვილ ქანებში იყვნენ განამარხებული, ჩვენამდე ვერ მოაღწიეს იმ უბრალო მიზეზის გამო, რომ, როგორც წესი (იშვიათი გამონაკლისის გარდა), კონტინენტური ფაციესები, სუბაერულიც და სუბაქვატურიც (მათ შორის, მდინარეული თუ ტბიური) იშვიათად თუ გადაურჩებიან დენუდაციის პროცესებს, მითუმეტეს, ასეული მილიონი წლის განმავლობაში.

[1] კრიპტოგენული ფაუნა – ფაუნა, რომელიც ადგილზე კი არ არის განვითარებული, არამედ სხვა აუზიდან არის მოსული (იმიგრირებული), ამ შემთხვევაში – ხმელეთის ანორმული (მტკნარი თუ მარილიანი) აუზებიდან.

ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები პრეკამბრიულში

როგორც სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურის გაცნობისას დავინახეთ, მის აგებულებაში გაირჩევა კონტინენტური პლატფორმები - თანამედროვე კონტინენტური მასივების უძველესი, სტაბილური ბირთვები, რომელთა ქვედა იარუსი (ფუნდამენტი) მრავალგზის ინტენსიურ დანაოჭებას და დედამიწის შიგნეთიდან შემოჭრილი მაგმის მიერ წარმოქმნილ ინტრუზიულ სხეულებს მტკიცე, უდრეკ სხეულად გარდაუქმნია. დანაოჭებულია აგრეთვე ოროგენული სარტყლებიც, რომელთა აგებულებაში, შედარებით ახალგაზრდა დანაოჭებული დანალექი ქანების გვერდით, მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის მაგმატური აქტივობით წარმოშობილ სხეულებსაც, როგორც ინტრუზიულს, ისე ეფუზიურს. ამგვარად, ნათელი ხდება, რომ გეოსინკლინებში მიმდინარე როგორც დაძირვისა და ნალექდაგროვების (სედიმენტაციის) ხანგრძლივ პროცესს, ისე დანაოჭება-აზევებას ანუ ტექტონიკურ აქტივობას თან ახლავს მაგმატური აქტივობაც. ამასთან, რადიოგეოლოგიური მეთოდებით მაგმატური ქანების დათარიღება ნათელყოფს, რომ დედამიწის ტექტონიკური აქტივობა ყოველთვის ერთნაირი ინტენსიობით არ მიმდინარეობს: გაირჩევა შედარებითი სიმშვიდის ხანგრძლივი ეპოქები და ბევრად უფრო ხანმოკლე ეპოქები ტექტონიკურ-მაგმატური აქტივობის განსაკუთრებული გამოცოცხლებისა. ყოველი ასეთი ეპოქა, რომელსაც ადრე ო რ ო გ ე ნ ე ტ ულ ც ი კ ლ ს უწოდებდნენ, ახლა კი, მაგმატური აქტივობის გათვალისწინებით, ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ ურ - მ ა გ მ ა ტ ურ ც ი კ ლ ს ან ე პ ო ქ ა ს, უეჭველად, უაღრესად მნიშვნელოვანი მოვლენაა ჩვენი პლანეტის ევოლუციაში და საერთო ჯამში ამგვარი ეპოქების აღნუსხვა დედამიწის ისტორიის ბუნებრივი პერიოდიზაციისათვის საკმაოდ კარგ დასაყრდენს ქმნის – ამ გზით შეიძლება მივიღოთ დედამიწის ტექტონიკური ისტორიის თავისებური კალენდარი.

ფაქტობრივი მასალა ჩვენი პლანეტის პირველი მილიარდი წლის (კატარქეული ეონის) ევოლუციის მსვლელობაზე მსჯელობისათვის ძალზე მწირია. ამიტომ მხოლოდ ზოგად მოსაზრებებზე დაყრდნობით შეიძლება გამოითქვას ვარაუდი იმდროინდელ მაგმატიზმზე, ტექტონიკურ სიტუაციაზე, ოკეანეებზე და ა.შ. არის საფუძველი ვიფიქროთ, რომ კატარქეულში ძლიერი იყო ვულკანური აქტივობა, გაჩნდა პირველადი ოკეანეები – თანამედროვე ოკეანეებთან შედარებით ბევრად უფრო მცირე სიღრმისა. ამავე დროს, მიმდინარეობს დედამიწის ქერქის სისქის მატება როგორც სუპრაკრუსტული (ქერქზედა), ისე ინფრაკრუსტული (ქერქქვეშა) კრისტალიზაციის გზით. ასეთი ვარაუდის საფუძველს გვაძლევს უკვე არქეოზოულის დასაწყისშივე (3.5 მლრდ წელი) დანალექი ქანების არსებობა, რადგან დანალექი ქანების წარმოშობა შესაძლებელი იყო მხოლოდ დედამიწის მყარი ქერქის ზედაპირზე, რომლის გადარეცხვის პროდუქტებიც აუზებში (ოკეანეებში) დაგროვდებოდა.

პირველი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი არქეოზოულის დასაწყისს უკავშირდება – ეს არის ე.წ. ბ ე ლ ო ზ ე რ ი ს ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ ურ - მ ა გ მ ა ტ ურ ი ც ი კ ლ ი, რომლის შესახებ მხოლოდ ვარაუდის გამოთქმა შეიძლება. უფრო დაბეჯითებით შეიძლება ლაპარაკი შემდგომი – კ ო ლ ი ს ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ ურ - მ ა გ მ ა ტ ურ ი ც ი კ ლ ი ს – შესახებ, რომელიც 3000 მლნ წლის წინ, გვიანი არქეოზოულის დასაწყისში გამოვლინდა. კონტინენტური პლატფორმების ფუნდამენტის გაშიშვლებული ნაწილების აგებულებაში რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დათარიღებული გრანიტული ინტრუზივები, რომელთა ასაკი დაახლოებით 3000 მლნ წელია, აგრეთვე მეტამორფული ქანები, რომელთა ძლიერი მეტამორფიზმიც აგრეთვე გვიან არქეოზოულად თარიღდება, მოწმობს, რომ გვიანი არქეოზოულის დასაწყისში ადგილი ჰქონდა ტექტონიკური პროცესებისა და მაგმატიზმის გააქტიურებას. ამგვარი პროცესების გამოვლინება დადგენილია სამხრეთი ამერიკის პლატფორმის ფარგლებში – გვიანის ფარზე, აფრიკის კონტინენტურ პლატფორმაზე – რამდენიმე ფარის ფარგლებში, ინდოეთისა და ავსტრალიის, კანადის, ბალტიური ფარების აგებულებაში და სხვ. პირველი ორი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის (ბელოზერისა და კოლის) შედეგად, დედამიწის ქერქში გაჩნდა მცირე ზომის, პლაგიოგრანიტებითა და მიგმატიტებით აგებული პირველი გრანიტოიდული ბირთვების ჩანასახები.

ტექტონიკური და მაგმატური პროცესების შემდეგი აქტივიზაცია აღინიშნება დაახლოებით 2700-2500 მილიონი წლის წინ. ეს ციკლი მრავალი ფარის აგებულებაშია დადგენილი და ცნობილია ბ ე -

ლომორის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის[1] სახელწოდებით. ამ დროის გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრის, მეტამორფიზმისა და დანაოჭების პროცესები დადგენილია თითქმის ყველა კონტინენტურ ფარზე. როგორც ვარაუდობენ, ბელომორის ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის გამოვლინების დროს არქეოზოელში წარმოშობილი ყველა მიკროკონტინენტი (თანამადროვე კონტინენტების უძველესი ბირთვები) ერთმანეთის სიახლოვეს იყო თავმოყრილი, ბელომორის ციკლმა ისინი ერთმანეთთან შეაკავშირა და წარმოშვა პირველი სუპერკონტინენტი.

1900 მილიონი წლით თარიღდება ტექტონიკური და მაგმატური პროცესების გააქტიურების მომდევნო ციკლი, რომელსაც ბალტიურს უწოდებენ. ამ ციკლთანაა დაკავშირებული უზარმაზარი (ათასეული კმ^2-ის რიგის) გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრა თითქმის ყველა ფარის ფარგლებში, განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ამ დროის კალიუმიანი გრანიტების როლი. ძლიერი იყო აგრეთვე მეტამორფიზმისა და დანაოჭების პროცესები. 1900 მლნ წელი – ესაა ადრე პროტეროზოელის დასასრული და შუა პროტეოზოელის დასაწყისი.

გვიანი პროტეროზოელის (ანუ რიფეულის) დასაწყისში (1.650±50 მლნ წ) საბოლოოდ ჩამოყალიბდა დედამიწის ქერქის უძველესი კონტინენტური მასივები, რომლებიც დღევანდელი კონტინენტების ძირითად ბირთვებს ქმნიან – ესაა კონტინენტური პლატფორმები, რომელთა შესახებ (მათი ორიარუსიანი აგებულების, ფარებისა და ბაქნების თაობაზე) უკვე გვქონდა საუბარი სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში.

ზოგი მკვლევარის შეხედულებით (ჰ. შტილე და ზოგი სხვაც), რიფეულში ეს კონტინენტური პლატფორმები შეადგენდნენ ერთ დიდ კონტინენტს – მეგაგეას, რომელიც გარშემორტყმული იყო ერთიანი ოკეანით – პანთალასათი. ადრე რიფეულიდან მოყოლებული კონტინენტური პლატფორმები საბოლოოდ ჩამოყალიბდნენ უდრეკ, სტაბილურ მასივებად, რომლებიც ამიერიდან აღარ განიცდიან დანაოჭებას. მხოლოდ ძველი მოძრავი სარტყლების (როროგენების) გასწვრივ ხდება დიდრადიუსიანი გაღუნვების წარმოშობა, სამაგიეროდ დროგამოშვებით კონტინენტური პლატმორმების გახლეჩვას და დრეიფს აქვს ადგილი, ამასთან მიმდინარეობს თითოეული მათგანის დამოუკიდებელი ზრდა პერიფერიებზე ახლადწარმოქმნილი როროგენების ხანგრძლივი ევოლუციისა და, საბოლოო ჯამში, დანაოჭება-აზევების შედეგად. მაგრამ ამიერიდან მათი ზრდის პროცესი ბევრად უფრო ნელი ტემპით მიმდინარეობს, ვიდრე ძველი პლატფორმებისა.

კენორანისა (ბელომორის) და ბალტიური ციკლები გამოირჩეოდნენ განსაკუთრებით ძლიერი მაგმატიზმით, რომელსაც გლობალური ხასიათი ჰქონდა. შემდგომში დედამიწის ქერქი თანდათან სულ უფრო და უფრო არაერთგვაროვანი ხდება და რიფეულსა და შემდგომ – ფანეროზოელში, გარდა იმისა, რომ მაგმატური აქტივობის ინტენსივობა შედარებით შესუსტდა, თვით მაგმატიზმის ბუნებაც აღარ არის ყველგან ერთნაირი, სხვადასხვა რეგიონში ის განსხვავებული ხასიათისაა.

ადრე რიფეულის ბოლოს (1350 მლნ წელი), გოთური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შედეგად, მოხდა კონტინენტების ამგები ძველი (რიფეულამდელი) ქანების ხელახალი მეტაფორმიზმი და გრანიტიზაცია. ამავე დროს წარმოიშვა ახალი მოძრავი სარტყლები (როროგენები), რამაც მნიშვნელოვნად შეცვალა დედამიწის ქერქის სტრუქტურული ქარგა.

შუა რიფეული დასრულდა გრენვილის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლით (950მლნ წელი), რომელიც განსაკუთრებით ინტენსიური იყო კანადაში და სამხრულ აფრიკაში. პრეკამბრიულის ბოლოს – გვიანრიფეულ-ვენდურში (670 მლნ წელი) ბაიკალურმა ციკლმა, როგორც ამას ვარაუდობს ბევრი მეცნიერი, შეაკავშირა სამხრული ნახევარსფეროს ოთხი კონტინენტი: აფრიკა-არაბეთის, სამხრული ამერიკის, ავსტრალიისა და ანტარქტიდის. მათვე დაუკავშირდა ინდოეთის პლატფორმაც. ამრიგად, პალეოზოურის დასაწყისისთვის სამხრულ ნახევარსფეროში მდებარეობდა ერთი სუპერკონტინენტი – გონდვანა (გონდვანისი), რომელიც აზევებული იყო. ამავე დროს, ჩრდილო ნახევარსფეროს კონტინენტების მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვით არის დაფარული. ასეთ ფონზე დაიწყო დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის შემდგომი – პალეოზოური მონაკვეთი.

[1] ჩრდილო ამერიკაში მას კენორანის ციკლს უწოდებენ.

კატარქეული

როგორც ვთქვით, დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდების გამოყენებამ ბევრი რამ შეცვალა ისტორიულ-გეოლოგიურ კვლევაში. ამ მხრივ განსაკუთრებით ბევრი, სრულიად ახალი მასალა იქნა მოპოვებული ჩვენი პლანეტის კამბრიულამდელი ისტორიის შესახებ, რომელიც მანამდე თითქმის სრული წყვდიადით იყო მოცული და მკვლევარებს შეეძლოთ მხოლოდ მწირ ფაქტობრივ მასალაზე დაყრდნობით გამოეთქვათ ვარაუდები. ამჟამად რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დათარიღებული უძველესი ქანების თავისებურებები ცხადყოფენ, რომ დედამიწის ქერქი, სულ ცოტა, 3,8 მილიარდი წლის წინ უკვე არსებობდა. ასეთია, კერძოდ, გრენლანდიის ფარის დასავლურ ნაწილში გაშიშვლებული, ძლიერ მეტამორფიზებული ჯულკანოგენური და დანალექი ქანების ასაკი.

ამავე დროს, ცნობილია ისიც, რომ პლანეტა დედამიწა, ისევე როგორც მზის სისტემა მთლიანად, დედამიწის ქერქში დღემდე მიკვლეულ უძველეს ქანებზე დაახლოებით ერთი მილიარდი წლით უფრო ხნიერია. როგორც უკვე ვთქვით, თანამედროვე წარმოდგენებით, მზის სისტემა — თვით მზე და მის ირგვლივ მბრუნავი ცხრა პლანეტა, მათ შორის დედამიწაც, დაახლოებით ერთდროულად არიან წარმოქმნილი გაზისა და მტვრის ნაწილაკების მდორედმბრუნავი უზარმაზარი ცივი ნისლოვანების ხანგრძლივი ევოლუციის შედეგად. მზის სისტემის წარმოშობის დრო ამჟამად დადგენილია იმ ნივთიერებათა ნიმუშების იზოტოპური ასაკის გათვალისწინებით, რომლებიც ხელმისაწვდომია მკვლევართათვის: 1. ესაა უპირველესად მთვარის ზედაპირიდან მოპოვებული ქანის ნატეხები; 2. დედამიწის ზედაპირზე მოხვედრილი მეტეორიტები; 3. თვით დედამიწის ქერქის ამგები, დღეისათვის ცნობილი უძველესი ქანები. მთვარის ქანების იზოტოპური მეთოდებით განსაზღვრული ასაკი 4,7 მლრდ წელია. მეტეორიტებისათვის მიღებულია 4,5-4,6 მლრდ წელი, ხოლო დედამიწაზე რამდენიმე რეგიონში მიკვლეულია ქანები, რომელთა ასაკი 3,5 მლრდ წელს აღემატება, ე.ი. ისინი არქეოზოულზე ძველია (იხ. ნუსხა N5) — მათგან უძველესი 3,8 მლრდ წლით თარიღდება. მართალია, ზოგი ნიმუშისათვის მიღებულია 4,1-4,2 მლრდ წელიც, მაგრამ ვარაუდობენ, რომ ეს შედეგები რამდენადმე „დაძველებულია“ და ჯერ მხოლოდ სავარაუდოდ შეიძლება მივიჩნიოთ.

დედამიწის ხანგრძლივი ევოლუციის პირველი მილიარდი წლის თაობაზე მეცნიერებამ ძალიან ცოტა რამ იცის, განსაკუთრებით, მისი განვითარების პირველი 500 მილიონი წლის შესახებ. ამიტომ არის, რომ მკვლევარებს დედამიწის ევოლუციის საწყის ეტაპებზე ერთმანეთისაგან განსხვავებული მოსაზრებები გააჩნიათ და, ცხადია, ყოველი ახალი ფაქტის მიკვლევას შეუძლია სრულიად შეცვალოს წარმოდგენა ჩვენი პლანეტის უძველესი ისტორიის შესახებ — მის პირველად ქერქზე, იმდროინდელ ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროზე, ორგანული სამყაროს ევოლუციის საწყისებზე და ა.შ.

ჯერ კიდევ 1893 წელს ი.სედერჰოლმმა კარელიისა და სამხრული ფინეთის არქეოზოული ასაკის ბოტნიური სერიის ქანების ქვეშ განლაგებული გრანიტ-გნეისები კატარქეულის სახელით აღწერა. თავდაპირველად ეს გრანიტები უძველეს ქანებად იყო მიჩნეული, მაგრამ შემდგომში გაირკვა, რომ ისინი კვეთენ ბოტნიური სერიის ქანებს და, ბუნებრივია, მათზე ახალგაზრდანი არიან.

1960 წელს ა.პოლკანოვმა და ე.გერლინგმა წამოაყენეს წინადადება კატარქეული ეწოდებინათ კოლის ნახევარკუნძულის უძველესი (არქეოზოულამდელი) გნეისებისა და გრანიტებისათვის, რომელთა ასაკიც 3590-2770 მლნ წლის ინტერვალში ექცევა. მოგვიანებით კი რამდენიმე კონტინენტზე აღმოჩენილ იქნა უფრო ძველი ქანებიც.

ძალზე მწირი ფაქტობრივი მასალა — არქეოზოულზე 300-500 მლნ წლით უფრო ძველი ქანების სულ რაღაც თორმეტიოდე გამოსავალი, ცხადია, მაინცდამაინც უხვ ინფორმაციას ვერ მოგვაწვდის იმდროინდელი დედამიწის ზედაპირზე და მის წიაღში მიმდინარე პროცესების შესახებ. მაგრამ ამას გარდა, არსებობს არქეოზოული ქანების კვლევით მოპოვებული ბევრად უფრო ვრცელი, მნიშვნელოვანი ფაქტობრივი მასალა, რომელიც საშუალებას გვაძლევს მიახლოებით მაინც ვიმსჯელოთ კატარქეული ეონის პალეოგარემოზე, თვით პლანეტის სტრუქტურაზე, იმდროინდელ ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროზე.

დედამიწის ქერქში (სტრატოსფეროში) მიკვლეული უძველესი ქანების ნუსხა

ნუსხა N5

N რიგზე	ქანები და მათი გავრცელების რეგიონები	ასაკი (მლნ. წ.)	როდის იქნა მიკვლეული (წელი)
1.	გნეისები. ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმა – იილგარნის ფარი	4100-4200	1985
2.	გრანულიტ-გნეისები. ციმბირის კონტინენტური პლატფორმა – სამხრ. ენისეის მასივი	4100±200	1978
3.	ტონალიტები. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა – გრენლანდიის ფარის დასაელური ნაწილი (ამიტსოკი)	~4000	1977
4.	გნეისები. ციმბირის კონტინენტური პლატფორმა	3900±500	1971
5.	ენდერბიტები და ფიქლები. ანტარქტიდის კონტინენტური პლატფორმა	3900±300	1974
6.	ამფიბოლიტები. სამხრ. ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა – გვიანის ფარი	3700±400	1964
7.	მორტონის გნეისები. ჩრდ. ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა – კანადის ფარი (მინესოტას შტატი)	~3800	1974
8.	გნეისები. აფრიკის კონტინენტური პლატფორმა – კააპსვაალის ფარი	~3790	1978
9.	ისუას სერიის მაგნეტიტიანი კვარციტები. გრენლანდიის ფარი	3760±70	1973
10.	რიოლითური კონგლომერატები. გრენლანდიის ფარი	3710±90	1975
11.	ამიტსოკის გნეისები. გრენლანდიის ფარი	~3750	1972
12.	გრანულიტები. ციმბირის კონტინენტური პლატფორმა – ოხოტის მასივი	3700±500	1974

ნუსხა N5-დან, რომელიც შეიცავს ცნობებს დედამიწის ქერქის უძველესი (არქეოზოულზე ძველი) ქანების შესახებ, ცხადი ხდება, რომ ეს ქანები მიკვლეულია კონტინენტური პლატფორმების ფუნდამენტის (პირველი იარუსის) გაშიშვლებული ნაწილების – ფარების ფარგლებში. ფარებს და ფუნდამენტის სხვა, უფრო მცირე ზომის გაშიშვლებულ უბნებს (მასივებს), საერთო ჯამში, თანამედროვე კონტინენტების ფართობის 16%-მდე უკავიათ მხოლოდ. კიდევ უფრო მცირეა არქეოზოულის გაშიშვლებები, რომლებიც ყველა კონტინენტურ პლატფორმაზეა დადგენილი (იხ. სურ. 10), ხოლო ქანები, რომელთა ასაკი 3500 მილიონი წელია და უფრო მეტი (3,8-4,2 მილიარდამდე), ჯერჯერობით მიკვლეულია მხოლოდ რამდენიმე ფარის ტერიტორიაზე: სამხრული ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზე – გვიანის ფარის აღმოსავლურ ნაწილში; აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის 12 ფარიდან მხოლოდ ორზე – კააპსვაალისა და ზიმბაბვეს ფარებზე; ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის პილბარას ფარზე; ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის კანადის ფარზე (ზემო ტბიდან სამხრეთ-დასავლეთით, მინესოტას შტატში) და გრენლანდიის ფარის დასაელურ ნაწილში; აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე სარწმუნოდ დათარიღებული კატარქეული ქანები მხოლოდ უკრაინის მასივშია დადგენილი, ხოლო ციმბირის პლატფორმაზე – მისი ორივე ფარის (ანაბარის და ალდანის) აგებულებაში. ჩინეთის, ტარიმის, ინდოეთის პლატფორმებზე საიმედოდ დათარიღებული კატარქეული ჯერჯერობით დადგენილი არ არის.

კატარქეული ქანების გაშიშვლებების სიმცირის მიუხედავად, ისინი მაინც გვაწვდიან საინტერესო ინფორმაციას იმ პალეოგარემოს შესახებ, რომელშიც მათი წარმოქმნა მიმდინარეობდა. დედამიწის ზედაპირზე გაშიშვლებულ კატარქეულ წარმონაქმნებში ქანების ორი ჯგუფი გამოიყოფა: უმნიშვნელოვა-

ნესია ინტრუზიული (ინფრაკრუსტული) წარმოშობის პლაგიოგნეისები; შედარებით მცირერიცხოვან ჯგუფს შეადგენენ ბაზალტური შედგენილობის ჟულკანიტები და დანალექი ქანები (მათ რიცხვში, ორთოკვარციტები და კარბონატები), რომლებშიც ულტრაფუძე და ფუძე ინტრუზივებია შეჭრილი. ამ ქანების კვლევა ნაწილობრივ მაინც ჰფენს ნათელს კატარქეულ ეონში დედამიწის ზედაპირზე არსებული პალეოგარემოს თაობაზე წამოჭრილ ზოგ კითხვას: გააჩნდა თუ არა იმ დროს დედამიწას ატმოსფერო? როგორი იყო ჩვენი პლანეტის პირველადი ატმოსფერო? როდის და როგორ გაჩნდნენ პირველი ოკეანური აუზები? როგორ მიმდინარეობდა ატმოსფეროსა და ოკეანეების ევოლუცია არქეოზოულამდე? გააჩნდა თუ არა ქერქი დედამიწას იმ დროს და როგორი იყო ის? იყო თუ არა კატარქეულში ორგანული სამყარო თუნდაც ძალზე პრიმიტიული ფორმით?

არსებობს მოსაზრება, რომ ადრე კატარქეულში ჩვენი პლანეტის ზედაპირი მთლიანად ხმელეთს წარმოადგენდა. მაგრამ ეს იყო არა დედამიწის ქერქის, არამედ პირველადი მანტიის გაშიშვლებული ზედაპირი, რომელსაც პლანეტიზიმალებისა და მეტეორიტების ბომბარდირების შედეგად წარმოქმნილი ფხვიერი ფენა – რეგოლითი – ფარავდა. რეგოლითური ფენის ნაშთები დღემდე მიკვლეული არ არის და მხოლოდ ვარაუდი შეიძლება გამოითქვას, რომ გრენლანდიაში დადგენილი უძველესი სუპრაკრუსტული ქანები დალექილია რაღაც, კიდევ უფრო ძველი ქანების ზედაპირზე. ამავე დროს, კატარქეული ასაკის ინტრუზიული და ეფუზიური ქანების არსებობის ფაქტი გვაფიქრებინებს, რომ იმ დროს უკვე არსებობდა ასთენოსფერო (მაგმის წყარო) და ასთენოსფეროზე განლაგებული გაცივებულ-გამყარებული ლითოსფერო. გვიან კატარქეულში კი, როგორც ჩანს, უკვე არსებობდა პირველი ზღვიური აუზებიც, რომლებშიც ხმელეთის დენუდაციის პროდუქტების დაგროვება და ტერიგენული ნალექების წარმოქმნა მიმდინარეობდა. ამ მოსაზრების ერთ-ერთ საფუძველს შეადგენს ალდანის ფარის (ციმბირის პლატფორმა) ფარგლებში გაშიშვლებული უძველესი ქანები – იენგრის დიდი სისქის (4,5-6,0კმ) კომპლექსი, რომელშიც მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ მეტამორფული ქანები, მათ შორის, კვარციტებიც. კვარციტებში არსებული ცირკონების დამრგვალებული მარცვლები მათ ტერიგენულ წარმოშობაზე უნდა მიუთითებდეს. ალდანის ფარის გარდა, ხმელეთის გადარეცხვის პროდუქტები, პრაქტიკულად, კატარქეული ასაკის ყველა სხვა კომპლექსში აღინიშნება, მაგრამ მათი როლი უმნიშვნელოა, რაც ხმელეთის დენუდაციის პროცესების მცირე ინტენსივობით უნდა აიხსნას.

ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს წარმოშობა

კანტ-ლაპლასის კოსმოგონიური ჰიპოთეზის თანახმად, რომელსაც თითქმის ორი საუკუნის განმავლობაში ეყრდნობოდა გეოლოგიური მეცნიერება, როგორც დედამიწის გეოლოგიური ევოლუციის გაშიფრვის ამოსავალ საყრდენს, პირველადი ატმოსფერო იმთავითვე გავარვარებული გეოსფეროს სახით ერტყა ირგვლივ დედამიწას. მასში არა მხოლოდ წყალი, არამედ ბევრი სხვა ნივთიერებაც ორთქლის სახით იყო წარმოდგენილი. მხოლოდ თანდათანობით, დედამიწის გაცივების კვალად დაიწყო ამ ნივთიერებათა და, მათ შორის, წყლის ორთქლის კონდენსაცია და დედამიწის ზედაპირზე დალექვა. თავდაპირველი ოკეანეები ცხელი იყო, იმდენად ცხელი, რომ მასში სიცოცხლის არსებობა შეუძლებელი იყო. გაცივება გრძელდებოდა, წყალი ოკეანეებში თანდათან მატულობდა. მხოლოდ მას შემდეგ, რაც ოკეანეების წყალიც საკმარისად გაცივდა და ატმოსფეროც უამრავი აქროლადი ნივთიერებისაგან „გაიწმინდა“, შესაძლებელი გახდა სიცოცხლის გაჩენა ოკეანეში.

ამჟამად, უახლესი კოსმოგონიური ჰიპოთეზების გათვალისწინებით, მეცნიერება სრულიად სხვანაირად წარმოიდგენს ჩვენი პლანეტის ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს წარმოშობას. როგორც უკვე ვიცით, თანამედროვე წარმოდგენებით, მზის სისტემა და, მათ შორის, ჩვენი პლანეტაც, ამ სისტემის ერთ-ერთი წევრი, კოსმოსური გაზისა და მტვრის ნაწილაკების შეკოწიწების (აკრეციის) შედეგად არის წარმოშობილი. „ცივი“ დედამიწის ყველა ის კომპონენტი (წყალი, სხვადასხვა გაზები, აქტიური ელემენტები), რომლებიც შემდგომში პლანეტის ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს შემადგენლობაში მოხვდა, თავდაპირველად „დაბმული“ იყო მყარი ნივთიერებების აგებულებაში. ზოგი მეცნიერი მიიჩნევს, რომ დედამიწას იმთავითვე მაინც გააჩნდა პირველადი ატმოსფერო, რომლის შემადგენლობაში

უმთავრესი იყო წყალბადი და ჰელიუმი – კოსმოსში ყველაზე მეტად გავრცელებული ელემენტები. მაგრამ შემდეგ, დედამიწის გაცხელების შედეგად, ეს ელემენტებიც დაკარგა პლანეტამ. რაც შეეხება მყარ მასალაში „დაბმულ" კომპონენტებს, თუმცა მათი გამოთავისუფლება ხდებოდა დედამიწის ზედაპირის პლანეტიზიმალებითა და მეტეორიტებით ბომბარდირების შედეგად, მაგრამ რეგოლითი, რომელსაც ძლიერი აბსორბციის უნარი გააჩნდა, მათ აქტიურად შთანთქავდა. ატმოსფეროში რჩებოდა მხოლოდ მცირე რაოდენობით ამიაკი, აზოტი და ინერტული გაზები; ატმოსფეროში იმ დროს არ იყო წყლის ორთქლი, ნახშირორჟანგი, თავისუფალი ჟანგბადი. ამასთან, ატმოსფერო მხოლოდ ძალიან თხელი ფენის სახით ფარავდა ჩვენს პლანეტას.

როგორც ვთქვით, „ცივი" დედამიწის გათბობამ ისევ კოსმოსურ სივრცეში გაფანტა ჰელიუმი და წყალბადი, ამავე მიზეზით (დედამიწის შიგნეთის გაცხელებით) თანდათანობით გააქტიურდა ვულკანური პროცესები. მართალია, დედამიწამ დაკარგა პირველადი ატმოსფერო, მაგრამ, სამაგიეროდ, ვულკანიზმის პროცესებმა, რომლებიც პრეკამბრიულის დასაწყისში (პირველი 500 მილიონი წლის განმავლობაში მაინც) გაცილებით უფრო ძლიერი იყო, ვიდრე დღეს არის, მანტიის ნივთიერების დეგაზაციის პროდუქტების დედამიწის ზედაპირზე ამოტანით დასაბამი მისცა თანამედროვე ჰიდროსფეროს და მეორად ატმოსფეროს. რუსი მეცნიერის, ა. მ ა რ ხ ი ნ ი ნ ი ს გამოანგარიშებით, მხედველობაში რომ მივიღოთ გაზების, წყლის ორთქლისა და მყარი პროდუქტების მხოლოდ ის რაოდენობა, რაც ამჟამად მოქმედ ვულკანებს მიწის შიგნეთიდან პლანეტის ზედაპირზე ყოველწლიურად ამოაქვთ, 4 მილიარდი წლის განმავლობაში სავსებით უზრუნველყოფდა ყველა კომპონენტით დედამიწის ქერქს, ჰიდროსფეროსა და მეორად ატმოსფეროსაც. მაგრამ ნუ დაგვავიწყდება, რომ ვულკანური პროცესები წარსულში შეუდარებლად უფრო ინტენსიური იყო, განსაკუთრებით პრეკამბრიულის დასაწყისში, როცა ლავებით დედამიწის ჯერ კიდევ თხელი ქერქის ფართობული ამოლღობა მიმდინარეობდა და არა ნაპრალური ან ცენტრული ამოფრქვევები. ვულკანური პროცესების „წყალობით" ატმოსფეროს შედგენილობა თანდათანობით მდიდრდებოდა დედამიწის წიაღიდან ამოსული კომპონენტებით. არქეოზოულის დასაწყისში ატმოსფეროში მნიშვნელოვანი რაოდენობით იყო ნახშირორჟანგი, საკმაოდ ბევრი იყო აგრეთვე ამიაკი, მეთანი, ფტორმჟავას, გოგირდმჟავასა და მარილმჟავას ორთქლი. მცირე რაოდენობით წარმოდგენილი იყო აზოტიც. ამავე დროს, ატმოსფეროს მაღალ ფენებში თანდათანობით, წყლის ორთქლის მოლეკულების ულტრაიისფერი სხივების (ფოტოლიზი) და მაღალი ტემპერატურის ზემოქმედებით დაშლის შედეგად, გროვდებოდა თავისუფალი ჟანგბადი. გამოთავისუფლებული წყალბადი ჰელიუმთან ერთად კოსმოსში გაიბნეოდა.

დედამიწის წიაღიდან ამოსული გაზების მხოლოდ გარკვეული ნაწილი ხვდებოდა ატმოსფეროში, დანარჩენი კი, განსაკუთრებით ქიმიურად აქტიური ელემენტები, ქერქშივე სხვადასხვა ნივთიერებებს წარმოქმნიდნენ და იქვე რჩებოდნენ. დედამიწის ხანგრძლივი გეოლოგიური ევოლუციის პროცესში იცვლებოდა როგორც დედამიწის ქერქი, ისე ატმოსფერო და ჰიროსფეროც. ამ პროცესებში მნიშვნელოვანი როლი შესარულა ორგანულმა სამყარომ, რომლის წარმოშობა, როგორც ჩანს, უკვე პირველ ოკეანეებში მოხდა. თავის მხრივ, თანამედროვე ატმოსფეროს შედგენილობის ჩამოყალიბებისთვის დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა ცოცხალი ბუნების უძველესი, პრიმიტიული ფორმების ცხოველქმედებას, კერძოდ, ფოტოსინთეზის პროცესებს თავისუფალი ჟანგბადით ატმოსფეროს გასამდიდრებლად.

ადრე არქეოზოულში, როგორც ვარაუდობენ, დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურა უკვე $+100^{0}$C-ზე ნაკლები იყო. ღრუბლების სქელი საფარველი, რომელიც დედამიწას მოსავდა, თანდათანობით გაიშვიათდა და მზის რადიაციამ ნელ-ნელა ჩვენი პლანეტის ზედაპირამდე მოაღწია. გვიან არქეოზოულსა და პროტეროზოულში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობა ოკეანეების წყალსა და ატმოსფეროში შესამჩნევად გაიზარდა. იმატა აზოტის როლმაც, სამაგიეროდ მნიშვნელოვნად იკლო ნახშირორჟანგის წილმა. პროტეროზოულის ბოლოს, დაახლოებით 600 მლნ წლის წინ (ვენდურის ბოლო) თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობამ ატმოსფეროში თანამედროვე რაოდენობის 1%-ს მიაღწია, რაც საკმარისი იყო იმისათვის, რომ ორგანიზმები ანაერობული არსებობიდან (დუღილიდან) გადასულიყვნენ სუნთქვის დაჟანგვით ფიზიოლოგიურ პროცესებზე. მოგვიანებით (სილურულ-დევონურში) თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობამ ატმოსფეროში თანამედროვე დონის 10% შეადგინა და ამით შეიქმნა

ზედა ატმოსფეროში ოზონის ეკრანის გაჩენის პირობები. როგორც ვარაუდობენ, ამ დროიდან მოყოლებული ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობა თანამედროვე დონეს საკმაოდ სწრაფად (სულ რაღაც ათეული მილიონი წლის განმავლობაში) გაუტოლდა, რაც იმდროინდელი გიგანტური ხემცენარეების – გვიმრანაირების, ლეპიდოფიტების, ეკვიზეტაცეების - ტყეებით დაფარული უზარმაზარი ფართობების ხარჯზე მოხდა[1].

როგორც ვთქვით, ოკეანეების წყლის ძირითადი მასა იუვენურია და დედამიწის შიგნეთის დეგაზაციის პროცესების შედეგად არის ზედაპირზე ამოტანილი. იუვენური წყლის ამოსვლა დედამიწის ზედაპირზე პლანეტის ხანგრძლივი ისტორიის, განსაკუთრებული ინტენსივობით კი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების, განმავლობაში მიმდინარეობდა, როცა გაცხოველებული იყო ეფუზიური ვულკანიზმი. ამერიკელი გეოქიმიკოსის ვ. რ ა ბ ე ი ს გამოანგარიშებით, რომ არა ვულკანური ამოფრქვევები, ჰიდროსფეროში, ატმოსფეროსა და სტრატისფეროში წყალი 100-ჯერ, ნახშირორჟანგი – 80-ჯერ, ქლორი – 60-ჯერ და აზოტი 70-ჯერ უფრო ნაკლები იქნებოდა, ვიდრე რეალურად არის ამჟამად. არსებობს კიდევ ერთი საინტერესო გაანგარიშება: თუ დავუშვებთ, რომ ოკეანეების წარმოშობა დაიწყო 4 მილიარდი წლის წინ, ე.ი. კატარქეულში (ასეთი ვარაუდის საფუძველი რეალურად არსებობს) და წყლის მატება მთელი ამ ხნის განმავლობაში ერთნაირი ტემპით მიმდინარეობდა (საშუალოდ წელიწადში დედამიწის წიაღიდან ზედაპირზე ამოდიოდა 0,3კმ^3 წყალი, ანუ იმდენივე, რამდენიც ამჟამად ამოაქვთ მოქმედ ვულკანებს), იუვენური წყალი სავსებით უზრუნველყოფდა თანამედროვე ოკეანეების წყლის მთლიანი მასის დაგროვებას. ამჟამად ოკეანეებში წყლის მოცულობა მიახლოებით 1,37 მილიარდი კმ^3-ია. მარტივი გამოანგარიშება გვიჩვენებს, რომ დაახლოებით 4 მილიარდი წელი იყო საჭირო წყლის ასეთი მასის დაგროვებისათვის. ამასთან, ოკეანეების სიღრმე წელიწადში 0,001მმ-ითაც კი რომ გაზრდილიყო (1000 წელიწადში – 1მმ, 1მლნ-ში – 1მ, 4 მლრდ-ში – 4000მ), ოკეანეების საშუალო სიღრმეც უზრუნველყოფილი იქნებოდა ქერქქვეშეთიდან ამოსული წყლით.

რაც შეეხება ოკეანეების წყალში გახსნილ ნივთიერებებს, ისინი აუზებში ხვდებოდნენ უშუალოდ ატმოსფეროდან და ხმელეთიდან, დენუდაციის პროცესების ზემოქმედებით ქანების დაშლით წარმოქმნილი პროდუქტებიდან, საიდანაც ოკეანის წყალი ადვილად ითვისებს მთელ რიგ ნივთიერებებს. ატმოსფეროდან ოკეანის წყალში გადადიოდა მჟავები, ნახშირორჟანგი, ამონიუმი, გოგირდი და გოგირდწყალბადი. ხმელეთიდან მოხვდა ოკეანის წყალში ნატრიუმი, მაგნიუმი, კალიუმი, კალციუმი და ა.შ. მათ გარდა, ოკეანის წყალში არის ქლორი და ბრომი. როგორც ჩანს, ერთიც და მეორეც აქ ვერ მოხვდებოდა ხმელეთიდან – 1 ლიტრ ზღვის წყალში 50-ჯერ მეტია ქლორი და 200-ჯერ მეტი ბრომი, ვიდრე 0,6გ ქანში. ამიტომ ფიქრობენ, რომ ეს ორი ელემენტი ოკეანის წყალში დეგაზაციით არის ამოტანილი.

თავისუფალი ჟანგბადი თავიდან არც ოკეანეებში იყო. მისი გაჩენა ოკეანეების წყალშიც თითქმის მთლიანად ბიოგენური გზით მოხდა.

სიცოცხლე კატარქეულში

იყო თუ არა სიცოცხლე დედამიწაზე კატარქეულ ეონში? ცხადია, იგულისხმება სიცოცხლე არა ისეთი სახით, როგორც ამჟამად არის ან, ვთქვათ, 100 მლნ წლის წინ რომ იყო, არამედ თუნდაც ძალზე პრიმიტიული ფორმით. ამჟამად არსებობს გარკვეული არგუმენტები, უკვე კატარქეულის ბოლოს ჩვენს პლანეტაზე სიცოცხლის არსებობის შესახებ ვარაუდების გამოთქმის საფუძველს რომ გვაძლევენ. ყველაზე ძველი „მიკროფოსილიები“ (მიკრონამარხები) – სფერული და ჩხირისებრი ნაწილაკები ან ამ ნაწილაკებით აგებული ათეული მიკრომეტრის სიგრძის ძეწკვები – ნაპოვნია დასავლეთ გრენლანდიის ტერიტორიაზე გოტხობის მასივში გაშიშვლებულ 3700-3800 მლნ წლით დათარიღებულ ქანებში. მსგავსი „მიკროფოსილიები“ დადგენილია კატარქეულზე უფრო ახალგაზრდა ქანებშიც, კერძოდ, ქვე-

[1] ზოგი ავტორის მოსაზრებით, ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობის მატება უფრო სწრაფი ტემპით მიმდინარეობდა, კერძოდ, უკვე კატარქეულში ის თანამედროვე დონის 1%-ს შეადგენდა, ადრე არქეოზოულის ბოლოს – 10%-ს, ოზონის ეკრანი კი გვიან რიფეულში გაჩნდა.

და არქეოზოულში. სამხრეთ აფრიკაში კააპსვაალის ფარის ფარგლებში გაშიშვლებულ შავ კაჟიან ქანებში (ონვერვახტის ჯგუფი), რომელთა იზოტოპური ასაკი 3370±20 მლნ წელია, აღმოჩენილია ამგვარივე (სფერული და ჩხირისებრი) მიკროსკოპული ნამარხები. მართალია, ამ მიკრონამარხებს (არც არქეოზოულს და არც კატარქეულს) არ გააჩნიათ მოწესრიგებული სტრუქტურა, ზედაპირის კედლების ორნამენტაცია და მკაფიო მრავალუჯრედიანობა, მაგრამ ზოგი ბიოქიმიური თავისებურება აშკარად მათ ბიოგენურ წარმოშობას ადასტურებს: ა) ნამარხების შემცველ ქანებში დიდი რაოდენობით არის ორგანული წარმოშობის ნახშირბადი; ბ) აქვე, ქანებში, აღინიშნება ქლოროფილის დაშლით წარმოშობილი პროდუქტები – ფიტანი, პრისტანი და პორფირინები და გ) $^{13}C/^{12}C$ იზოტოპური შეფარდება „მიკროფოსილიების“ შემცველ ქანებში ისეთივეა, როგორიც უფრო ახალგაზრდა ქანების შედგენილობაში დადგენილ, უდავოდ, ფოტოსინთეზით წარმოშობილ ბიოგენურ ორგანიკაში.

არქეოზოული

არქეოზოულის გამოყოფა, საზღვრები და დანაწილება

პრეკამბრიულის დახასიათებიდან უკვე ვიცით, რომ არქეულის სახელით ამერიკელმა გეოლოგმა ჯ. დანამ 1872 წელს აღწერა იმ დროისათვის დედამიწის ქერქის უძველეს წარმონაქმნებად მიჩნეული ქანების კომპლექსები, რომლებიც უფრო ახალგაზრდა ქანებისაგან უპირველესად იმით გამოირჩეოდნენ, რომ ნამარხი ორგანიზმების ნაშთებს არ შეიცავდნენ. მოგვიანებით (1887) ისევ ამერიკელმა გეოლოგმა ე. ემონსმა ჯ. დანას მიერ არქეულად წოდებულ ქანების კომპლექსში ორი ჯგუფი გამოყო. მათგან უძველესს დაუტოვა სახელწოდება არქეული, ხოლო უფრო ახალგაზრდას პროტეროზოული უწოდა. 1888 წელს საერთაშორისო გეოლოგიურმა კონგრესმა მიზანშეწონილად ჩათვალა კამბრიულამდელი ქანების ამგვარი დაყოფა ორ ჯგუფად. შესაბამისად ორ ერად (არქეულად და პროტეროზოულად) დაყვეს დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის ის მონაკვეთიც, რომელიც წინ უძღოდა პალეოზოურ ერას. როგორც უკვე ითქვა, ახლა არქეოზოული და პროტეროზოული ეონის (ეონოთემის) რანგშია აყვანილი.

ა რ ქ ე ო ზ ო უ ლ ი ს ს ა ზ ღ ვ რ ე ბ ი დ ა დ ა ნ ა წ ი ლ ე ბ ა. მართალია, არქეოზოული გაშიშვლებულია ყველა კონტინენტური ფარის ფარგლებში, მაგრამ მისი საგები (ე.ი. კატარქეულთან კონტაქტი) მხოლოდ რამდენიმე პლატფორმაზეა ჯერჯერობით დადგენილი. არქეოზოულზე ძველი ქანები, რომელთა დამჯერებლად დადგენილი იზოტოპური ასაკი 3500 მლნ წელს აღემატება, როგორც კატარქეულის დახასიათებისას ვთქვით, დღეს ცნობილია გრენლანდიაში, ჩრდილო ამერიკაში, სამხრულ ამერიკასა და ჩრდილო-აღმოსავლურ აზიაში. ამას გარდა, კიდევ რამდენიმე კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში მიკვლეულია ქანები, რომელთა სავარაუდო ასაკი 3700 მლნ წელს აღემატება, ზოგის კი – 4100-4200 მლნ წელსაც აღწევს (ავსტრალიის, აღმოსავლური ციმბირის, ანტარქტიდისა და სამხრული ამერიკის პლატფორმები). ყველა შემთხვევაში არქეოზოული უთანხმოდ არის განლაგებული ამ უძველეს წარმონაქმნებზე. უთანხმოება უკავშირდება ბელოზერის ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლს, რომლის გამოვლინებაც 3500 მლნ წლით თარიღდება და არქეოზოულის ქვედა საზღვრად არის მიჩნეული.

არქეოზოულის ზედა საზღვარიც, ე.ი. არქეოზოულისა და პროტეროზოულის მიჯნა, მკაფიო უთანხმოებით არის გამოხატული. 2600 მლნ წლის წინ ადგილი ჰქონდა კ ე ნ ო რ ა ნ ი ს ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლს, რომლის შედეგადაც ჩამოყალიბდა კონტინენტური პლატფორმების უძველესი ბირთვები. ამ დანაოჭებას უკავშირდება უთანხმოება არქეოზოულსა და პროტეროზოულს შორის. გარდა უთანხმოებისა, არქეოზოული და პროტეროზოული ქანების გამიჯვნა ხშირ შემთხვევაში მეტამორფიზმის ხარისხითაც შეიძლება. ამრიგად, არქეოზოული ეონი დაიწყო 3500 მლნ და დასრულდა 2600 მლნ წლის წინ, ე.ი. მისი ხანგრძლივობა 900 მლნ წელს შეადგენს.

არქეოზოული ეონოთემის დანაწილება უფრო მცირე სტრატიგრაფიულ ერთეულებად (ჯგუფებად, სისტემებად, სექციებად) შეუძლებელია, რადგან ამ ეონოთემის ქანები არ შეიცავენ პალეონტოლოგიურ მასალას, რომელიც კონკრეტული ჰრიალების დანაწილებისა და სხვა რეგიონების სინქრონული ქანების კომპლექსებთან პარალელიზაციის შესაძლებლობას მოგვცემდა. ამჟამად მიღებულია არქეოზოულის ორად გაყოფა – ქ ვ ე დ ა ა რ ქ ე ო ზ ო უ ლ ი, რომლის ქვედა ასაკობრივი საზღვარია 3500 მლნ წელი, ხოლო ზედა – 3000 მლნ წელი და ზ ე დ ა ა რ ქ ე ო ზ ო უ ლ ი (3000-2600 მლნ წელი). ისინი ერთმანეთისაგან რამდენადმე განსხვავდებიან მეტამორფიზმის ხარისხით: ქვედა არქეოზოულისათვის მეტწილად დამახასიათებელია გრანულიტური და ამფიბოლიტური ფაციესის მეტამორფიტები, ხოლო ზედა არქეოზოულში მნიშვნელოვანია მწვანე ფიქლების ფაციესის ქანების როლი. ესაა მეტამორფიზებული ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კომპლექსები, რომლებიც ამასთანავე მკაფიო კუთხური უთანხმოებით არიან განლაგებული ქვედა არქეოზოულის მეტამორფიტებზე. ეს უთანხმოება უკავშირდება კ ო ლ ი ს ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ ურ - მ ა გ მ ა ტ ურ ც ი კ ლ ს, რომლის გამოვლინებაც 3000 მლნ წლით თარიღდება.

არქეოზოული ეონოთემის ქანების თავისებურებანი და გავრცელება

არქეოზოული და პროტეროზოული ქანებით არის აგებული ხმელეთის თითქმის 20%. მათი დაგროვება მიმდინარეობდა დაახლოებით 3 მილიარდი წლის განმავლობაში (თუ არ ჩავთვლით დედამიწის ისტორიის პირველ მილიარდ წელიწადს – კატარქეულს) და, ამრიგად, ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის თითქმის 66%-ის მატიანეს წარმოადგენენ. ამიტომ, ბუნებრივია, რომ გეოლოგები მათ განსაკუთრებული ინტერესით იკვლევენ. მათდამი ყურადღებას ისიც აძლიერებს, რომ არქეოზოულ-პროტეროზოულის ქანებშია თავმოყრილი დედამიწის მინერალური სიმდიდრეების 60%-ზე მეტი: რკინისა და სპილენძის მადნები, ურანი, ოქრო, ნიკელი და ბევრი სხვა წიაღისეული.

არქეოზოულისა და პროტეროზოულის შესწავლისას გეოლოგები დიდ და, ამასთან, სპეციფიკურ სირთულეებს აწყდებიან. პრეკამბრიული ქანები ინტენსიურად არის დანაოჭებული და მრავალრიცხოვანი დიზუნქტიური (წყვეტითი) დისლოკაციებით დამსხვრეული. გარდა ამისა, ეს ძველი ქანები ძლიერი მეტამორფიზმის გამო, რომელიც მათ არაერთგზის განუცდიათ, იმდენად არიან სახეცვლილი, რომ მათში ძნელია დედაქანების გამოცნობა. თუ კი მაინც მოხერხდა პირველადი ქანების დადგენა, მაშინ პეტროგრაფები ლაპარაკობენ ორთოქანებზე (მაგ., ორთოგნეისებზე) და პარაქანებზე (მაგ., პარაგნეისებზე). პირველნი წარმოშობილი არიან მაგმური ქანების მეტამორფიზმის შედეგად, ხოლო მეორენი – დანალექი ქანების გარდაქმნის გზით.

არქეოზოულისთვის, ისევე როგორც პროტეროზოული ეონოთემისთვის, მეტამორფული კომპლექსების მნიშვნელოვანი როლია ნიშანდობლივი. ეს პირველ რიგში ითქმის არქეოზოულისა და ქვედა და შუა პროტეროზოულის შესახებ, რომელთა აგებულებაში, გარდა ჩვეულებრივი მეტამორფიტებისა (იგულისხმება ისეთი მეტამორფიტები, რომლებიც ყველა პერიოდის ქანებს შორისაც საკმაოდ ხშირად გეხვდება, მაგ., პალეოზოურსა და მეზოზოურში), წარმოდგენილია ისეთი ქანები, რომლებიც უფრო ახალგაზრდა სტრატიგრაფიულ ერთეულებში ცნობილი არ არის – ესაა გრანულიტები, რკინიანი კვარციტები (ჯესპილიტები), ოქროსა და ურანის შემცველი კონგლომერატები და სხვ.

თითქმის ყველა ქანს, ვულკანურს თუ დანალექს, მცირე გამონაკლისის გარდა, არქეოზოულშივე და შემდეგ – ადრე თუ შუა პროტეროზოულში – განუცდია ძლიერი მეტამორფიზმი და გარდაქმნილა კვარციტებად, მარმარილოებად, ქლორიტიან და ქარსიან ფიქლებად, ამფიბოლიტებად, გნეისებად და ა.შ. მეტამორფიზებულია ინტრუზიული ქანებიც – გრანიტები გარდაქმნილია გრანიტ-გნეისებად ან ორთოგნეისებად, გაბროები – ამფიბოლიტებად და ა.შ.

მეტამორფიზმის ხარისხი სხვადასხვაგვარია. სუსტი მეტამორფიზმის პირობებში როგორც დანალექი, ისე ვულკანური ქანები ინარჩუნებენ პირველად ხასიათს: დანალექი ქანები – შრეებრივობასა და შრეებრივობის ზედაპირზე არსებულ სხვადასხვაგვარ ნიშნებს (მაგ., რიპელმარკებს), ვულკანური ქანები – დამახასიათებელ განწევრებას (სვეტისებრს, ბალიშისებრს). უფრო ძლიერი მეტამორფიზმის შედეგად, ეს ნიშნები ქრება და ისინი გარდაიქმნებიან სხვადასხვაგვარ კრისტალურ ფიქლებად და გნეისებად.

მეტამორფიზმის ინტენსივობა ტემპერატურისა და წნევის ზრდასთან ერთად მატულობს, რაც დამოკიდებულია იმაზე, თუ რამდენად ღრმად იძირება დედამიწის ზედაპირზე წარმოქმნილი ქანი. გაარჩევენ მეტამორფიზმის ინტენსივობის სამ საფეხურს (შესაბამისად – მეტამორფიზმის სამ ფაციესს): მწვანე ფიქლების საფეხური (ფაციესი), ამფიბოლიტური საფეხური (ფაციესი) და გრანულიტური საფეხური (ფაციესი).

მ წ ვ ა ნ ე ფ ი ქ ლ ე ბ ი ს ფ ა ც ი ე ს ი წარმოიქმნება მცირე სიღრმეებზე, შედარებით დაბალი ტემპერატურისა და მცირე წნევის პირობებში. მისთვის დამახასიათებელია ისეთი მინერალების ასოციაცია, როგორიცაა: ქლორიტი, ეპიდოტი, სერიციტი, აქტინოლიტი. ამ დროს წარმოიქმნებიან ქლორიტიანი, სერიციტიანი ფიქლები და ა.შ.

ა მ ფ ი ბ ო ლ ი ტ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ი – მეტამორფიზმის საშუალო საფეხურზე წარმოიქმნება, საშუალო სიღრმეებზე და შესაბამისი ტემპერატურისა და წნევის პირობებში. მისთვის დამახასიათებელია მინერალური ასოციაცია: რქატყუარა, მინდვრის შპატები, ეპიდოტი, ხშირია დისტენის ტიპის თიხამიწა მინერალები.

გ რ ა ნ უ ლ ი ტ უ რ ი ფ ა ც ი ე ს ი მეტამორფიზმის ყველაზე ღრმა საფეხურზე წარმოიქმნება და ხასიათდება კვარც-მინდერიან შპატიან ქანებში პიროქსენია და გრანატის არსებობით. ტიპური ქანებია გ რ ა ნ უ ლ ი ტ ე ბ ი (წვრილმარცვლოვანი გრანატიანი გნეისები) და ჩ ა რ ნ ო კ ი ტ ე ბ ი (გრანიტოიდული ტიპის ქანები რომბული პიროქსენით და მაგნეტიტით. ზოგჯერ გრანატიანიც).

მეტამორფიზმის უფრო შორს წასული პროცესია მ ი გ მ ა ტ ი ტ ი ზ ა ც ი ა – ქანებში შრე-შრე მაგმატური მასალის შეჭრის პროცესი, რასაც თან ახლავს დედაქანების გარდაქმნაც. ამ დროს წარმოიქმნება სპეციფიკური ქანები – მ ი გ მ ა ტ ი ტ ე ბ ი, რომლებშიც გრანიტული და გნეისისებრი თხელი ფენების მორიგეობა აღინიშნება.

მეტამორფიზმის საბოლოო სტადიაზე ხდება დედაქანების სრული გადალღობა – პ ა ლ ი ნ გ ე ნ ე ზ ი (ანუ მეტასომატური შეცვლა) და მათ ხარჯზე მაგმური მდნარის წარმოშობა. ეს უკვე გ რ ა ნ ი ტ ი ზ ა ც ი ი ს (გაგრანიტების) პროცესია. ამ გზით წარმოიქმნება მ ე ტ ა ს ო მ ა ტ უ რ ი გ რ ა ნ ი ტ ე ბ ი. ამგვარი გრანიტები დიდ როლს თამაშობენ პრეკამბრიულში.

ზედა არქეოზოულსა და ქვედა შუა პროტეროზოულში საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვს მწვანე ფიქლების ფაციესის ქანებს. ამავე ფაციესის ქანები გვხვდება ზედა პროტეროზოულშიც და ხშირად – უფრო ახალგაზრდა ჯგუფებშიც – პალეოზოურსა და მეზოზოურში. მაგრამ არქეოზოული და ქვედა შუაპროტეროზოული მეტამორფული კომპლექსების მთავარი დამახასიათებელი ნიშანთვისება არის ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესების უპირატესი როლი. ამ ფაციესის ქანები უფრო ახალგაზრდა მეტამორფიტების გვერდით იშვიათად თუ გვხვდება, ისიც მხოლოდ უძველესი სტრუქტურების აგებულებაში.

ქვედა არქეოზოულის აგებულებაში ძლიერ სახეცვლილი ქანები - მეტწილად გრანულიტური და ამფიბოლიტური ფაციესები – მონაწილეობენ. ზედა არქეოზოულში მეტამორფიზმი რამდენადმე უფრო სუსტია. აქ წარმოდგენილია მწვანე ფიქლების ფაციესის ჟულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსები, რომლებიც მკაფიო უთანხმოებით არიან განლაგებული ქვედა არქეოზოულზე.

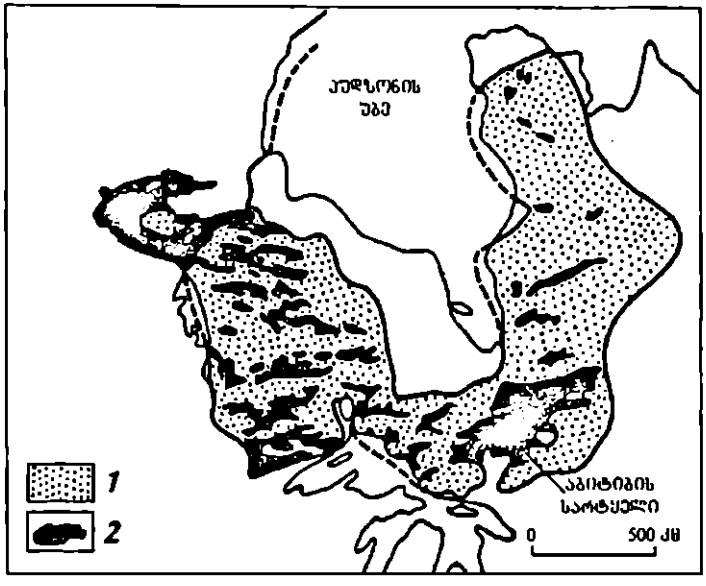
არქეოზოული მეტამორფული კომპლექსებით არის აგებული ძველი კონტინენტური პლატფორმების ფუნდამენტის მნიშვნელოვანი ნაწილი. ზედაპირზე ისინი კონტინენტურ ფარებზე გამოდიან.

ა ღ მ ო ს ა ვ ლ უ რ ი ე ვ რ ო პ ი ს კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ი პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ი ს ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში არქეოზოული მეტამორფიტები გაშიშვლებულია ბალტიურ ფარზე – სამხრულ ნორვეგიაში, შვედეთსა და ფინეთში, აგრეთვე კოლის ნახევარკუნძულზე და კარელიაში. უკრაინის ფარის ფარგლებში ტიპური არქეოზოული ქანები აგებენ ე.წ. კონკის სერიას, რომლის ასაკი 3550-3470 მლნ წელია.

ა ღ მ ო ს ა ვ ლ უ რ ი ც ი მ ბ ი რ ი ს პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ა ზ ე არქეოზოული ასაკის ქანები გაშიშვლებულია როგორც ალდანის, ისე ანაბარის ფარის ფარგლებში.

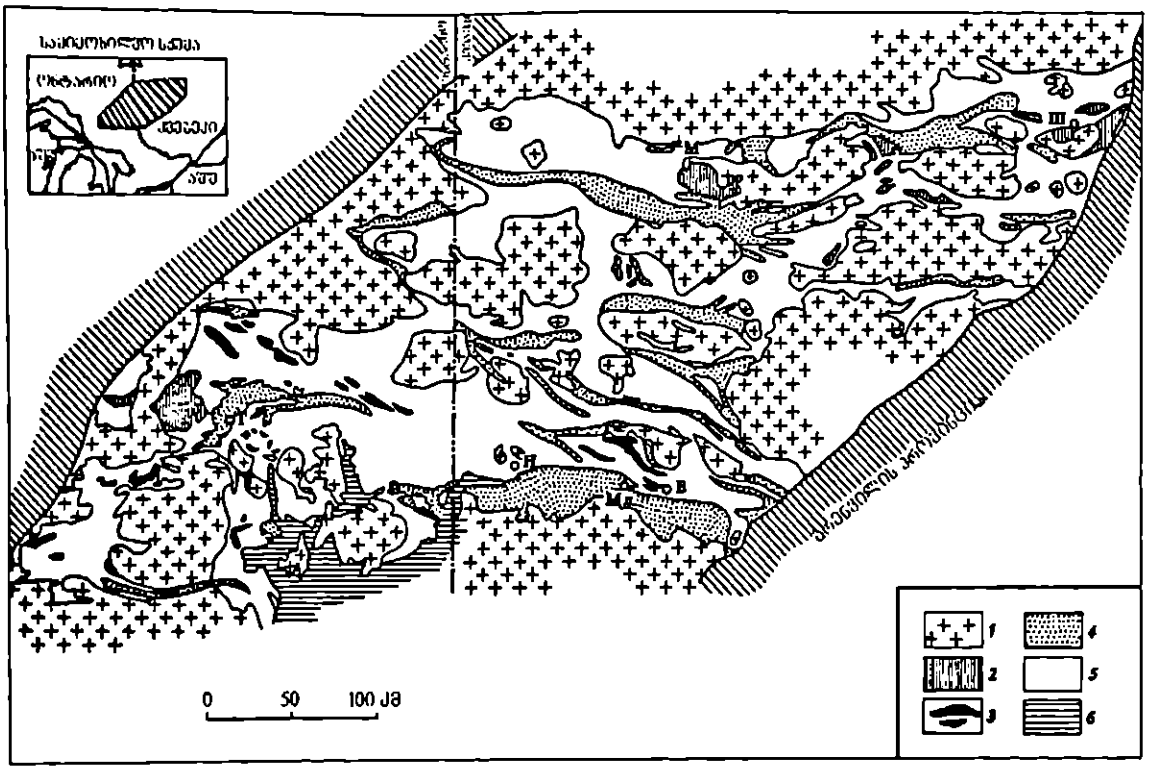
პრეკამბრიულს ყველაზე დიდი გავრცელება აქვს ჩ რ დ ი ლ ო ა მ ე რ ი კ ი ს პ ლ ა ტ ფ ო რ მ ა ზ ე – კანადის ფარის ფარგლებში. კანადის ფარს უკავია კანადის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი, არქტიკული არქიპელაგის კუნძულთა ნაწილი და თითქმის მთლიანად გრენლანდია. სწორედ გრენლანდიის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილშია აღმოჩენილი უძველესი ქანები, რომელთა ასაკი 3800 მლნ წელია (უფრო ძველ ქანებად დედამიწის ზედაპირზე მიჩნეულია ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის იილგარნის ფარზე მიკვლეული გნეისები 4100-4200 მლნ წლის იზოტოპური ასაკისა და ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე ენისეის მასივის ფარგლებში გავრცელებული გრანულიტები და ჩარნოკიტები 4100±200 მლნ წლის ასაკისა. თუმცა, ორივე შემთხვევაში ციფრები მხოლოდ სავარაუდოა). ისინი შეადგენენ ე.წ. ი ს უ ა ს ს ე რ ი ა ს, რომელიც აგებულია გნეისებით, ამფიბოლიტებით, კრისტალური ფიქლებით. მეტამორფიტები გაკვეთილია გრანიტოიდებით, რომლებიც ძლიერი მეტამორფიზმის პროცესებს გნეისებად გარდაუქმნიათ. კანადის ფარზე არქეოზოული ქანები ყველაზე სრულად ზ ე მ ო ტ ბ ი ს ა დ ა მ ო ნ ე ბ ი ს ტ ბ ი ს პ რ ო ვ ი ნ ც ი ე ბ შ ი ა წარმოდგენილი. კენორანის, ანუ ბელომორის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შემდეგ (2600±100 მლნ წელი, ე.ი. არქეოზოული ეონის დასრულების შემდეგ) ეს პროვინციები, ფაქტობრივად, საბოლოოდ ჩამოყალიბდნენ დედამიწის ქერქის სტაბილურ უბნებად და ამ დროიდან მოყოლებული, მათ ამგებ უძველეს ქანებს აღარ განუცდიათ ინტენსიური დანაოჭებისა და ძლიერი მაგმატური პროცესების შესამჩნევი ზეგავლენა.

ხსენებული ორი პროვინციიდან უკეთ არის შესწავლილი ზემო ტბის არქეოზოული, განსაკუთრებით, ჰუდზონის უბის სამხრეთით მდებარე ტერიტორიაზე (სურ.25), რომლის წიაღშიც არაერთი მნიშვნელოვანი საბადოა (ოქრო, სპილენძი, პოლიმეტალები და სხვ.). აქ მნიშვნელოვან ფართობზეა გაშიშვლებული გრანიტები, გნეისები, კრისტალური ფიქლები და მიგმატიტები.



სურ. 25. ზემო ტბის პროვინციის უძველესი ქანები (ჭ. ლეონოვიდან, 1978)
1 – გრანიტები, გნეისები, კრისტალური ფიქლები და მიგმატიტები;
2 – დანაოჭებული და ბელომორის (კენორანული) მაგმური სხეულებით გაკვეთილი, მეტამორფიზებული ეულკანოგენური და დანალექი ქანებით აგებული სარტყლები.

როგორც ვარაუდობენ, მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი წარმოქმნილი უნდა იყოს კენორანის (ბელომორის) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინების პროცესში, მაგრამ გარკვეულ უბნებზე, როგორც ზემოთაც აღინიშნა, გნეისები, ამფიბოლიტები, მიგმატიტები არქეოზოულზე ძველია. მაგ., კატარქეულია ე.წ. მორტონის გნეისები მდ. მინესოტას ხეობაში, ზემო ტბიდან სამხრეთ-დასავლეთით. ესაა გაბრო-დიორიტული, კვარც-დიორიტული და გრანატ-კვარც-დიორიტული შედგენილობის ქანები და შედარებით მცირე რაოდენობით წარმოდგენილი პერიდოტიტები. 1974 წელს მორტონის გნეისების რუბიდიუმ-სტრონციუმის მეთოდით განსაზღვრული ასაკი 3800 მლნ წელია. ზემო ტბის პროვინციაში უდავოდ არქეოზოულად დათარიღებული ქანების გავრცელება უკავშირდება შედარებით ვიწრო და დიდ მანძილზე გადაჭიმულ სარტყლებს, რომელთაგან ყველაზე დიდია და უკეთ შესწავლილი ა ბ ი ტ ი ბ ი ს ს ა რ ტ ყ ე ლ ი პროვინციის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში.



სურ. 26. აბიტიბის სარტყელი . გეოლოგიური აგებულების სქემა (გ.ლეონოვიდან, 1978).
1 – გრანიტები; 2 – ფუძე ინტრუზიები; 3 – ულტრაფუძე ინტრუზიები;
4-5 – არქეოზოლი: 4 – დანალექი ქანები, 5 – ვულკანოგენური ქანები; 6 – პროტეროზოლი.

მის აგებულებაში მონაწილეობენ მეტამორფიზებული ვულკანური და დანალექი ქანების დიდი სისქის (12000-15000 მ) კომპლექსები, აგრეთვე, მათი გამკვეთი კენორანული გრანიტული ინტრუზივები. აქვე წარმოდგენილია ფუძე და ულტრაფუძე ინტრუზიული ქანების უფრო მცირე ზომის სხეულებიც (სურ.26). აბიტიბის სარტყლის მეტამორფიტების უმნიშვნელოვანეს ნაწილს შეადგენენ სახეცვლილი ფუძე ვულკანური ქანები – მეტაბაზალტები და მეტაანდეზიტები. დაახლოებით 1/4 მოდის მეტამორფიზებული დანალექი ქანების წილად. უმნიშვნელო როლი ეკუთვნის მჟავე ქანებს. ვულკანური ქანების სიმძლავრე 10-12კმ-მდეა. ისინი წარმოდგენილი არიან ცვალებადი სისქის (ათეული მეტრიდან ასეულ მეტრამდე) ლავური განფენებით. ხშირად ფუძე ლავურ განფენებში წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევებისთვის ნიშანდობლივი ბალიშისებრი განწყვრება აღინიშნება. ვულკანოგენური ქანების კომპლექსებთან დაკავშირებულია ფუძე და ულტრაფუძე შედგენილობის სხვადასხვა სისქის სილლები (თანხმობითი ინტრუზივები). მათ შორის ყველაზე მძლავრი სილლი 4000-5000 მ სისქისაა. დანალექი ქანები წარმოდგენილია ძირითადად სახეცვლილი გრაუვაკებისა და ფიქლების 2000-3000 მ სისქის წყებებით. არქეოზოულის ჭრილის სულ ზედა ნაწილში დანალექი ქანების წყებაში ზოგ უბანზე აღინიშნება 1000მ-მდე სიმძლავრის კონგლომერატების ლინზები. გრაუვაკებისა და ფიქლების კომპლექსთანვეა დაკავშირებული ჯესპილიტებიც, თუმცა რკინიანი კვარციტების წყება აქ დიდი სისქის არ არის.

აბიტიბის არქეოზოულის ჭრილში წარმოდგენილი ყველა ქანი მეტამორფიზებულია, მაგრამ ზომიერად – მწვანე ფიქლების ფაციესის დონემდე, მხოლოდ ცალკეულ უბნებში შეინიშნება უფრო ძლიერი მეტამორფიზმის გამოვლინება. აბიტიბის დანაოჭებული კომპლექსი გაკვეთილია დიდი და მცირე გრანიტული ინტრუზივებით, რომელთა ასაკი კენორანულია (2600 მლნ წელი). ცხადია, მათ მიერ გაკვეთილი მეტამორფიტები უფრო ძველია – ადრე პროტეროზოულზე უფრო ძველი, ანუ არქეოზოული. არქეოზოულზე მკაფიო უთანხმოებით არის განლაგებული ჰურონული სერია, რომელიც უკვე პროტეროზოულს მიეკუთვნება.

ბალტიური ფარი, რომელიც აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ფუნდამენტის ყველაზე მნიშვნელოვან (ვრცელ) შეერილს წარმოადგენს, საკმაოდ რთული აგებულებისაა. ის იყოფა რამდენიმე განსხვავებულ ბლოკად, რომლებიც ერთმანეთისაგან უძველესი მასივებისა და ოროგენული სარტყლების თავისებურებებით განსხვავდებიან. მათგან ყველაზე უკეთ შესწავლილი, ამასთან სრული და სტრატიგრაფიულად უფრო მკაფიოდ დანაწილებული, უძველესი სუპრაკრუსტული წარმონაქმნებით აგებული კარელია-კოლის ოლქია. კარელიისა და კოლის მასივებში გაშიშვლებული უძველესი ქანები კონტინენტური პლატფორმის სუბსტრატის (პირველი იარუსის) წარმონაქმნებია; მათ შორის უმნიშვნელოვანეს როლს თამაშობენ გრანიტული შედგენილობის ინტრუზიული ქანები, რომელთაც არაერთგზის განუცდიათ ტექტონიკური და მეტამორფიზმის პროცესების ინტენსიური ზემოქმედება და შედეგად გარდაქმნილან გრანიტ-გნეისებად. მათ გვერდით შემორჩენილია იმ სუპრაკრუსტული ქანების ნაშთებიც, რომელშიც ამ უძველესი გრანიტოიდული სხეულების შემოჭრა მოხდა და რომლებიც გარდაქმნილი არიან პარა- და ორთოგნეისებად, ამფიბოლიტებად.

სუბსტრატის ქანების (გაგნეისებული პირველადი გრანიტებისა და მათ მიერ გაკვეთილი კომპლექსების) ასაკი 2500 მლნ წელს აღემატება და 3500 მლნ წელს აღწევს. ამრიგად, ისინი, უდავოდ, არქეოზოულს მიეკუთვნებიან (იხ. სურ. 27).

კარელიის მასივში სუბსტრატის მეტამორფიზებულ წარმონაქმნებსა და შუა პრეკამბრიულს შორის მოქცეულია სუპრაკრუსტული ქანების კომპლექსი, რომელშიც გამოიყოფა უფრო ძველი (არქეოზოული) – ლოპის კომპლექსი (ლოპიუმი) და მასზე ახალგაზრდა (ადრეპროტეროზოული) – კარელიური კომპლექსი (კარელიუმი). ლოპის კომპლექსის ქანები ძლიერ არის მეტამორფიზებული და წარმოდგენილია გნეისებითა და სხვადასხვაგვარი კრისტალური ფიქლებით, რომელთა დიდი ნაწილი ფუძე ეფუზივების გარდაქმნის პროდუქტებს მიეკუთვნება. ნაკლებია მჟავე ეფუზივებისა და ტერიგენული ნალექებისაგან წარმოქმნილი მეტამორფიტების წილი – ესაა ბიოტიტიანი გნეისები, კვარციან-ქარსიანი ფიქლები და ა.შ. ლოპის კომპლექსის გავრცელების ზოგ უბანზე ნალექების ჭრილში დამახასიათებელია თხელშრეებრივი რკინიანი (მაგნეტიტიანი) კვარციტების დასტები, რომლებიც ზოგჯერ რკინის მადნის სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოებსაც შეიცავენ.

სურ. 27. ბაიკალისპირეთის ტექტონიკური სტრუქტურების გავრცელების სქემა
(ა.ლუკაშოვისა და ბ.ვოლკოვინის მიხედვით, 1966. რაიონებებად გამოყოფილია):
1 – კალის ბენების ბლოკები; 2 – ბაიკალისპირეთის ჭაბურღილები და ჭაბურღილები (ალბათური); 3 – ალპურ ნაოჭებულები;
4 – ბაიკალისპირეთის ნაოჭებულები; 5 – ცენტრალური ნაოჭებულები და მეზოზოური ჩაღრმავებები; 6 – ნაოჭებულები ძველ კარელიდებზე;
7 – ბაიკალისპირეთის ნაოჭებულები და ნაოჭებულების ნაოჭებულები; 8 – სამხრეთული ნაოჭებულების ალოგენური;
9 – ბაიკალისპირეთის ნაოჭებულების და ნაოჭებულების ნაოჭებულების ქვემოთული ალოგენური ნაოჭებულების ალოგენური;
10 – ალოგენური ნაოჭებულების ალოგენური; 11 – რაიონები. (იხილეთ ა – ბ ტექსტში (ტომ 5 გვ.).

ლოპიუმის ჰრილში ხშირად აღინიშნება კონგლომერატებიც ბაზალური მდგომარეობით (საგებში) მასივის ფუნდამენტის (სუბსტრატის) გრანიტ-გნეისების კომპლექსის თავზე. ლოპის კომპლექსი სტრუქტურულად უკავშირდება შემჭიდროებული სინკლინების გულებს, რომელთა ფრთები ფუნდამენტის ქანებით არის აგებული. თვით ლოპის ქანებიც დანაოჭებულია საკმაოდ ინტენსიურად და ქმნიან შემჭიდროვებულ იზოკლინურ ნაოჭებს.

კარელიის მასივის ფარგლებში კარელიური კომპლექსის ქანები უფრო ფართოდ არის გავრცელებული, ვიდრე ლოპის კომპლექსის წარმონაქმნები. მასივის ცენტრალურ და აღმოსავლურ ნაწილში ისინი აგებენ ფართო სინკლინური ნაოჭების მულდებს და ქვედა ნაწილში წარმოდგენილი არიან შედარებით სუსტად სახეცვლილი მეტამორფიტებით. ამ ნიშნითაც კარელიური მკაფიოდ განსხვავდება არქეოზოული მეტამორფიტებისგან. საერთოდ, კარელიური კომპლექსისათვის ნიშანდობლივია კონტინენტური ტერიგენული ნალექების (ტბიური, მდინარეული, პროლუვიური, ზოგ შემთხვევაში დელტური) უპირატესი როლი. კლასტური ქანებისთვის დამახასიათებელია კვარცით სიმდიდრე — სჭარბობს კვარციტები, კვარციანი ქვიშაქვები, კვარციანი კონგლომერატები. ხშირად ჰრილის სხვადასხვა დონეზე აღინიშნება გამოფიტვის ქერქის თიხიანი, ელუვიური წარმონაქმნები. კარელიური კომპლექსის კიდევ ერთი თავისებურებაა მაგმური ქანების მნიშვნელოვანი როლი — როგორც ვულკანური, ისე ინტრუზიული, მეტწილად ფუძე შედგენილობის სხეულების (განფენების, სილლების, დაიკების) სიმრავლე.

ქვედა კარელიურ კომპლექსებზე უთანხმოდ არის განლაგებული ისევ ქვედა პროტეროზოული იოტნიური სერიის მსხვილმარცვლოვანი ფერადი კვარციტისებრი ქვიშაქვების დაუნაოჭებელი დასტები. კარელიური კომპლექსების შესახებ უფრო დეტალურად საუბარი გვექნება პროტეროზოული ეონოთემის დახასიათებისადმი მიძღვნილ ნაკვეთში.

ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის სუბსტრატის უძველეს ქანებს მნიშვნელოვანი გავრცელება აქვთ ალდანისა და ანაბარის ფარებზე, აგრეთვე სამხრეთ ენისეის ბლოკში. ანაბარის ფარის ფარგლებში უძველესია ფუძე შედგენილობის ვულკანოგენურ-მაგმატური ქანების კომპლექსი. მასზე უფრო ახალგაზრდაა ტერიგენულ-დანალექი წყება — ქვიშიან-თიხიანი ფორმაცია, რომელიც შეიცავს სხვადასხვაგვარ გნეისებს, კვარციტების ლინზებს და მარმარილოებისა და კალციფირების[1] (კაჟიანი მარმარილოების) შუაშრეებს. არქეოზოულის კიდევ უფრო ახალგაზრდა წარმონაქმნები შეადგენენ კარბონატულ-ტერიგენულ ფორმაციას. გნეისები აქაც არის წარმოდგენილი, მაგრამ განსაკუთრებით ნიშანდობლივია მარმარილოებისა და კალციფირების რაოდენობის შესამჩნევი მომატება. ანაბარის ფარის უძველესი (არქეოზოული) ქანების კომპლექსის იზოტოპური ასაკი 3500-დან 2700-2500 მლნ წლამდეა.

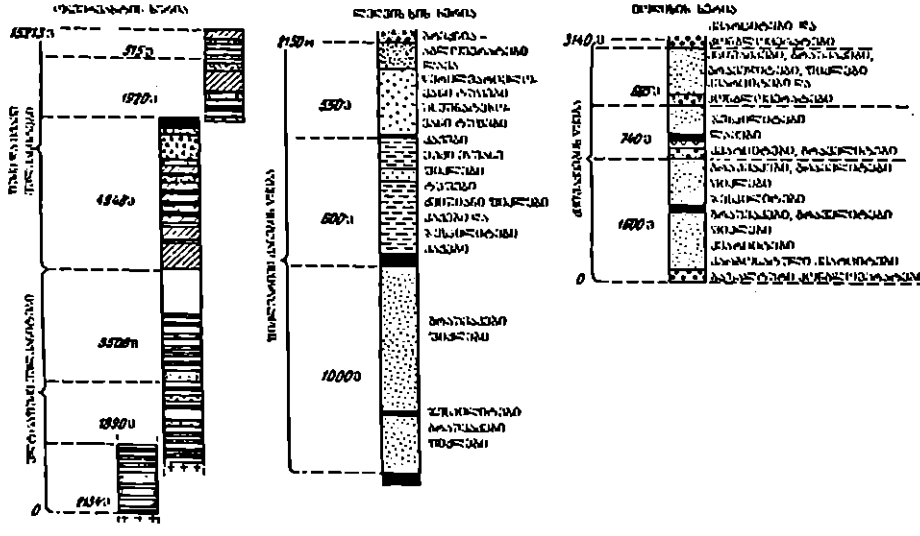
ალდანის ფარზე არქეოზოული ქანების თანმიმდევრობა აღმავალ ჰრილში ასეთია: 1. უძველესი გნეისები და ფიქლები (1300-1500 მ); 2. შემდეგ მოდის დიდი სისქის (3,9-5კმ) ბაზალტურ-ტერიგენული კომპლექსი; 3. კიდევ უფრო ახალგაზრდაა 1,5-1,7კმ სისქის ტერიგენული წყება — ბიოტიტიანი გნეისები და ფიქლები; 4. ტერიგენულ-ბაზალტური წყება — გნეისები, ფიქლები, ამფიბოლიტები. ოთხივე წყება გაერთიანებულია ოლეკმის სერიაში, რომლის იზოტოპური ასაკი 3000-2900 მლნ წელია. სერია გაკვეთილია 2550-2150 მლნ წლის იზოტოპური ასაკის გრანიტებით.

ალდანის ფარის არქეოზოულის უფრო ახალგაზრდა ნაწილს შეადგენს ე.წ. ბორსალის სერია, რომელიც წარმოდგენილია ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსით. კომპლექსის ქვედა ნაწილს შეადგენს ბიოტიტიანი გნეისებით, ფიქლებითა და რკინიანი კვარციტებით აგებული წყება (1,0-1,7კმ სისქის), ხოლო ზედას — ტერიგენული ქვიშიან-თიხიანი წყება — ბიოტიტიანი, მუსკოვიტიანი და ორქარსიანი გნეისების, ფიქლებისა და ჯესპილიტების მორიგეობა. ბორსალის სერიაც გაკვეთილია გრანიტებით, რომელთა ასაკი 2550 მლნ წელია.

აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში არქეოზოული თითქმის ყველა ფარზეა განვითარებული. მეტამორფული კომპლექსებით არის აგებული ცენტრალური აფრიკის

[1] კალციფირი — კაჟიანი მარმარილო, რომელიც რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესში წარმოიშობა მეტამორფიზმის ამფიბოლიტური, უფრო ხშირად კი რქატყუარიანი საფეხურის პირობებში.

ფარის მნიშვნელოვანი ნაწილი. არქეოზოული აქ წარმოდგენილია ჩარნოკიტებით, გნეისებით, გრანიტებით. განსაკუთრებით დეტალურად არის შესწავლილი არქეოზოული (და, საერთოდ, პრეკამბრიული) აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის სამხრულ ნაწილში. აქ, სვაზილენდსა და სამხრული აფრიკის რესპუბლიკაში, არქეოზოულად არის დათარიღებული 22500მ სისქის სვაზილენდის „სისტემა“[1], რომელიც მეტამორფული ქანების მრავალფეროვანი კომპლექსით არის აგებული (სურ.28). ქვედა ნაწილში ჯერ ულტრაფუძე და ფუძე ეფუზივები და მათი პიროკლასტოლითები ჭარბობენ; შემდეგ მოდის საშუალო შედგენილობის ქანები, ხოლო სულ ზევით – მჟავე ეფუზივები და პიროკლასტიკა. მთელ ამ კომპლექსს ონვერვახტის სერიის სახელწოდებით აერთიანებენ. სვაზილენდის „სისტემის“ შუა ნაწილში უმთავრესად დანალექი ქანებია გაბატონებული – თიხაფიქლები, რომლებთანაც კაქიანი ქანები მორიგეობენ, აგრეთვე, ჯესპილიტები, ვულკანური ტუფები, იშვიათად – კონგლომერატები. სვაზილენდის „სისტემის“ ამ ნაწილს ლელვის ხის სერიას უწოდებენ.

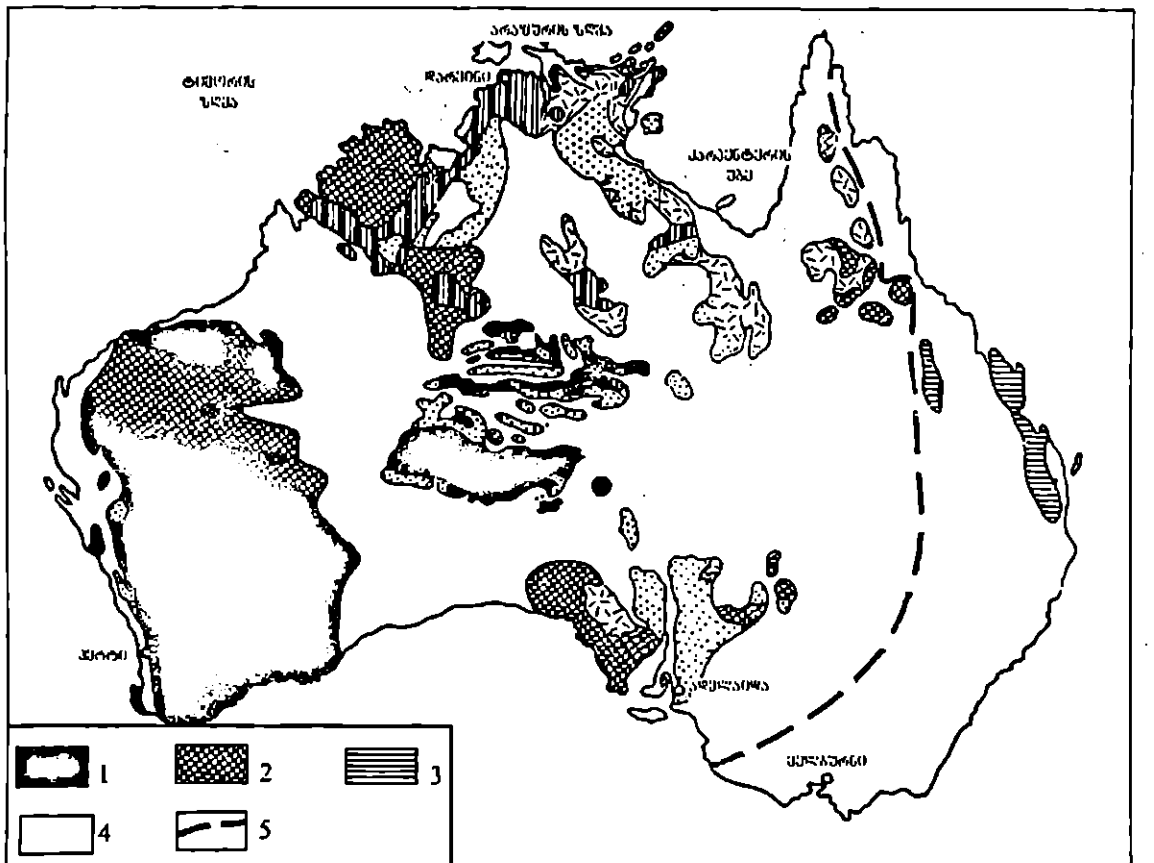


სურ. 28. სვაზილენდის „სისტემის“ ნორმული გეოლოგიური ჭრილი (ა.მონინიდან, 1987).

სწორედ ლელვის ხის სერიის კაქიან ქანებშია ნაპოვნი ბაქტერიებისა და ციანობიონტების უძველესი ნაშთები (მათი შემცველი ქანების იზოტოპური ასაკი 3500-3100მლნ წელია). სვაზილენდის „სისტემის“ ზედა ნაწილს შეადგენს მოდისის სერია, რომელიც კონგლომერატებით, გრაუვაკებით, კვარციტებით, თიხაფიქლებითა და ჯესპილიტებით არის აგებული. სვაზილენდის „სისტემა“ დანაოჭებულია და მასზე უთანხმოდ არის განლაგებული კონტინენტური ფაციესების – მდინარეული, ტბიური, მყინვარული ნალექების, დიდი სისქის (7500მ-მდე) კომპლექსი – ე.წ. ვიტვატერსრანდის სერია, რომლის იზოტოპური ასაკი 2600-2300მლნ წელია – ანუ პროტეროზოული.

ავსტრალიის კონტინენტურ პლატფორმაზე არქეოზოული წარმონაქმნები ყველაზე სრულად წარმოდგენილია კონტინენტის დასავლურ ნაწილში – დასავლური ავსტრალიის დიდი ფარის ფარგლებში, რომელიც ქვედა პროტეროზოულით აგებული ვრცელი დეპრესიით ორ ნაწილად არის გაყოფილი: ჩრდილოეთით მდებარეობს პილბარას ფარის ფუნდამენტის ქანების შედარებით მცირე შვერილი, სამხრეთით კი – იილგარნის ვრცელი ფარი (სურ.29).

[1] ქანების ამ მძლავრ კომპლექსს ზოგი ავტორი სუპერჯგუფს უწოდებს.



სურ. 29. პრეკამბრიულის გავრცელება ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში (გ.ლეონოვიდან, 1978. გამარტივებული)

1 – არქეოზოული; 2 – პროტეროზოული; 3 – ზედა პრეკამბრიულ-პალეოზოური; 4 – ფანეროზოული; 5 – ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლური საზღვარი.

არქეოზოულის აგებულებაში გაბატონებული როლი აქაც განეკუთვნება გრანიტებს, გაგნეისებულ გრანიტებს და ძლიერ სახეცვლილ სუპრაკრუსტულ ქანებს – სხვადასხვაგვარ გნეისებსა და კრისტალურ ფიქლებს. ზევით მოდის დიდი სისქის კომპლექსი ვულკანოგენური და დანალექი ქანებისა, რომლებიც მწვანე ფიქლების ფაციესის საფეხურამდეა მეტამორფიზებული. ვულკანოგენებში ჭარბობს ფუძე ქანები, რომლებიც ულტრაფუძე და ფუძე შედგენილობის ინტრუზიულ სხეულებს შეიცავენ, თუმცა მათ გვერდით საკმაოდ მნიშვნელოვანია მჟავე ქანების წილიც. სახეცვლილ დანალექ კომპლექსებში წარმოდგენილია ფილიტები, თიხაფიქლები, გრაუვაკები, კვარციტები, ჯესპილიტები, ხშირად – კონგლომერატებიც. ვულკანოგენური და დანალექი კომპლექსები დისლოცირებულია, მაგრამ დანაოჭება არ არის ძლიერი – განვითარებულია ნაკლებშემჭიდროვებული სინკლინები და ანტიკლინები. იილგარნის ფარის დანაოჭებულ არქეოზოულზე უთანხმოდ არის განლაგებული ადრეპროტეროზოული ასაკის კიდევ უფრო სუსტად დანაოჭებული წარმონაქმნები.

არქეოზოული ეონის ნალექდაგროვებისა და სტრუქტურების ზოგი სპეციფიკა

არქეოზოული ასაკის ქანები თავისი სპეციფიკური ბუნებით მკაფიოდ გამოირჩევიან პრეკამბრიულ სუპერკრუსტულ წარმონაქმნებს შორის. ეს განსაკუთრებით ითქმის ქვედა არქეოზოულის კომპლექსების შესახებ, რომლებისათვისაც ნიშანდობლივია მეტამორფიზმის განსაკუთრებულად მაღალი დონე. ამასთან, გრანულიტური ფაციესის ქანების უპირატესი როლი, არა ლოკალური, არამედ რეგიონული მასშტაბებით, სწორედ ქვედა არქეოზოულისათვის არის ნიშანდობლივი. მეტამორფული ქანების კომპლექსებში ძალიან დიდია სახეცვლილი ვულკანიტების წილი, რაც იმაზე მიგვანიშნებს, რომ იმ დროს დედამიწის ქერქი არ იყო საკმარისად გამტკიცებული – ის ჯერ კიდევ ლაბილური იყო, ქერქქვეშეთის ტემპერატურა კი – საკმაოდ მაღალი. როგორც ჩანს, ამის გამო იყო ვულკანური ამოფრქვევები ბევრად უფრო ძლიერი და მასშტაბური, ვიდრე შემდგომ ერებში.

ყურადღებას იპყრობს ქვედა არქეოზოულის კიდევ ერთი თავისებურება – ადრეარქეოზოული ასაკის დანალექი ქანების გასაოცარი ერთფეროვნება გლობალური მასშტაბით – ფაქტობრივად, არსებითი ლატერალური ფაციესური ცვლილებების არარსებობა, რაც ნალექდაგროვების პირობების ერთფეროვნებით უნდა აიხსნებოდეს. როგორც ვარაუდობენ, ადრე არქეოზოულში დანალექი ქანების წარმოშობის პროცესი მიმდინარეობდა ერთიან, უზარმაზარ ოკეანეში („პანთალასა"), რომელიც ჩვენი პლანეტის ზედაპირის მნიშვნელოვან ნაწილს ჰფარავდა. დანალექი ქანების მასალას კი იძლეოდნენ აქა-იქ არსებული დაბალი კუნძულები და თავთხელები (მეჩეჩები), რომლებიც დროგამოშვებით თავისუფლდებოდნენ წყლისაგან. ამგვარი ვარაუდის საფუძველს ისიც შეადგენს, რომ ქვედა არქეოზოულის დანალექ კომპლექსებში წარმოდგენილი არ არის კონგლომერატები.

არანაკლებ საინტერესოა ადრეარქეოზოული ასაკის მეტამორფიზებულ დანალექ ქანებს შორის კვარციტების საკმაოდ დიდი სისქის, ზოგჯერ ძალიან მძლავრი, დასტების არსებობის ფაქტი. ალდანის ფარის ქვედა არქეოზოულის ჰრიღში კვარციტების დასტების საერთო სიმძლავრე 2000მ-ს აღემატება. შედარებით ნაკლებია კვარციტების სისქე სხვა კონტინენტური პლატფორმების არქეოზოულში (რამდენიმე ასეული მეტრი, ზოგჯერ – 1000მ-მდეც). იბადება კითხვა: საიდან მოდიოდა კვარცის მარცვლების ისეთი უზარმაზარი მასა, რომელიც უზრუნველყოფდა ასეთი დიდი სისქის კვარციანი ქვიშაქვების დაგროვებასა და შემდგომ კი მათი მეტამორფიზმის შედეგად კვარციტების წარმოშობას? არსებობს მოსაზრება, რომ არქეოზოული კვარციტების დედაქანები კლასტური გენეზისის კვარციანი ქვიშაქვები კი არ იყო (თუ დაეუშვებთ ასეთი ქვიშაქვების მძლავრი დასტების მომცემი დედაქანების არსებობას ადრეარქეოზოული ხმელეთის აგებულებაში, მაშინ არქეოზოულამდე – კატარქეულში, დედამიწის ქერქის სიალური უბნების დიდი თუ მცირე მასივების არსებობაც უნდა ვაღიაროთ), არამედ ქემოგენური ქანები. მათი მასალა ქიმიური გამოფიტვის პროდუქტების სახით ილექებოდა სედიმენტაციის ისეთ სპეციფიკურ ფიზიკურ და ქიმიურ პირობებში, რომლებიც დღევანდელ აუზებში აღარ არსებობს და ჩვენთვის უცნობია.

სედიმენტაციის პირობების ერთფეროვნება გლობალური მასშტაბით და ამ პირობების დროში ცვლის ერთიანი კანონზომიერებანი მთელ პლანეტაზე, რასაც ოკეანის წყლის მარილიანობისა და ატმოსფეროს გაზების ცვლის გლობალური მოვლენები განსაზღვრავდა, იყო, უთუოდ, იმის მიზეზი, რომ კარბონატების როლის შესამჩნევი ზრდა ადრეარქეოზოულის ჭრილებში თითქმის ყველა კონტინენტზე ერთ სტრატიგრაფიულ დონეზე აღინიშნება.

ზედა არქეოზოული თითქმის ყველგან მკაფიო უთანხმოებით არის განლაგებული ქვედა არქეოზოულზე და გამოირჩევა შედარებით სუსტი მეტამორფიზმით იმდენად, რომ დიდ სიძნელეს არ წარმოადგენს მეტამორფიტების დედაქანების ამოცნობა.

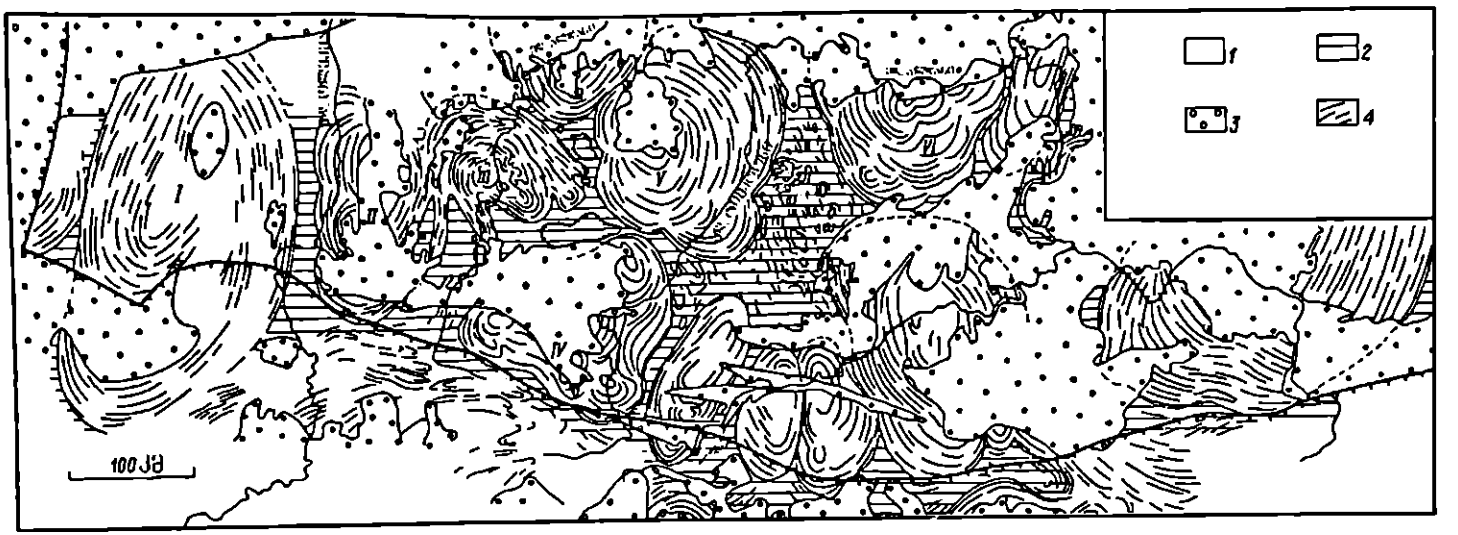
არქეოზოული ასაკის სუპერკრუსტული წარმონაქმნები ყველგან ინტენსიურად არის დანაოჭებული. კონტინენტური პლატფორმების ძველი სუბსტრატის ვრცელი ფართობები, რომელთაც შემდგომში აღარ განუცდიათ დეფორმაციები ხელახალი დანაოჭებების ზეგავლენით, გამოირჩევიან სპეციფიკური, მხოლოდ მათთვის ნიშანდობლივი ტექტონიკით და ამ მხრივაც მკაფიოდ განსხვავდებიან უფრო ახალგაზრდა – პროტეროზოული და ფანეროზოული კომპლექსებისაგან. უძველესი, კატარქეული და არქეოზოული გნეისები და მათთან დაკავშირებული სხვა ქანები აგებენ თავისებურ, მეტწილად ოვალური ან მოძრგვალებული ფორმის დიდ (100-დან 800კმ-მდე სიგანის) სტრუქტურებს, ე.წ. გ ნ ე ი ს ე ბ ი ს ნ ა ო ჭ ა ო ვ ა ლ ე ბ ს (სურ. 30 და სურ.31).

ასეთი ნაოჭა ოვალები რთული აგებულების ტექტონებია, რომლებშიც ნაოჭები მეტწილად იზოკლინურია, ხაზოვანი და კონცენტრულად დაჯგუფებული. ამგვარი სტრუქტურები მეორადი ნაოჭებით არის გართულებული, ხოლო მათი ღერძული ზედაპირები ხშირ შემთხვევაში ძლიერ არის გალუნული. ასეთი ოვალები დადგენილია და კარგად შესწავლილი ალდანისა და ანაბარის ფარების ფარგლებში. ამგვარივე თავისებური სტრუქტურები დადგენილია სხვა კონტინენტებზეც – ბალტიური ფარის, კანადის ფარის აგებულებაში და სხვ. დანაოჭების ასეთი თავისებური სტილი, როგორც ვარაუდობენ, გამოწვეულია დედამიწის ქერქის ევოლუციის ადრეულ ეტაპზე მისი ამგები მასალის პლასტიურობის მაღალი ხარისხით და გრანიტიზაციის პროცესების ინტენსივობით, რასაც თან სდევდა გაგრანიტებული მასების დიდი რაოდენობით შემოჭრა ქერქში.

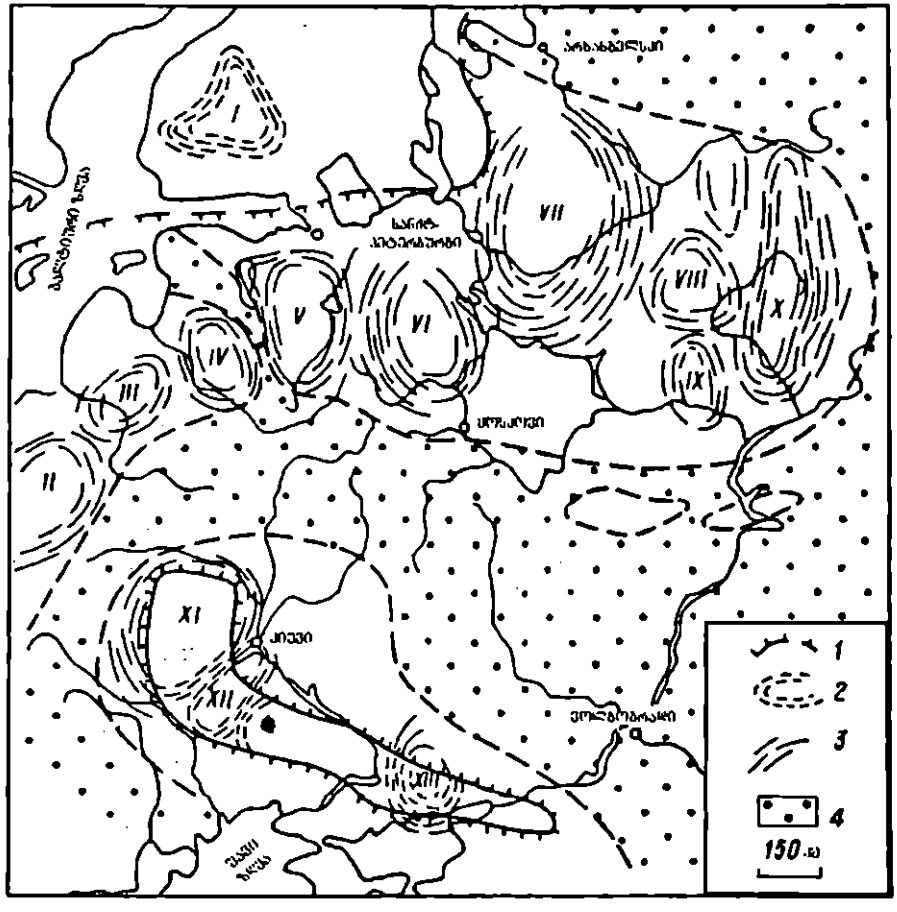
ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები არქეოზოულში

პრეკამბრიულის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების დახასიათებისას (იხ. გვ. 76) უკვე აღვნიშნეთ, რომ ტექტონიკური მოძრაობებისა და მათი თანმხლები მაგმატური აქტივობისა და მეტამორფიზმის პროცესების გამოვლინება ჩვენი პლანეტის ხანგრძლივი გეოლოგიური ისტორიის განმავლობაში არათანაბარი სიძლიერით ხდებოდა – განსაკუთრებული ინტენსივობით ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქების დროს (ცნობილია, სულ ცოტა, 12 ასეთი აქტიური ეპოქა; იხ. გეოქრონოლოგიური შკალა გვ. 57-ზე) და შედარებით მშვიდად – ამ ეპოქებს შორის. დედამიწის ქერქში ტექტონიკური პროცესებისა და მაგმატიზმის პერიოდული გააქტიურება, ეჭვი არაა, დაკავშირებული იყო დედამიწის შიგნეთში (პირველ რიგში უშუალოდ ტექტონოსფეროში) მიმდინარე პროცესებთან, მაგრამ თვით ქერქში მათი გამოძახილი სხვადასხვა რეგიონში ერთნაირი სიძლიერით და ზუსტად ერთდროულად, სინქრონულად არ გამოვლინდებოდა. განსაკუთრებით რთულია არქეოზოულის ტექტონიკურ-მაგმატური აქტივობის გამოვლინებათა გლობალური სურათის გაშიფვრა-აღდგენა, ვინაიდან არქეოზოულით აგებული ძველი სუბსტრატის გაშიშვლებული უბნების უმნიშვნელო, ერთმანეთისაგან დიდი მანძილით დაშორებული ფართობები მხოლოდ შეზღუდულ ინფორმაციას გვაწვდიან ამ პროცესების თაობაზე.

ყოველ შემთხვევაში, არსებობს უტყუარი ფაქტები, რომლებიც შესაძლებელს ხდის ვილაპარაკოთ უძველესი ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის შესახებ. ის 3500 მლნ წლით თარიღდება, ე.ი. არქეოზოულის დასაწყისს უკავშირდება. იმდროინდელ ტექტონიკურ მოძრაობებთან და მაგმატურ აქტივობასთან არის დაკავშირებული აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის (უკრაინის ფარი), აფრიკის კონტინენტის (კასაის და კააპსვაალის ფარები), ავსტრალიის (პილბარას ფარი) და ზოგი სხვა



სურ. 30. ალდანის ფარის „ჭნეისების ნაოჭა ოვალები“ (ლ.სალოპიდან, 1973. ძლიერ გამარტივებული)
1 – „ჭნეისების ნაოჭა ოვალები“; 2 – ნაოჭა ოვალების გამყოფი ზოლები;
3 – პოსტარქეო ზოლი ეპიპლატფორმული ნალექები; 4 – ნაოჭა ოვალების ღერძების მიმართებები.



სურ. 31. ა ლ მ ო ს ა ვ ლ უ რ ი ევროპის კონტინენტური პლატფორმის არქეოზოული ფუნდამენტის „გნეისების ნაოჭა ოვალები“ (ლ.სალოპიდან, 1973. გამარტივებული)
1 – ფარების საზღვრები; 2 – ნაოჭა ოვალების მიმართებები ფარებზე;
3 – ბაზოვანი მაგნიტური ანომალიების მიმართებები; 4 – კონტინენტური პლატფორმის ბაქანი.

კონტინენტური პლატფორმის უძველესი – ადრეარქეოზოული (3400-3500 მლნ წლის იზოტოპური ასაკის) გრანულიტების, მიგმატიტებისა და ღრმად მეტამორფიზებული ასოციაციის სხვა ქანების წარმოქმნა. ესაა ბელოზერის ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა, რომელსაც სახელი მიეკუთვნა უკრაინის ფარის ფარგლებში გაშიშვლებული უძველესი მეტამორფიტული კომპლექსის – ბელოზერ-კონკის სპილიტ-დიაბაზური ფორმაციის მიხედვით. ხსენებულ ფორმაციაში არსებული ცირკონების მიხედვით დადგენილი არის მისი ადრეარქეოზოული ასაკი (3500 მლნ წელი).

შეუდარებლად უფრო მეტია ფაქტობრივი მასალა შემდგომი, კოლის[1] ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის შესახებ მსჯელობისათვის, რომელიც გვიანარქეოზოულის დასაწყისს (3000 მლნ წელი) უკავშირდება. ამ ასაკის მეტამორფიტები (2900-3100 მლნ წლების ინტერვალში) და გრანიტოიდული სხეულები თითქმის ყველა კონტინენტური პლატფორმის აგებულებაშია დადგენილი. კოლის ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად ადრეარქეოზოულის კონტინენტური ქერქის მცირე მასივები – პროტოპლატფორმები (თანამედროვე კონტინენტების უძველესი ბირთვები; იხ. სურ.32) – გაფართოვდა. ამავე დროს, გაჩნდა ზოგი ახალი კუნძული თუ არქიპელაგი.

არქეოზოულში, როგორც ჩანს, უკვე აღარ არსებობდა დედამიწის ქერქის რეგოლითური ზედა ფენა. ყოველ შემთხვევაში, არსად დედამიწის ზედაპირზე რეგოლითური ფენის ნაშთები ჯერჯერობით მიკვლეული არ არის. ამ დროისათვის ჩამოყალიბდა ოკეანური ქერქი, რომლის მნიშვნელოვანი ნაწილი თანდათანობით დაფარა წყალმა. ამავე დროს, უკვე არსებობდა კონტინენტური ქერქის მცირე მასივები – კუნძულები და მიკროკონტინენტები (პროტოკონტინენტები). თავისუფალი წყლის არსებობა დედამიწის ზედაპირზე არქეოზოული ეონის დასაწყისიდანვე მრავალი ფაქტით დასტურდება, პირველ რიგში იმდროინდელი წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად წარმოშობილი „ბალიშა ლავებისა“ და ზღვიური დანალექი ქანების (კაჟიანი, რკინიანი, კარბონატული) არსებობით. ამავე დროს, რაკი იყო თავისუფალი წყალი, დედამიწის ზედაპირზე პლანეტას უეჭველად გააჩნდა ატმოსფეროც, რომელიც ზედაპირიდან წყლის აორთქლებას აწონასწორებდა. თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობა ატმოსფეროში ჯერ კიდევ იმდენად მცირე იყო, რომ ბევრი ნივთიერება, რომელიც ადვილად იჟანგება, არქეოზოულში დაუჟანგავი დარჩა (გრაფიტი, პირიტი, პიროტინი და სხვ.).

არქეოზოულ ეონში სიცოცხლის არსებობის უტყუარ საბუთს წარმოადგენს აფრიკის კონტინენტზე, ზიმბაბვეს ტერიტორიაზე მიკვლეული სტრომატოლითები. ისინი დაკავშირებული არიან ბულავაიოს ჯგუფის გადოლომიტებულ კირქვებთან, რომელთა ასაკი 3200-2900 მლნ წლების ინტერვალში ექცევა. ამას გარდა, სტრომატოლითები დადგენილია კანადის ფარზე სუპირიორის პროვინციის გვიანარქეოზოულ ქანებში. არქეოზოული სტრომატოლითები როგორც თავისი ფენოვანი აგებულებით, ისე $^{13}C/^{12}C$ შეფარდებათა მნიშვნელობით სრულიად ანალოგიურია არათუ პროტეროზოული, არამედ თანამედროვე სტრომატოლითებისაც. ამ მხრივ ისინი სრულიად განსხვავდებიან უფრო ძველი „მიკროფოსილიებისაგან“ (კააპსვაალისა - 3370±20 მლნ წელი, გრენლანდიისა – 3700-3800 მლნ წელი), რომელთა განსაზღვრა არ ხერხდება. მაინც, ორგანული სამყაროს ეს უძველესი კვალი ძალზე დიდ მნიშვნელობას იძენს, როგორც უტყუარი საბუთი იმისა, რომ ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორია და ორგანული სამყაროს ევოლუცია დასაბამიდანვე ერთად, ერთმანეთთან მჭიდრო კავშირში მიმდინარეობდა მთელი 4 მილიარდი წლის განმავლობაში.

[1] ამავე ეპოქას სხვა რეგიონებში ტრანსვაალის, ზოგჯერ საამის ტექტონიკურ-მაგმატურ ეპოქას უწოდებენ.

Ил. 32. Схема районирования территории Советского Союза по условиям формирования снежного покрова (по Г. Д. Рихтеру, 1973, с изменениями)

I – северо-западный район; II – центральный район; III – юго-западный район; IV – Среднерусский район; V – Нижневолжский район; VI – Предуральский район; VII – Западно-Сибирский район; VIII – Восточно-Сибирский район; IX – Дальневосточный район; X – Северо-Кавказский район; XI – район высокогорных областей

პროტეროზოული

გამოყოფა, საზღვრები, დანაწილება

გ ა მ ო ყ ო ფ ა . სახელწოდება „პროტეროზოული“[1] პირველად ინგლისელმა გეოლოგმა **ა დ ა მ ს ე ჯ ვ ი კ მ ა** შემოიტანა გეოლოგიაში. მან ასეთი სახელით გამოყო ბრიტანეთის კუნძულების აგებულებაში კამბრიულის ფაუნიან შრეებზე აშკარად უფრო ძველი, უნამარხო ქანების – გნეისების და ფიქლების – კომპლექსი. ეს იყო 1838 წელს. მანამდე კი ამგვარ უნამარხო, ძლიერ მეტამორფიზებულ წარმონაქმნებს ძირის ქანებს, „ურგებირგეს“ (გერმანელი ა.ვერნერი და მისი მოწაფეები) ან კიდევ „პრიმიტიული ქანების“ ჯგუფს (იტალიელი ჯ.არდუინო) უწოდებდნენ. ა. სეჯვიკის შემდეგ თითქმის ნახევარი საუკუნის განმავლობაში პროტეროზოული მივიწყებული იყო და მხოლოდ 1887 წელს კანადელმა მეცნიერებმა, ვ. **ე მ ო ნ ს მ ა** და ჩ. **უ ო ლ კ ო ტ მ ა** კვლავ აღადგინეს ტერმინი „პროტეროზოული“, ამჯერად კონკრეტულად იმ ქანების აღსანიშნავად, რომლებიც კამბრიულსა და არქეოზოულს შორის არის მოქცეული. განელილი თითქმის ორმოცდაათი წლის განმავლობაში კი უძველესი, უნამარხო, მეტამორფიზებული ქანების კომპლექსებს ზოგი არქეულის ან არქეოზოულის სახელით აერთიანებდა, ზოგი – ეოზოურის, ჰურონულის, ალგონკურის თუ ლავრენციულის სახელით. ამასთან, თითოეული მათგანი სულ სხვადასხვა მოცულობის სტრატიგრაფიულ ერთეულს შეესატყვისებოდა. **ა რ ქ ე უ ლ ი** ხომ თავდაპირველად საკუთრივ არქეოზოულთან (თანამედროვე გაგებით) ერთად პროტეროზოულსაც მოიცავდა, ე.ი. მთლიანად ყველა პრეკამბრიულ წარმონაქმნს (ჯ.დანა, 1887), ისევე როგორც **ე ო ზ ო უ რ ი** (კანადელი ჯ.დაუსონი, 1868). ვ.ლოგანმა მის მიერ 1863 წელს კანადაში აღწერილი პრეკამბრიული ქანების ქვედა, უძველეს ნაწილს **ლ ა ვ რ ე ნ ც ი უ ლ ი** უწოდა, ზედას – უფრო ახალგაზრდა კრისტალური ფიქლების ფორმაციას - **ჰ უ რ ო ნ უ ლ ი** . ადრე უკვე ვთქვით, რომ პროტეროზოულის სინონიმია **ა ლ გ ო ნ კ უ რ ი**[2] (ალგონკი), რომლის ავტორი ჩ. უოლკოტია (1889). 1900 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის VIII სესიაზე (პარიზში) მიღებულ იქნა გადაწყვეტილება კამბრიულამდელი წარმონაქმნების ორ ჯგუფად – არქეულად და პროტეროზოულად – დაყოფის შესახებ. მას შემდეგ გავიდა მთელი საუკუნე და მაინც, არქეოზოულისა და კამბრიულის ნიჟარიანი ფაუნით დახასიათებულ შრეებს შორის მოქცეული დიდი სისქის ქანების სტრატიგრაფიის (საზღვრების, მოცულობის, დანაწილების, თვით ნომენკლატურისაც კი) ბევრი პრობლემა ერთნიშნად გადაწყვეტილი ჯერაც არ არის. პრეკამბრიულის შესწავლაში სრულიად ახალი მეთოდების გამოყენებამ (დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდები, ელექტრონული მიკროსკოპით ქანების კვლევა, გეოქიმიის მიერ მოპოვებული საინტერესო ფაქტობრივი მასალა და ა.შ.), პროტეროზოულში ცოცხალი ბუნების არსებობის უტყუარი ფაქტების დადგენამ, განსაკუთრებით კი თითქმის ყველა კონტინენტზე ვენდური (ედიაკარის) მრავალფეროვანი, თავისებური ფაუნის არაერთი ადგილსაპოვებლის აღმოჩენამ, ბევრი რამის ახლებურად გადაწყვეტა დააყენა დღის წესრიგში. უპირველეს ყოვლისა, იგულისხმება პროტეროზოულის ზედა საზღვრის პრობლემა და მისი მოცულობა, აგრეთვე უფრო დაბალი რანგის გლობალურ სტრატიგრაფიულ ერთეულებად მისი დანაწილება.

ს ა ზ ღ ვ რ ე ბ ი . პროტეროზოული ეონი 2600 მლნ წლის წინ დაიწყო. მისი **ქ ვ ე დ ა ს ა ზ ღ ვ ა რ ი** საკმაოდ მკაფიოა და ნაკლებად იწვევს დავას გეოლოგებს შორის. 2600 მლნ წლის წინ ადგილი ჰქონდა დანაოჭების, მაგმატური აქტივობისა და მეტამორფიზმის პროცესების გააქტიურებას. ესაა ე.წ. **ბ ე ლ ო მ ო რ ი ს ტ ე ქ ტ ო ნ ი კ უ რ - მ ა გ მ ა ტ უ რ ი ც ი კ ლ ი**[3], რომლის შედეგებიც – გრანიტოიდების შემოჭრა, საკმაოდ ძლიერი დანაოჭება და მეტამორფიზმი - ყველა კონტინენტზეა

[1] პროტეროზოული – პროტეროს (ბერძნ.) – უპირველესი.

[2] ალგონკური – სახელწოდება წარმოსდგა ჩრდილოეთ ამერიკაში, ჰურონის ტბის მხარეში მცხოვრები ინდიელების ტომის – ალგონკინების – სახელიდან.

[3] ბელომორის ტექტონიურ-მაგმატური ეპოქის (ტმე) სინონიმებია კენორანის, ლავრენციული და როდეზიული ტმე. პრეკამბრიულის ტმე სხვადასხვა რეგიონებში მეტწილად ადგილობრივი სახელწოდებით აღინიშნება. ქვემოთ, სახელმძღვანელოში მიღებულ ტმე-ს სახელწოდებებს სინონიმები ფრჩხილებში ახლავს.

დადგენილი და დათარიღებული 2600 მლნ ± 100 მლნ წლით. ამ ციკლის გამოვლინებასთანაა დაკავშირებული მკაფიო უთანხმოება პროტეროზოულის საგებში - ყველა კონტინენტური ფარის ტერიტორიაზე, სადაც კი პროტეროზოულია გაშიშვლებული, ის უთანხმოდ არის განლაგებული არქეოზოულზე და ამავე დროს ქანების ხასიათითაც – ნაკლები სიძლიერის მეტამორფიზმითა და ნორმულ-დანალექი ტერიგნული ნალექების მნიშვნელოვანი წილით, პროტეროზოული განსხვავებულია ქვედა პრეკამბრიულისაგან (არქეოზოულ-კატარქეულისაგან).

რაც შეეხება პროტეროზოულის ზ ე დ ა ს ა ზ ღ ვ ა რ ს, აქ მკაფიო, გლობალური უთანხმოება არ აღინიშნება. პირიქით, უმეტესწილად, ჭრილებში, სადაც კი კამბრიული უშუალოდ არის განლაგებული პროტეროზოულზე, გადასვლა ზედა პრეკამბრიულისა პალეზოურში სრული თანდათანობით ხდება და, ცხადია, საზღვრის გავლება რთულია, მით უფრო, თუ მომიჯნავე ნალექები მუნჯია – უნამარხო. თუმცა არც ზედა პროტეროზოულში (ვენდურში) ფაუნიანი შრეების არსებობა ჭრის ერთნიშნად პრეკამბრიულის ზედა საზღვრის საკითხს. ამ პრობლემის თაობაზე უფრო დაწვრილებით საუბარი გვექნება მოგვიანებით, მას შემდეგ, რაც კამბრიული პერიოდის ფაუნასაც გავეცნობით. ჯერჯერობით კი მხოლოდ ერთი შეიძლება ვთქვათ: ხელშესახები კრიტერიუმი პროტეროზოულის ზედა საზღვრის გავლებისათვის, უთუოდ, უნდა იყოს: ა) ის მკვეთრი, ჯერაც აუხსნელი სხვაობა, რომელიც ვენდურ (ედიაკარის) უნიჟარო-უსკელეტო ფაუნასა და კამბრიული პერიოდის ნიჟარიან ფაუნას შორის არსებობს და ბ) ედიაკარის ფაუნის მეტისმეტად შეზღუდული შესაძლებლობები სტრატიგრაფიული კვლევის ამოცანების გადაჭრის საქმისთვის იმ დროს, როდესაც კამბრიულიდან (პალეოზოურის დასაწყისიდან) მოყოლებული პალეონტოლოგიური მეთოდი წარმოადგენს სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის ერთ-ერთ ყველაზე საიმედო საშუალებას და დეტალური საერთაშორისო გეოქრონოლოგიური შკალის შექმნის უპირველეს დასაყრდენს. ამიტომ უფრო მართებული იქნება პროტეროზოულის ზედა საზღვრის გატარება ვენდურის სახურავზე, ანუ კამბრიულის საგებში, გეოქრონოლოგიურად – 570 მლნ წლის დონეზე.

დ ა ნ ა წ ი ლ ე ბ ა. ამრიგად, პროტეროზოული დაიწყო 2600 მლნ წლის წინ და დასრულდა 570 მლნ წლის წინ. მისი ხანგრძლივობა 2 მილიარდ წელს აღემატება და თითქმის ორჯერ მეტია არქეოზოულის ხანგრძლივობაზე. პროტეროზოული ყველაზე ხანგრძლივი ეონია – ის დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის დაახლოებით ნახევარს მოიცავს. მისი უფრო მცირე გეოქრონოლოგიურ (და სტრატიგრაფიულ) ერთეულებად დანაწილების კრიტერიუმი, როგორც ვთქვით, ცოცხალი ბუნების ევოლუცია ვერ იქნება. თვით ვენდურის საკმაოდ მრავალფეროვანი ფაუნაც კი ამ მიზნისათვის არ გამოდგება, მით უფრო სრულიად არასაკმარისია ორგანული სამყაროს ის თითო-ოროლა ნაშთი, რომელიც პროტეროზოულის რამდენიმე კილომეტრის სისქის წარმონაქმნებში აქა-იქ არის მიკვლეული. ამიტომ პალეონტოლოგიურ მეთოდს პროტეროზოული ეონოთემის უფრო დაბალი რანგის ერთეულებად დანაწილებისათვის ვერ მივმართავთ.

პროტეროზოულის სტრატიგრაფიული დანაწილების ძირითად საფუძველს შეადგენენ უთანხმოებები და ხარვეზები სედიმენტაციაში, აგრეთვე დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდებით კვლევის შედეგად მოპოვებული მასალა. ბელომორის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შემდეგ, რომელიც მკაფიოდ გამიჯნავს არქეოზოულსა და პროტეროზოულს, 2600-570 მლნ წლების ინტერვალში კიდევ რამდენიმე ძალიან მკაფიო და მნიშვნელოვანი, გლობალური მასშტაბის უთანხმოებაა დადგენილი. ისინი უკავშირდებიან ტექტონიკურ-მაგმატური აქტივობის ეპოქებში მიმდინარე დანაოჭებისა და მაგმატური აქტივობის პროცესებს, რომლებიც შესამჩნევ სტრუქტურულ ცვლილებებს იწვევდნენ დედამიწის ქერქში. ამიტომ, ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების გამოვლინებანი საიმედო დასაყრდენს ქმნიან პროტეროზოული ეონოთემის უფრო მცირე სტრატიგრაფიულ ერთეულებად დანაწილებისათვის.

1900 მლნ წლით თარიღდება ბ ა ლ ტ ი უ რ ი (ე ბ უ რ ნ ე ი ს, პ ე ნ ო კ ი ი ს ან ა დ რ ე კ ა რ ე ლ ი უ რ ი) ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა. მასთან დაკავშირებული უთანხმოება წარმოადგენს ქვედა პროტეროზოულის ზედა საზღვარს. 1900 მლნ წლიდან იწყება შუა პროტეროზოული. ზედა პროტეროზოულისაგან მას გამოყოფს უთანხმოება, რომელიც კ ა რ ე ლ ი უ რ ი დანაოჭებისა და მაგმატური აქტივობის გამოხატულებაა. კარელიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი (იგივე ჰუდზონ-

ის ან სვეკოფენური) 1650 მლნ წლით თარიღდება. 1650 მლნ წლის შემდეგ პალეოზოურამდე (570 მლნ), ანუ გვიან პროტეროზოულში ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების გააქტიურების კიდევ სამი ეპოქა აღინიშნება: გოთური (ელსონის) – 1350 მლნ წ., გრენვილის (დალსლანდიური) – 950 მლნ წ. და ბაიკალური (კატანგის, ასინტური) – 670მლნ წ. გვიანი პროტეროზოულის იმ ნაწილს, რომელსაც კარელიური და ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები საზღვრავს, რიფეული ეწოდება. რიფეულის ხანგრძლივობა 1000 მლნ წელია – პროტეროზოული ეონის ნახევარი. გოთური და გრენვილის ციკლებით ის სამ სტრატიგრაფიულ ერთეულად არის გაყოფილი: ქვედა რიფეული – ან ბურზიანული[1] (300 მლნ წ.), შუა – იურმატინული[2] (400 მლნ წ.) და ზედა – ყარათავიუმი[3] (300 მლნ წ.). გვიანი პროტეროზოულის სულ ბოლო, ტერმინალური მონაკვეთია ვენდური[4], რომელსაც რუსეთში და ზოგ სხვა ქვეყანაშიც ორად ანაწილებენ: ქვედა – ვარანგიუმი და ზედა – ედიაკარიუმი. ამრიგად, პროტეროზოულის სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა შეიძლება ამგვარად წარმოვადგინოთ (იხ. ნუსხა N6):

პროტეროზოულის სტრატიგრაფიული დანაწილება ფრჩხილებში მოყვანილია ხანგრძლივობა (მლნ წლებში)

ნუსხა N6

ეონოთემა		ჯგუფი (?)[5]	სისტემა (?)[5]	დასაწყისი (მლნ. წ). ფრჩხილებში ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქები
ფანეროზოული		პალეოზოური	კამბრიული	
პროტეროზოული	ზედა (1080)	ვენდური (80)	ედიაკარიუმი	570±15
			ვარანგიუმი	
		რიფეული (1000)	ზედა (ყარათავიუმი) (300)	650±25 (ბაიკალური)
			შუა (იურმატინული) (400)	950±50 (გრენვილის)
			ქვედა (ბურზიანული) (300)	1350±20 (გოთური)
	შუა (250)			1650±50 (კარელიური)
	ქვედა (700)			1900±100 (ბალტიური)
არქეოზოული				2600±100 (ბელომორის)

[1] ბურზიანები – ძველი ბაშკირული ტომის სახელწოდებაა (Бурзяцы).
[2] იურმატები – ესენიც ძველი ბაშკირული ტომის წარმომადგენლებია.
[3] ყარათავიუმი (რუს. каратавий) – სახელწოდება წარმოსდგება ქედი ყარათაუდან.
[4] ვენდები (ან ვენედები) – ძველ ბალტიისპირელთა ტომს ეწოდებოდა.
[5] პროტეროზოულ ეონოთემაში ცნებები - ჯგუფი და სისტემა - სრულიად პირობითია. ამ ერთეულების სტრატიგრაფიული რანგი საბოლოოდ დადგენილი არ არის.

ცოცხალი ბუნების ევოლუცია პროტეროზოულში

როგორც უკვე ვიცით, პროტეროზოული ეონის ხანგრძლივობა დაახლოებით 2000 მლნ წელია, 3,5-ჯერ მეტი, ვიდრე ფანეროზოული ეონისა. მოსალოდნელი იყო, რომ ასეთი დიდი დროის განმავლობაში (2 მილიარდი წელი!) ორგანული სამყარო, რომლის უძველესი, პრიმიტიული ფორმები უკვე არსებობდნენ 3500-3800 მლნ წლის წინ კატარქეულში, შესამჩნევ ევოლუციას განიცდიდნენ ჯერ პროტეროზოულამდე, შემდეგ თვით პროტეროზოულში. მაგრამ, როგორც პროტეროზოული ეონოთემის დიდი სისქის ნალექებში სხვადასხვა დონეზე მოპოვებული მასალა ნათელყოფს, არათუ გვიანი არქეოზოულის, არამედ თითქმის მთელი პროტეროზოულის განმავლობაში დალექილ ქანებშიც თვალშისაცემია ორგანული სტრუქტურების ერთფეროვნება და მათი ნაშთების სიმცირე. საქმე გვაქვს ისევ და ისევ პროკარიოტულ, პრიმიტიულ ციანობონტებთან და ბაქტერიებთან. ასეთია ორგანული სამყარო 3800 მლნ წლიდან მოყოლებული დაახლოებით გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისამდე (1500 მლნ წლამდე), როცა განვითარებას იწყებენ პირველი ეკკარიოტები – ბირთვის მქონე უჯრედიანი ორგანიზმები. ეს არის მნიშვნელოვანი მიჯნა ორგანული სამყაროს ევოლუციაში. ამრიგად, დედამიწაზე სიცოცხლის არსებობის უდიდესი ნაწილი მხოლოდ პროკარიოტებზე მოდის. მთელი ამ ხნის განმავლობაში, როგორც ჩანს, ბიომასა მაინც და მაინც დიდი არ იყო, ის მხოლოდ ლოკალურად იყო განაწილებული და დაკავშირებული იყო შელფური ზღვების გარკვეულ უბნებთან. ამასთან, თვით შელფზეც, სანამ ატმოსფერო უჟანგბადო იყო და ზღვის წყლის ზედა ფენა სტერილიზაციას განიცდიდა მზის ულტრაიისფერი სხივების ზეგავლენით, არსებობა შეეძლოთ ორგანული სამყაროს მხოლოდ ისეთ ფორმებს, რომელთაც ფოტოსინთეზის უნარი გამოიმუშავეს, ან კიდევ რომელნიც სუნთქვას დუღილის გზით ახორციელებდნენ. მათ ფართო გავრცელებას, უთუოდ, დაბრკოლებას უქმნიდა ზღვებში სანაპიროდან შემოსული მღვრიე ფართობული ღვარებიც, რომელთაც დიდძალი ტერიგენული პელიტური მასალა შემოჰქონდათ აუზებში ერთიანად გაშიშვლებული, მცენარეულ და ნიადაგის საფარს მოკლებული ხმელეთიდან. წყლის სიმღვრივე არა მხოლოდ ხელს უშლიდა ბიომასების დიდ სივრცეზე გავრცელებას, არამედ აბრკოლებდა მრავალფეროვანი ფორმების წარმოშობა-განვითარებასაც.

თავისუფალი ჟანგბადის საგრძნობი რაოდენობა უკვე 2200 მლნ წლის წინ გაჩნდა. აქედან მოყოლებული, შემდგომშიც კვლავ იმატებს მისი რაოდენობა და გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისში (დაახლოებით 1500 მლნ წლის წინ) იქმნება პირობები პირველი ეკკარიოტული ორგანიზმების განვითარებისათვის. როგორც ვთქვით, ეს არის კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი მიჯნა ორგანული სამყაროს ევოლუციაში.

ევოლუციის გარდატეხის მომდევნო ეტაპი შუა რიფეულში (1200 მლნ წ.) ფიქსირდება – ჩნდებიან მრავალუჯრედიანი ორგანიზმები. მათი განვითარებისათვის ხელსაყრელი პირობები, როგორც ვარაუდობენ, შექმნეს სწორედ იმ პრიმიტიულმა პროკარიოტულმა და შემდეგ ეკკარიოტულმა წყალმცენარეებმა, რომელთაც ხანგრძლივი ევოლუციის პროცესში გამოუმუშავდათ არაორგანული ნივთიერების შეთვისების, ფოტოსინთეზის გზით მისი გადამუშავებისა და თავისუფალი ჟანგბადის გამოყოფის უნარი. ძირითადად ამ გზით, ატმოსფერო თანდათან გამდიდრდა თავისუფალი ჟანგბადით, რამაც შექმნა ხელსაყრელი პირობები სხვა, უფრო რთული, პროკარიოტებთან შედარებით მაღალი ორგანიზაციის ჯგუფების განვითარებისათვის – გაჩნდნენ ჯერ ეკკარიოტები, რომლებსაც თავდაპირველად გამოუმუშავდათ სუნთქვის ორმაგი წესი – ჟანგბადით ან კიდევ დუღილით, გარემო პირობების ცვალებადობის კვალად. შუა რიფეულის ქანებშივე პოულობენ ა კ რ ი ტ ა რ ხ ე ბ ს – ზოო- და ფიტოპლანქტონის წარმომადგენელთა განამარხებულ ნაშთებს, რომლებიც გარეგნულად მცენარეთა სპორებს ჰგვანან. როგორც ვარაუდობენ, შუა რიფეულიდან ორგანული სამყაროს ევოლუციის ასეთ მნიშვნელოვან პროგრესს მაღალორგანიზებულობის მიმართულებით ხელი შეუწყო იმ ფაქტმა, რომ ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობამ ამ დროისათვის პასტერის წერტილს[1] მიაღწია (ანუ თანამედროვე რა-

[1] პასტერის წერტილი – ლუი პასტერი (Pasteur. 1822-1895) ფრანგი ქიმიკოსი და მიკრობიოლოგი. მან შეისწავლა დუღილის პროცესები და მისი მნიშვნელობა ორგანული სამყაროს განვითარებისათვის.

ოდენობის 1/1000-ს გაუტოლდა). ამან კი უზრუნველყო ცოცხალი ორგანიზმების დაცვა მზის ულტრაიისფერი სხივების დამლუპველი ზეგავლენისაგან და შესაძლებელი გახადა მათი წყლის ზედაპირზე ამოსვლა. გაჩნდნენ პლანქტონური ფორმები. ბიომასის მრავალფეროვნების ჩამოყალიბებისათვის არანაკლებ მნიშვნელოვანი იყო, უთუოდ, ის გარემოებაც, რომ გაიზარდა კონტინენტების ზედაპირის კონტრასტულობა და მასთან ერთად ზღვებში ხმელეთიდან შემოსული ტერიგენული თუ ქემოგენური მასალის დიფერენციაციის ხარისხი. სხვადასხვაგვარი საცხოვრებელი გარემოს ჩამოყალიბება აუზებში ცოცხალი ორგანიზმების სათანადო ადაპტაციას მოითხოვდა, რასაც, ბუნებრივია, შედეგად მოჰყვებოდა ფორმათა მრავალფეროვნება.

პროტეროზოული ეონის დასასრულს, კერძოდ, გვიანი ვენდურიდან იწყება ორგანული სამყაროს ევოლუციის შემდგომი, განსაკუთრებით საინტერესო ეტაპი. შეიძლება ითქვას, რომ მრავალფეროვანმა, უნიკალურმა ფაუნამ, რომლის ნაშთებიც ზედა ვენდურში (ედიაკარიუმში) იქნა მიკვლეული ჯერ ავსტრალიაში, შემდეგ კი სხვა კონტინენტებზეც, სათავე დაუდო თანამედროვე მცენარეთა და ცხოველთა სამეფოების ძირითად ტიპებს. ვენდური ბიოტისათვის ნიშანდობლივი დიდი ზომის ორგანიზმების არსებობისათვის ხელსაყრელი პირობების შექმნაში მნიშვნელოვანი როლი შეასრულეს მრავალუჯრედიან წყალმცენარეთა ჯგუფებმა. მათ ხელი შეუწყეს, ერთი მხრივ, მინერალურ ნივთიერებათა გადამუშავებით ორგანული მასების დიდი რაოდენობით დაგროვებას, მეორე მხრივ — ზღვის წყლის გამდიდრებას ჟანგბადით, განსაკუთრებით ფსკერის სიახლოვეს.

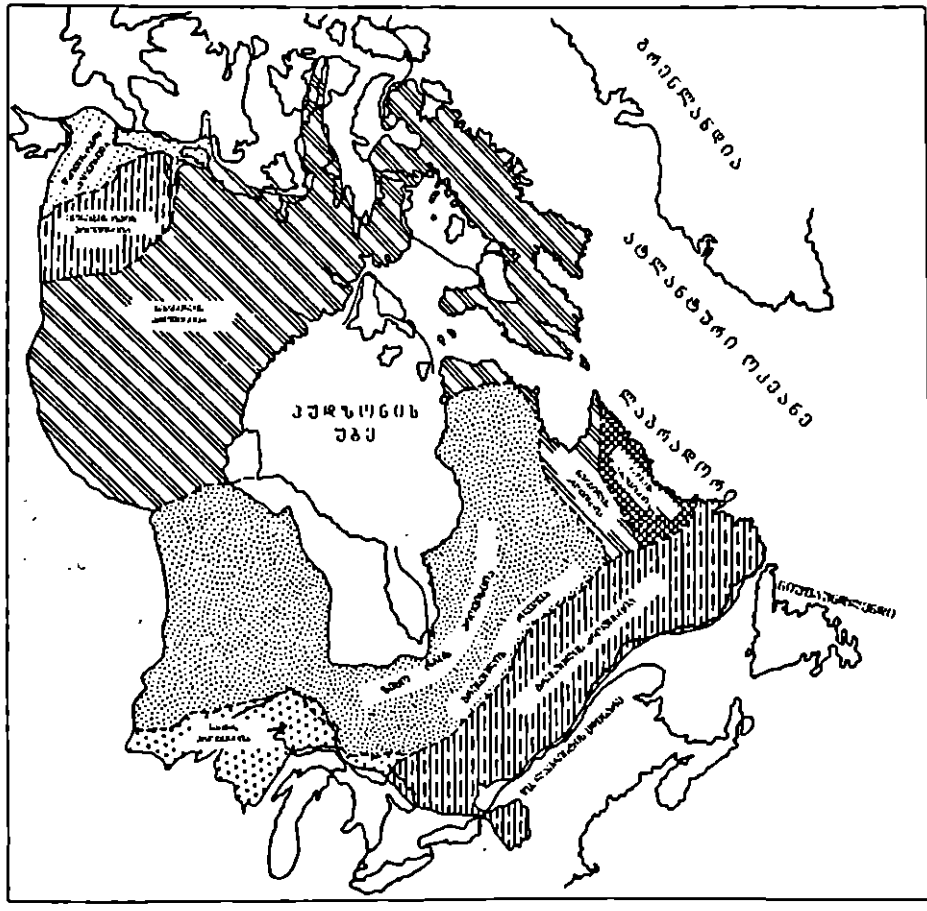
ვენდური ეტაპით დასრულდა კამბრიულამდელი ისტორია ჩვენი პლანეტის ორგანული სამყაროს ევოლუციაში. ამავე დროს, არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ ედიაკარის (გვიანი ვენდურის) ბიოტა დიფერენციაციის დონით უფრო ფანეროზოულის პალეოფაუნისტურ ასოციაციებს ჰგავს, მათ შორის არსებული ეკოლოგიური და, განსაკუთრებით, ბიოლოგიური განსხვავების მიუხედავად. მაინც ვენდურ ფაუნას ახასიათებს სპეციფიკური, მხოლოდ მისთვის ნიშანდობლივი, უნიკალური თვისებები, რომლებიც მას მკაფიოდ გამიჯნავენ ფანეროზოულის უძველესი (კამბრიული) ფაუნისტური კომპლექსებისაგან. ამის თაობაზე საუბარი ცოტა მოგვიანებით გვექნება.

პროტეროზოულის გავრცელება და ნალექების ხასიათი

პროტეროზოული წარმონაქმნები ყველა კონტინენტურ პლატფორმაზეა წარმოდგენილი, როგორც ფარების აგებულებაში, ისე ბაქნების ფუნდამენტის (პირველი იარუსის), სტრუქტურაში, აგრეთვე ეპიპლატფორმული საფარის (მეორე იარუსის) ნალექების ჭრილის ქვედა ნაწილში. ნორმული დანალექი ქანების, ჯულკანოგენების და ეფუზიების, მეტამორფიტებისა და გამკვეთი მაგმური სხეულების მრავალფეროვანი, კოლოსალური სიმძლავრის (რამდენიმე ათეული კილომეტრების რიგის) კომპლექსები სპეციფიკური, პროტეროზოული ეონოთემისათვის ნიშანდობლივი თავისებურებებით გამოირჩევიან არქეოზოულისაგანაც და ფანეროზოული ეონის ქანებისგანაც. მაგრამ ეს იმას როდი ნიშნავს, რომ პროტეროზოული ყველა კონტინენტურ პლატფორმაზე ერთნაირია და ერთი რომელიმე კონტინენტისთვის შექმნილი სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა შეიძლება დაუბრკოლებლად მივუსადაგოთ ყველა დანარჩენი კონტინენტის პროტეროზოულს. პროტეროზოული ეონოთემის სტრატიგრაფიული დანაწილების ზემოთ მოყვანილი სქემა (იხ. ნუსხა N6), როგორც ვნახეთ, თითქმის მთლიანად ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების გამოვლინებებსა და მათთან დაკავშირებულ უთანხმოებებს ემყარება. სათანადოდ, გლობალური მასშტაბის, შორეული კორელაციაც ძირითადად მხოლოდ ამ კრიტერიუმების — ქანების იზოტოპური ასაკისა და ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების გამოვლინებათა სინქრონიზაციის — საფუძველზე ხორციელდება. იმ დრომდე კი, სანამ დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდები ფართოდ მოიკიდებდა ფეხს პრეკამბრიულის კვლევაში, თითოეული კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში განვითარებული არქეოზოულ-პროტეროზოულის დანაწილების ისტორიულად ჩამოყალიბებული, ტრადიციულად ქცეული ლოკალური სქემები არსებობდა. წყებებისა თუ სერიების ასაკობრივი ურთიერთობები, არათუ შორეული რეგიონების სქემებთან, თვით ამ კონტინენტის ფარგლებშიც კი ბოლომდე ნათელი და გარკვეული არ იყო.

პროტეროზოულის კლასიკური ჭრილები კანადის ფარის ფარგლებშია წარმოდგენილი. კანადელ და შეერთებული შტატების გეოლოგებს პრეკამბრიულის კვლევაში განსაკუთრებული წვლილი მიუძღვით. ამ საქმეში დიდი როლი ითამაშა რკინის, სპილენძის, ურანისა და სხვა წიაღისეულის უმდიდრესმა საბადოებმა, რომლებიც აქაურ პრეკამბრიულთან არის დაკავშირებული.

კანადის ფარის გეოლოგიურ აგებულებაში ორი ბლოკი გამოიყოფა: 1. ჩ რ დ ი ლ ო - დ ა ს ა ვ ლ ე თ ი ს – ის ჰუდზონის ყურეს ესაზღვრება ჩრდილო-დასავლეთის მხრიდან; 2. უ ფ რ ო ვ რ ც ე ლ ი ს ა მ ხ რ ე თ - ა ღ მ ო ს ა ვ ლ ე თ ი ს ბ ლ ო კ ი, რომელიც პირველისაგან უძველესი ჭანების ვიწრო ყელით არის გათვისებული (იხ. სურ. 33) და სამი მხრიდან ნახევარწრედ ეკვრის ჩრდილო ამერიკის კონტინენტში ღრმად შეჭრილ ჰუდზონის უბეს. მის უდიდეს ნაწილს შეადგენს ზემო ტბის პროვინცია, რომლის ძირითადი, გრანიტ-გნეისური ბირთვი კენორანული დანაოჭების პროცესში (არქეოზოულის ბოლოს) არის ჩამოყალიბებული.



სურ. 33. კანადის ფარის ტექტონიკური პროვინციები (C.H. Stocwell-ის მიხედვით, 1963).

პროტეროზოული უთანხმოდ არის განლაგებული უძველესი სუბსტრატის ამგები ქანების გადარეცხილ ზედაპირზე. არქეოზოული წარმონაქმნების ზედაპირზე ხშირად აღინიშნება გამოფიტული ქანების სხვადასხვა სისქის ჰორიზონტი ე.წ. გამოფიტვის ქერქი. კანადის ფარის სამხრეთ-აღმოსავლურ ბლოკს პროტეროზოული წარმონაქმნების სხვადასხვა სიგანის წყვეტილი ზოლი სამხრეთ-აღმოსავლური და ჩრდილო-აღმოსავლური მხრიდან ეკვრის და წარმოდგენილია ოთხი, ფაციესურად და ასაკობრივად განსხვავებული სუპერჯგუფით: ჰურონული, ანიმიკური (ან ანიმიკი), კიუინორური (ან კიუინოუ) და გრენვილი. კანადის ფარის იმ ნაწილში, რომელიც ზემო ტბის ტექტონიკურ პროვინციას შეადგენს, ძირითადად განვითარებულია ადრე პროტეროზოული ასაკის ჰურონისა და ანიმიკის სუპერჯგუფები. მათზე უფრო ახალგაზრდა კიუინორურისა და გრენვილის წარმონაქმნებს კი აქ ძალიან მცირე გავრცელება აქვთ. კიუინორური ზემო ტბის პროვინციის დასავლურ ნაწილში მდებარე ფართო გრაბენ-სინკლინის გულს აგებს, ხოლო გრენვილის სერია ამავე სახელწოდების ტექტონიკური პროვინციის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილშია გაშიშვლებული (სურ.33).

ზემო ტბის პროვინციის პროტეროზოულის ჭრილში ყველაზე ძველია ჰურონის ტბის ჩრდილო სანაპიროს გასწვრივ, დაახლოებით 200 კმ-ის სიგრძის ზოლში გაშიშვლებული ქანების კომპლექსი, რომელსაც ამერიკელი გეოლოგები ჰურონული სუპერჯგუფის სახელით აღწერენ. ჰურონულის აგებულებაში მონაწილეობენ მეტწილად კონტინენტური, თითქმის უკლებლივ ტერიგენული წარმონაქმნები, რომელთა საერთო სიმძლავრე 10000 მ-მდეა. აქედან უმთავრესი როლი კვარციტების სქელ (თითქმის 1000 მ-მდე) დასტებზე მოდის. ჰურონული ჯგუფის ზედა ნაწილში, ე.წ. კობალტის ჯგუფში, ყურადღებას იქცევს თავისებური დანალექი ქანები – დიამიკტიტები[1]. მათთვის ნიშანდობლივია დაუხარისხებელი გრაუვაკული ძირითადი მასა, რომელთანაც ფენოვანი თიხაფიქლების შუაშრეები მორიგეობენ, და მასში ჩართული კუთხედი, უთოს ფორმის ან სუსტად დამრგვალებული, ძირითადად გრანიტის ლოდები. ჰურონული სუპერჯგუფის ზედა ნაწილთან დაკავშირებულ დიამიკტიტებს განამარხებულ მყინვარულ მორენებად – ტილიტებად[2] – მიიჩნევენ. ჰურონულის ქანები მეტამორფიზებულია, მაგრამ არა ინტენსიურად – მეტწილად მწვანე ფიქლების ფაციესის დონემდე. ასაკი ჰურონულის ყველაზე ძველი ქანებისა 2400-2500 მლნ წელია. კობალტის ჯგუფი კი, რომელიც ყველაზე ახალგაზრდაა ჰურონულის ჭრილში, 2288 მლნ წლით თარიღდება. მაგბური ქანების ასაკი, რომლებიც ჰურონული სუპერჯგუფის ქანებში არიან შემოჭრილი, განსაზღვრულია 2200 მლნ წლით. ამრიგად, ჰურონი მთლიანად ქვედა პროტეროზოულში ექცევა და მის ქვედა ნაწილს შეადგენს.

ქვედა პროტეროზოულია აგრეთვე ანიმიკურიც, რომელსაც ჰურონულზე უფრო ფართო გავრცელება აქვს კანადის ფარის სამხრეთ-აღმოსავლური ბლოკის ფარგლებში. მისი გამოსავლები ვიწრო ზოლის სახით, თითქმის 500 კმ-ის მანძილზე შემოუვლის ზემო ტბის პროვინციას სამხრეთის, სამხრეთ-აღმოსავლეთის, აღმოსავლეთისა და ჩრდილოეთის მხრიდან და ჰუდზონის ყურის აღმოსავლურ კიდეს.

ანიმიკის ზესერიაში (ასე უწოდებენ მას ამერიკელი გეოლოგები) ლითოლოგიური თავისებურებებით განსხვავებული ორი ნაწილი გამოიყოფა: 1500-2000 მ-მდე სიმძლავრის ქვედა ანიმიკური, რომლის ქვედა ნაწილში კვარციტებია გაბატონებული, ზევით კი დოლომიტები. კვარციტების წყების ძირში აღინიშნება ტილიტებისმაგვარი კონგლომერატების, გრაუვაკების, თიხაფიქლებისა და კვარციტების მორიგეობით აგებული კომპლექსი, რომელიც ზედა ჰურონულის (კობალტის ჯგუფის) ტილიტების შემცველი წყების ანალოგიურია.

ზედა ანიმიკური ბაზალური კონგლომერატებით ფუძეში ტრანსგრესიულად არის განლაგებული უფრო ძველ ქანებზე და ლითოლოგიურად განსხვავებული სამი წყებისაგან შედგება: ა) ჭრილის ქვედა ნაწილში 50-100 მ სისქის კვარციტების წყება გამოიყოფა; ბ) ზევით მოდის 200-300 მ სიმძლავრის ჯესპილიტების წყება, რომელთანაც რკინის მადნის საშრეწველო მნიშვნელობის არაერთი დი-

[1] დიამიკტიტი – ბერძ. „დიამიგნიმი" – საგულდაგულოდ არეული. დიამიკტიტს უწოდებენ დაუხარისხებელ კლასტურ ქანებს, მაგ., ტილიტებს ან ტილს (შეუცემენტებელი განამარხებული მორენა).

[2] ტილიტი – პლეისტოცენზე ძველი მორენები. ტილი – ძველი შოტლანდიური სახელწოდებაა მორენული, მკვრივი არაშრეებრივი ლოდებიანი თიხებისა, რომლებიც მიწათმოქმედებისთვის ნაკლებად ვარგისი იყო.

დი საბადოა დაკავშირებული; გ) ზედა ანიმიკურის ჭრილი მთავრდება ფიქლების დიდი სისქის (1000 მ-მდე) წყებით.

ჰურონულისა და ანიმიკურის ასაკობრივი ურთიერთობა ბოლომდე გარკვეული არ არის, რადგან მათი უშუალო კონტაქტი, ფაქტობრივად, არცერთ ჭრილში არ ჩანს. ზოგი მკვლევარი მათ ფაციესურად განსხვავებულ სინქრონულ წარმონაქმნებად თვლის. მაგრამ ამ აზრს ეწინააღმდეგება არაერთი ფაქტი. როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, ჰურონულის წარმოქმნა 2200 მლნ წლის წინ დასრულდა. ანიმიკურის ზედა საზღვარი კი მნიშვნელოვნად უფრო ახალგაზრდაა და 1800 მლნ წლით თარიღდება, ე.ი. ანიმიკის ზესერიის წარმოქმნა შუა პროტეროზოულის ბოლოს დასრულდა კარელიური (ჰუდზონის) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინებით, ჰურონულისა კი – შუა პროტეროზოულამდე. რაც შეეხება ანიმიკურის ქვედა საზღვარს, გამორიცხული არ არის, რომ ანიმიკის ქვედა ნაწილი კობალტის ჯგუფის (ე.ი. ჰურონის ზედა ნაწილის) სინქრონული იყოს (ასეთი ვარაუდის საფუძველს ქვედა ანიმიკურში არსებული ტილიტებიც იძლევა). ამ შემთხვევაშიც ანიმიკურის მნიშვნელოვანი ზედა ნაწილი მაინც ჰურონულზე ახალგაზრდა გამოდის, რასაც სხვა ზოგადი გეოლოგიური მოსაზრებებიც ადასტურებს. ამ თვალსაზრისით, ყველაზე საყურადღებოა ის ფაქტი, რომ ჰურონულის ჭრილში, მცირე ზედა ნაწილის გამოკლებით, არ აღინიშნება წითელი ფერის ქანები. ისინი მხოლოდ ჰურონის ზედა ნაწილში გამოჩნდებიან. ამასთან, ეს არ არის ლოკალური მოვლენა და დაკავშირებულია იმდროინდელი პალეოგარემოს გლობალურ თავისებურებებთან. კერძოდ, მთელი იმ დროის განმავლობაში, როდესაც მიმდინარეობდა ჰურონული ზესერიის ქანების წარმოქმნა, დედამიწის ატმოსფეროში ჯერ კიდევ არ არსებობდა თავისუფალი ჟანგბადი და ქანებში არსებული რკინის დაჟანგვა არ ხდებოდა. მხოლოდ ჰურონულის ბოლოს იქმნება რკინის ჟანგების წარმოშობისა და წითელი ფერის ქანების დაგროვების პირობები. ანიმიკური ნალექების ჭრილი კი, პირიქით, თავიდანვე ტიპური ფერადი (წითელი ფერის) ქანებით იწყება, რაც ამ დროისათვის ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის არსებობაზე მიუთითებს. ეს ფაქტიც ანიმიკის ზესერიის ჰურონულზე უფრო ახალგაზრდა ასაკის დამადასტურებელია.

ზემო ტბის სანაპიროს სამხრეთით, ე.წ. სამხრეთის ტექტონიკური პროვინციის (იხ. სურ. 33) ტერიტორიის ფარგლებში ანიმიკის ზესერიის ქანებზე უთანხმოდ არის განლაგებული კონტინენტური წარმოშობის ფერადი ქანების დიდი სისქის (10000-15000 მ) კომპლექსი, რომელიც კ ი უ ი ნ ო უ ს ზ ე ს ე რ ი ი ს სახელწოდებით არის აღწერილი. კიუინოუს ზესერიაში ლითოლოგიურად განსხვავებული სამი ნაწილი გაირჩევა: ა) ქვედა – შედარებით მცირე სისქის (150 მ-მდე), წითელი ფერის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების მორიგეობით აგებული წყება; ბ) ვულკანოგენური წარმონაქმნები ტერიგენული ნალექების შუაშრეებით. წყებაში შემოჭრილია ფუძე მაგმური ქანების თანხმობითი ინტრუზიები. კიუინოუს ამ ნაწილთან არის დაკავშირებული თვითნაბადი სპილენძის უმდიდრესი საბადოები. წყებაში შემოჭრილი ინტრუზიები კიუინოუს ზესერიის ზედა ნაწილს არ ჰკვეთენ. ისინი თარიღდებიან 1000-1200 მლნ წლით (შუა რიფეული). წყების სიმძლავრე 3000-6000 მ-ია; გ) კიუინოუს ზედა ნაწილის დალექვა, როგორც ვარაუდობენ, პალეოზოურამდე გრძელდებოდა. ის წარმოდგენილია ფერადი (წითელი ფერის) ტერიგენული ქანების კომპლექსით, რომლის სისქე 10000 მ-მდეა.

ამრიგად, ზემო ტბის პროვინციის პროტეროზოულის ჭრილი მთლიანად შეიძლება ასეთი სქემით წარმოვადგინოთ (იხ. გვ. 108).

ასეთია პროტეროზოული ნალექების ხასიათი უშუალოდ კანადის იმ ნაწილში, რომელიც პროტეროზოულამდე უკვე ჩამოყალიბებული იყო როგორც ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის უძველესი ბირთვი. როგორც ვარაუდობენ, მისი სტაბილური, გრანიტ-გნეისებით აგებული სუბსტრატის საბოლოო კონსოლიდაცია კენორანის (ბელომორის) ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლთან არის დაკავშირებული. ამიტომაა, რომ პროტეროზოულის ჭრილში, რომელსაც ზემოთ გავეცანით, უმნიშვნელოვანესი როლი კონტინენტურ ფაციესებს ეკუთვნის. ზღვიურია, ფაქტობრივად, მხოლოდ ანიმიკურის ნაწილი. თავისი ბუნებით მსგავსია პროტეროზოულის ფაციესები კანადის ფარის ზოგ სხვა პროვინციაში, თუმცა იქ წყებები, სერიები თუ ზესერიები სხვა სახელწოდებებით არის გამოყოფილი.

კოუინოუს ზესერია (შუა და ზედა პროტეროზოული)

ფერადი (წითელი ფერის) ტერიგენული ნალექები (10000მ)
ვულკანოგენური ქანები ფუძე ქანების ლავური განფენებით და თანხმობითი ინტრუზიული სხეულებით. შეიცავს თვითნაბადი სპილენძის საბადოებს (3000-6000მ).
წითელი ფერის ქვიშაქვები და კონგლომერატები (150მ).

კოუინოუს საერთო სიმძლავრე - 10000-15000მ

უთანხმოება

ანიმიკური ზესერია (ქვედა პროტეროზოულის ზედა ნაწილი)

ფიქლები (1000მ)
ჯესპილიტები. რკინის მადნის საბადოები (200-300მ)
კვარციტების წყება (50-100მ)
ბაზალური კონგლომერატები

უთანხმოება

დოლომიტები
ტილიტისმაგვარი კონგლომერატები, გრაუვაკები, თიხაფიქლებისა და კვარციტების მორიგეობა (1500-2000მ)

ანიმიკურის საერთო სიმძლავრე – 2500-3000მ

ჰურონული სუპერჯგუფი (ქვედა პროტეროზოულის ქვედა ნაწილი)

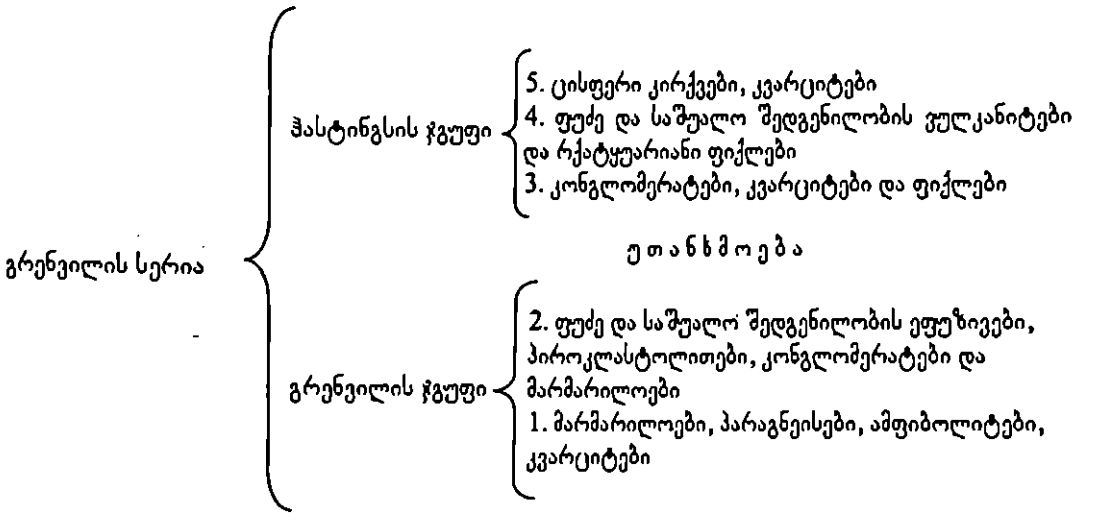
კობალტის ჯგუფი – ტერიგენული ნალექები, ზედა ნაწილში დიამიკტიტებით (ე.წ. გაუგანდას ტილიტები)
ბროუსის ჯგუფი – ტერიგენული ქანების კომპლექსი კვარციტების დიდი სისქის (1000მ) დასტებით

ჰურონულის საერთო სიმძლავრე – 10000მ

უთანხმოება

არქეოზოული – გრანიტ-გნეისებით აგებული სუბსტრატი

სრულიად განსხვავებული ბუნებისაა გრენვილის პროვინციის (იხ. სურ.33) სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში განვითარებული პროტეროზოული. აქ, ზემო ტბის პროვინციის სამხრეთ-აღმოსავლური კიდის მოსაზღვრე ზოლში, პროტეროზოული წარმოდგენილია ძლიერ მეტამორფიზებული, ინტენსიურად დანაოჭებული ქანების კომპლექსით, რომელსაც გრენვილის სერიის სახელწოდებით აერთიანებენ. გრენვილის სერიაში ორი ჯგუფი გამოიყოფა: ა) ქვედა საკუთრივ გრენვილის ჯგუფი, რომლის სიმძლავრე 6000-7000 მ-ია და ბ) ჰასტინგსის ჯგუფი, რომელიც უთანხმოდ არის განლაგებული გრენვილის ჯგუფის ქანებზე. გრენვილის სერიის ლითოლოგიური ხასიათი კარგად ჩანს ქვემოთ მოყვანილ ჭრილში:



გრენვილის სერიის ქანები გაკვეთილია როგორც ფუძე, ისე საშუალო და მჟავე შედგენილობის მრავალრიცხოვანი ინტრუზიული სხეულებით. მათგან უძველესის ასაკი 1400 მლნ წელია. გრენვილის სერია, სავარაუდოდ, ანიმიკურის სინქრონული უნდა იყოს (ე.ი. ქვედა პროტეროზოულის ზედა ნაწილი), თუმცა გამორიცხული არ არის, რომ მისი ასაკი 1400 მლნ წლამდე ადიოდეს, ანუ გვიანი პროტეროზოულის ქვედა ნაწილსაც მოიცავდეს. გრენვილის სერიის ქანები თავისი ბუნებით აშკარად გეოსინკლინურია.

კიდევ უფრო ტიპური გეოსინკლინური ბუნების – დიდი სისქის, ძლიერ მეტამორფიზებული და ინტენსიურად დანაოჭებული პროტეროზოული ეონოთემის ქანების გაერცელების ზონა ნახევარწრედ ერტყმის ზემო ტბის პროვინციას სამხრეთ-აღმოსავლური პერიფერიის გასწვრივ და წარმოქმნის ერთიან, ე.წ. ანიმიკურ ნაოჭა სარტყელს, რომელსაც მკაფიოდ გამოხატული ასიმეტრიული აგებულება აქვს. ზემო ტბის პროვინციის გრანიტ-გნეისური სუბსტრატის მხარეს ნალექები ნაკლებად არის სახეცვლილი, განლაგება მშვიდია, მონოკლინური შრეები დაქანებულია ნაოჭა სარტყლის ღერძული ნაწილისაკენ. ამასთან, ჭრილი არასრულია, რადგან ნალექდაგროვებაში ხარვეზები იჩენს თავს, სისქეები შემცირებულია. ზოგჯერ აკლია მთლიანად ჰურონული ნალექები და ანიმიკური ტრანსგრესიულად, უშუალოდ არის განლაგებული სუბსტრატის ამგები არქეოზოული გრანიტ-გნეისების გადარეცხილ ზედაპირზე. ნაოჭა სარტყლის ღერძული ნაწილის მიმართულებით თანდათანობით მატულობს ნალექების სისქე, ფუძე ეფუზივებისა და პიროკლასტოლითების რაოდენობა. ამავე მიმართულებით სულ უფრო და უფრო ინტენსიური ხდება დანაოჭება და მეტამორფიზმი.

ამრიგად, კანადის ფარის აგებულებაში პროტეროზოულში უკვე მკაფიოდ ჩანს კენორანის ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინების შედეგად ჩამოყალიბებული მტკიცე, სტაბილური სუბსტრატი, რომელმაც ინტენსიური დანაოჭებისა და მაგმური სხეულების შემოჭრის შედეგად განიცადა კონსოლიდაცია, და მის ირგვლივ არსებული გეოსინკლინური სარტყელი, სადაც პროტეროზოულის განმავლობაში ინტენსიური სედიმენტაცია და ქანების მეტამორფიზმის ძლიერი პროცესები მიმდინარეობდა. ამასთან, ირკვევა ისიც, რომ კანადის ფარის ირგვლივ არსებული გეოსინკლინური აუზების საბოლოო დანაოჭება და კონსოლიდაცია, არქეოზოულ ბირთვთან მათი შეზრდა ერთდროულად არ მომხდარა. ოროგენული სარტყლის ერთმა ნაწილმა კონსოლიდაცია უფრო ადრე განიცადა - ჰუდზონის (კარელიური) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინების შედეგად, სხვამ უფრო გვიან – ელსონის (გოთური) ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პროცესში.

ევროპის კონტინენტზე პროტეროზოული ეონის უმნიშვნელოვანესი, ამასთან კარგად შესწავლილი წარმონაქმნები გაერცელებულია ბალტიური ფარის ფარგლებში, აგრეთვე აზოვ-პოდოლიის მასივში (უკრაინის ფარი). პროტეროზოულის არსებობა დადგენილია აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის სუბსტრატის (პირველი სტრუქტურული იარუსის) აგებულებაში და ეპიპლატფორმული საფარის (მეორე სტრუქტურული იარუსი) ქვეშ, სხვადასხვა სიღრმეზე. ზოგ უბანზე ფუნდამენტი იმდენად ღრმად არის დაძირული (2,5-3კმ), რომ ის ჯერჯერობით ჭაბურღილებითაც კი არ არის გადაკვეთილი. მხოლოდ ზოგ რეგიონში, სადაც ფუნდამენტის უძველეს წარმონაქმნებს სულ რაღაც ასეული მეტრის სისქის ეპიპლატფორმული ნალექები ფარავს ან კიდევ სულ მცირე ფართობზე ზედაპირზეც კი გამოდიან (მაგ., მდინარე დონის აუზში, ქ.ვორონეჟიდან სამხრეთით), ისინი ხელმისაწვდომი არიან გეოლოგიური კვლევისათვის. ჭაბურღილებით, რომლებიც პირველ ყოვლისა, რკინის მადნის საბადოს ძიების პრაქტიკულ მიზნებს ემსახურებიან, უკეთესად არის შესწავლილი კურსკის მაგნიტური ანომალიის რაიონის პრეკამბრიული.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებს გარეთ, კერძოდ, დასავლური ევროპის ტერიტორიაზე, პროტეროზოულის გავრცელება შეუდარებლად უფრო მცირეა. აქ პროტეროზოული განვითარებულია ირლანდიისა და დიდი ბრიტანეთის კუნძულების ჩრდილო ნაწილში (ჰებრიდული კუნძულები, ჩრდილო შოტლანდიის მთიანეთი და ა.შ.), აგრეთვე დასავლური ევროპის კონტინენტზე ერთმანეთისგან გათვისებული ძველი მასივების სტრუქტურაში: საფრანგეთის ცენტრალური პლატოს აგებულებაში, არმორიკულ მასივში, ბოჰემში (ჩეხეთის ტერიტორიაზე) და ესპანეთის ორ ძველ მასივში. ზედა პროტეროზოულის დიდი სისქის (15კმ-მდე) ნალექების სრული ჭრილები, რომლებიც კარგად არის შესწავლილი და სტრატიგრაფიულად საკმაოდ დეტალურად დანაწილებულიც, სამხრული ურალის დასავლურ კალთებზეა წარმოდგენილი. მათზე ჩვენ საგანგებოდ მოგვიწევს საუბარი, ვინაიდან სწორედ ამ რეგიონშია რიფეულის სტრატოტიპული ჭრილი, რომელიც საფუძვლად დაედო რიფეულის დეტალურ დანაწილებას.

ბალტიური ფარი ტერიტორიით ბევრად უფრო მცირეა (1,5 მლნ კმ^2) კანადის ფარზე (7-8 მლნ კმ^2), მაგრამ უფრო რთული აგებულებით ხასიათდება, რადგანაც მან, კანადის ფარის პროტოპლატფორმული ნაწილისაგან განსხვავებით, კონტინენტური მასივის უძველეს ბირთვად (პროტოპლატფორმად) ჩამოყალიბების შემდეგაც კიდევ რამდენჯერმე განიცადა მაგმატიზმისა და მეტამორფიზმის საკმაოდ ძლიერი პროცესების ზეგავლენა. ამის გამო მისი სუბსტრატის ამგები ქანების ასაკი რამდენადმე დამახინჯდა – „გაახალგაზრდავდა“, თანაც გაახალგაზრდავება სხვადასხვა უბანზე განსხვავებული ხარისხით მოხდა. ამგვარად, პირვანდელი, მეტნაკლებად ერთგვაროვანი კონტინენტური მასივი (მეზოკონტინენტი) საბოლოო ჯამში რთული აგებულების სუბსტრატად ჩამოყალიბდა. მაინც, ბალტიური ფარის ფარგლებშიც, ისევე როგორც კანადის ფარზე, შესაძლებელია გავარჩიოთ პროტეროზოული ქანების კომპლექსების ორი განსხვავებული ტიპი: ერთი მხრივ, ესაა უშუალოდ არქეოზოული მასივების უკვე კონსოლიდირებული ფუნდამენტის ზედაპირზე განლაგებული ქანები, რომლებსაც პროტოპლატფორმული საფარის ჭრილში სულ ქვედა ნაწილი უკავიათ; მეორე მხრივ, არქეოზოულ კრისტალურ მასივებს შორის მოქცეული, გეოსინკლინური ბუნების, ინტენსიურად მეტამორფიზებული, დანაოჭებული დანალექი და ვულკანოგენური კომპლექსები, რომლებიც საკმაოდ დიდ მანძილზე გადაჭიმული, ფართო სინკლინების ან რთული სინკლინორიუმების აგებულებაში მონაწილეობენ.

პროტეროზოული კომპლექსების ტიპებისა და სტრატიგრაფიულ თავისებურებათა მიხედვით, ბალტიური ფარის ფარგლებში გამოიყოფა სამი დიდი ოლქი:

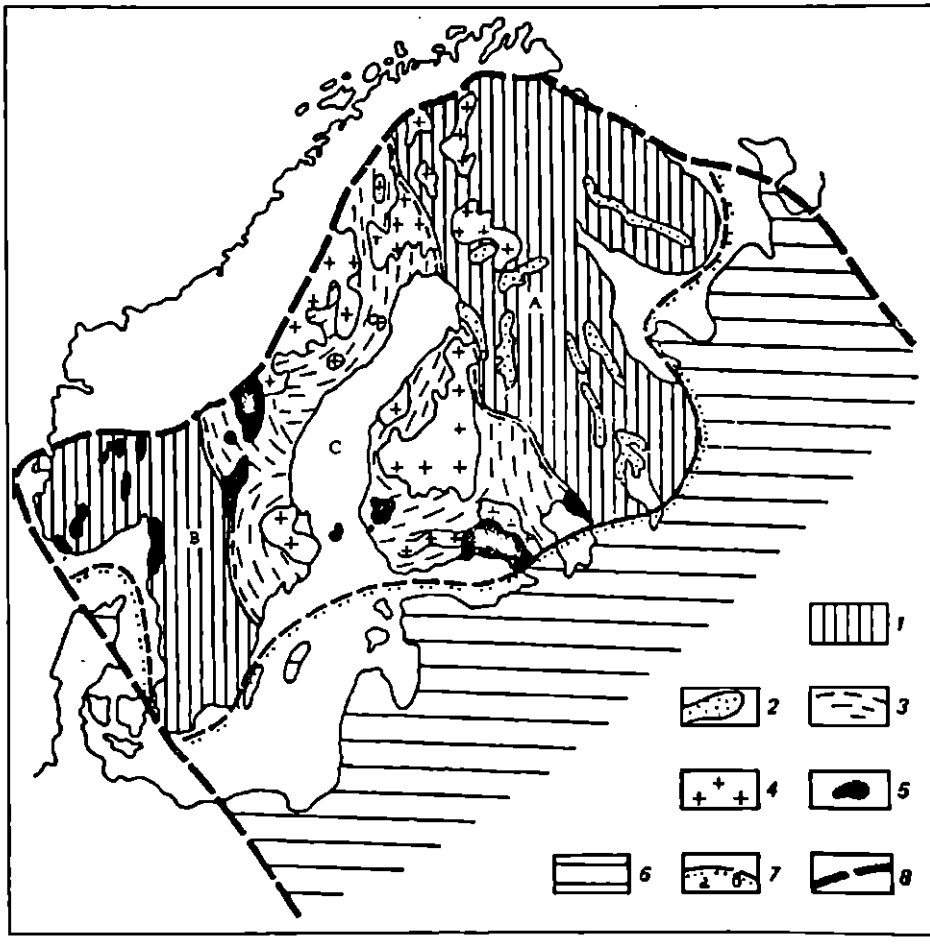
I – ფარის ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში - კარელია-კოლის ოლქი;

II – უკიდურეს სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში –სამხრული სკანდინავიის ოლქი (ზოგჯერ სვეკონორვეგიულსაც უწოდებენ) და

III – მათ შორის მოქცეული ცენტრალური ან სვეკოფენური ოლქი (სურ.34).

ბალტიური ფარის პროტეროზოულის გაცნობას დავიწყებთ კარელია-კოლის ოლქიდან. მისი დიდი ნაწილი კარელიის ტერიტორიაზეა მოქცეული, შედარებით მცირე ნაწილი კი ფინეთის ფარგლებში მდებარეობს. კარგად გაშიშვლებული და უკეთ შესწავლილიც არქეოზოულ-პროტერო-

ზოული კომპლექსები კოლის ნახევარკუნძულზეა. აქ უძველესია გნეისების, ამფიბოლიტების, კრისტალური ფიქლების 4500მ-მდე სისქის ულტრამეტამორფიტული კომპლექსი, რომელსაც კ ო ლ ი ს ს ე რ ი ი ს სახელით აღწერენ. მართალია, კოლის სერიის მეტამორფიტებისა და მათში შემოჭრილი გრანიტოიდების იზოტოპური ასაკი საკმაოდ დიდი დიაპაზონის ფარგლებში მერყეობს (3950-1700მლნ წ.), მაგრამ როგორც ვარაუდობენ, სერიის უძველესი მეტამორფიზმის პროცესები 3500მლნ წლის ფარგლებში მიმდინარეობდა. რაც შეეხება უფრო „ახალგაზრდა" ციფრებს, ისინი მეტამორფიზმის პროცესების უფრო გვიანდელი, განმეორებითი აქტივიზაციის მაჩვენებელია. ამ ვარაუდს სარწმუნოს ხდის ის ფაქტიც, რომ ამ ღრმად მეტამორფიზებულ კომპლექსებზე უთანხმოდ, ფუძის კონგლომერატებით საგებში განლაგებული არის გვიანარქეოზოულად დათარიღებული (2600-2700 მლნ წ.) ქანების კომპლექსი.

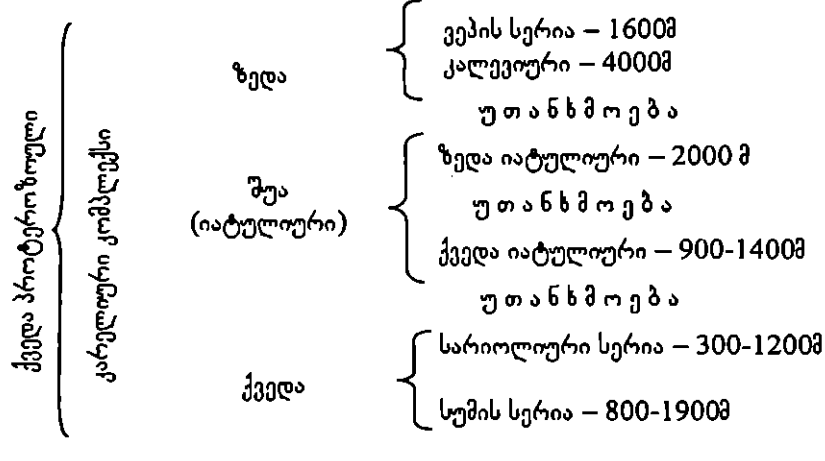


სურ. 34. ბალტიური ფარის გეოლოგიური აგებულების სქემა (მ.მურატოვის მიხედვით, 1974; გამარტივებული)
1. არქეოზოული მეტამორფიტების გაერცელების უმნი შენელოვანესი ოლქები (არქეოზოული ბლოკები): A – კარელია-კოლის; B – სამხრული სკანდინავიის; 2. პროტეროზოული წარმონაქმნები არქეოზოული ბლოკების ფარგლებში; 3. სეეკოფენური ნაოჭა ოლქის (C) პროტეროზოული წარმონაქმნები; 4. ადრეპროტეროზოული გრანიტოიდები; 5. გვიანპროტეროზოული გრანიტოიდები; 6. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ბაქნური ნაწილის (რუსეთის ბაქნის) ეპიპლატფორმული ნალექები; 7. ბალტიური ფარის საზღვრები (a – ბმელეთზე; b – ზღვების აკვატორიის ფარგლებში); 8. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის საზღვარი.

კარელია-კოლის ბლოკის პროტეროზოულის ჭრილი იწყება ადრეპროტეროზოული კარელიური კომპლექსით, რომელიც უთანხმოდ არის განლაგებული გვიანარქეოზოული ლოპის კომპლექსის ღრმად მეტამორფიზებულ, ინტენსიურად დანაოჭებულ ქანებზე და მათ გამკვეთ გრანიტოიდებზე, რომელთა იზოტოპური ასაკი 2600-2800 მლნ წელია. ქვედა კარელიურის ფუძეში წარმოდგენილია დაუხარისხებელი კონგლომერატები გრანიტის ქვარგვალებით და არკოზები. აღმავალ ჭრილში მათ მოყვება ჯერ ქვიშაქვები და კვარციანი კონგლომერატები, შემდეგ – ფუძე ვულკანიტების საკმაოდ მძლავრი დასტა და ბოლოს – შედარებით მცირე სისქის მჟავე შედგენილობის ვულკანური ქანები და ვულკანოგენები. კარელიურის ჭრილის ამ ნაწილის საერთო სისქე 800-1900 მ-მდეა. მას სუმის სერიის სახელით აღწერენ.

მჟავე ვულკანოგენებზე განლაგებულია სარიოლიური სერია – ტილიტისმაგვარი, დაუხარისხებელი „კონგლომერატი" (ლოდა კონგლომერატ-ბრექჩია), ფენოვანი თიხები დრობსტონებით[1], გრაველიტები და არკოზები, შემდეგ - ისევ ვულკანიტებისა და ტუფოგენების მძლავრი წყება. სისქე ამ ნალექებისაც ცვალებადია და ზოგჯერ 1200 მ-ს აღწევს.

ქვედა კარელიურ ვულკანიტებზე უთანხმოდ არის განლაგებული ისევ ქვედაპროტეროზოული ასაკის ტერიგენული და ვულკანოგენური ქანების დიდი სისქის (1000-3500 მ) კომპლექსი, რომელიც კარელიური სერიის შუა ნაწილს შეადგენს და იატულიურის სახელწოდებით არის ცნობილი. იატულიურის ძირში ჯერ კონგლომერატები და კვარციტებია, შემდეგ მათ მოყვება არკოზები, ფილიტები, ალევროლითები და ალაგ – სტრომატოლითების შემცველი დოლომიტები. მათზე განლაგებულ ტუფქვიშაქვებთან, ფიქლებთან და მეტადიაბაზებთან ერთად ისინი შეადგენენ იატულიურის ქვედა ნაწილს, რომლის სიმძლავრე 900-1400 მ-ია. მასზე იატულიურის ზედა ნაწილი უთანხმოდ არის განლაგებული და წარმოდგენილია ქვიშაქვებით, ალევროლითებით, არგილიტებით, მერგელებითა და დოლომიტებით, რომელშიც ხშირია ნაირგვარი სტრომატოლითები. იატულიურის ჭრილი მთავრდება ტუფებისა და ფუძე და ულტრაფუძე ლავების მორიგეობით. იატულიურის იზოტოპური ასაკი 2450-2180 მლნ წელია, ე.ი. ქვედა კარელიური სერიის ეს ნაწილიც ქვედა პროტეროზოულს მიეკუთვნება.



არქეოზოული – ლოპის კომპლექსი

ზედა კარელიურში გამოიყოფა უფრო ძველი, ე.წ. კალევიური კომპლექსი და მასზე განლაგებული ვეპის სერია. კარელიური უთანხმოდ არის განლაგებული იატულიურზე. მის ფუძეში ტილიტისმაგვარი, დაუხარისხებელი ლოდებიან-ქვარგვალებიანი კონგლომერატებია ფენოვანი თიხებისა და პუდინგების შუაშრეებით; შემდეგ, აღმავალ ჭრილში, ქვიშაქვების, ალევროლითების,

[1] დრობსტონი – სიტყვა-სიტყვით – „ჩაგდებული ქვა" (ინგლ. drop – ჩაგდება, დაგდება, დავარდნა; stone – ქვა).

კვარციტებისა და კარბონატული ქანების მორიგეობაა. კალევიურის ჭრილს ასრულებს ფუძე და ულტრაფუძე ლავებისა და ასეთივე შედგენილობის ტუფების მძლავრი დასტა. კალევიურის სისქე 4000 მ-მდეა.

ვ ე პ ი ს კ ო მ პ ლ ე ქ ს ი თანხმობით აგრძელებს კალევიურს და წარმოდგენილია ძირში მუქი ფერის კვარციტებით, ქვიშაქვებით, ფიქლებით (საერთო სისქე – 600 მ) და წითელი ფერის კვარციტებითა და ფიქლებით (1600 მ) ზედა ნაწილში.

ასეთია ზოგადად ქვედაპროტეროზოული ნალექების ხასიათი კარელია-კოლის ოლქში. როგორც ვხედავთ, კარელია-კოლის ოლქის ფარგლებში ადრეპროტეროზოული წარმონაქმნებისათვის, უპირველეს ყოვლისა, ნიშანდობლივია სუსტი მეტამორფიზმი, ტერიგენული ნალექების (ქვიშაქვების, თიხების, არგილიტების, კონგლომერატ-ბრექჩიების), ჟულკანიტებისა და ჟულკანოგენური ქანების დიდი ხვედრითი წილი. თანდათანობით იმატებს კარბონატული ქანების (დოლომიტები, მერგელები) რაოდენობაც, რომლებიც ნაირგვარ სტრომატოლითებს შეიცავენ. საყურადღებოა ხშირი უთანხმოებებიც. კარელიური კომპლექსის ქანები მეტწილად კონტინენტურ პირობებშია დაგროვილი – ხმელეთზე ან მარჩხ, სანაპირო ზღვებში. მათი ლითოლოგიური თავისებურებანი საერთო მშვიდ ტექტონიკასთან ერთად მოწმობენ, რომ ისინი განლაგებული არიან მტკიცე, სტაბილურ სუბსტრატზე, რომელიც უკვე პროტოპლატფორმად იყო ჩამოყალიბებული პროტეროზოულის წინ. ამრიგად, კარელია-კოლის ოლქის ადრეპროტეროზოული კომპლექსები თავისი ბუნებით თანამედროვე კონტინენტური პლატფორმების ბაქნების სუბსტრატზე გაშლილ ეპიპლატფორმულ საფარს (Π იარუსის კომპლექსები) ემსგავსებიან. მაინც, ეს ჯერ კიდევ არ არის ტიპური ეპიპლატფორმული წარმონაქმნები, რამდენადაც თვით ნამდვილი კონტინენტური პლატფორმები ადრე პროტეროზოულში ჯერ კიდევ არ არის საბოლოოდ ჩამოყალიბებული – მათი ფორმირება უფრო გვიან დასრულდა. იმ დროს კი არსებობდა მხოლოდ მცირე ზომის მასიები – პროტოკონტინენტები და შესაბამისად, მათზე გაშლილი საფარიც მხოლოდ პროტოპლატფორმულ საფარად შეიძლება ჩაითვალოს. ამას გარდა, ნამდვილი ეპიპლატფორმული კომპლექსებისაგან განსხვავებით, პროტოპლატფორმულ წარმონაქმნებს წყვეტილი გავრცელება აქვს – ისინი არ ქმნიან ვრცელ ტერიტორიაზე გაშლილ ერთიან საფარს. სხვადასხვა სიძლიერით, მაგრამ მაინც არის გამოხატული რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესების, აგრეთვე გრანიტიზაციის გავლენა მათზე. დასასრულ, პროტოპლატფორმული საფარი უფრო აშლილია და არ ახასიათებს ისეთი მშვიდი, ჰორიზონტული განლაგება, როგორიც ნიშანდობლივია ტიპური ეპიპლატფორმული (ბაქნური) კომპლექსებისათვის.

საგანგებოდ უნდა შევჩერდეთ კარელიური კომპლექსის კიდევ ერთ საინტერესო ნიშანზე. მასში შემოჭრილია თავისებური ინტრუზიები, რომლებიც დათარიღებულია 1600-1620 მლნ წლით. ეს ინტრუზიული სხეულები გ რ ა ნ ი ტ უ ლ ი შ ე დ გ ე ნ ი ლ ო ბ ი ს ა ა, მსხვილკრისტალური, ზოგჯერ საშუალო და წვრილკრისტალურიც, მონაცრისფრო-წითელი ან მოწითალო-რუხი ფერისა. ძირითად მასაში, რომელიც პლაგიოკლაზის, კვარცის, ბიოტიტის, ზოგჯერ რქატყუარას კრისტალებისგან შედგება, გამოირჩევა მომრგვალებული, ოვოიდური (კვერცხის ფორმის) პორფირული გამონაყოფები 2-3 სმ-დან 12 სმ-მდე ზომის. ოვოიდები წარმოადგენენ კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალებს, რომელთაც პლაგიოკლაზის (მეტწილად ოლიგოკლაზის) თეთრი ან მომწვანო ფერის არშია აქვთ ირგვლივ შემოვლებული. ასეთი გრანიტები აღწერილია რ ა პ ა კ ი ვ ი ს[1] ან გ რ ა ნ ი ტ - რ ა პ ა კ ი ვ ი ს სახელწოდებით. რაპაკივის ინტრუზიების შემოჭრა მოხდა შუაპროტეროზოული იოტნიური სერიის დალექვამდე. გარდა კარელიისა (ვიბორგის და სალმის ინტრუზივები), რაპაკივის ინტრუზივები ცნობილია აგრეთვე შვედეთში, პოლონეთში, უკრაინაში, ურალზე. მსგავსი ქანები არის სხვა ასაკისაც, მაგრამ მათ, ჩვეულებრივ, რაპაკივისმაგვარ გრანიტებს უწოდებენ.

შ უ ა პ რ ო ტ ე რ ო ზ ო უ ლ ი ბალტიურ ფარზე, ისევე როგორც, საერთოდ, ევროპაში, ლოკალური გავრცელებით სარგებლობს. შედარებით სრულად ის წარმოდგენილია ს ვ ე კ ო ფ ე ნ უ რ ნ ა ო ჭ ა ო ლ ქ შ ი, განსაკუთრებით ცენტრალური შვედეთის ტერიტორიაზე. სვეკოფენური ოლქი მდე-

[1] რაპაკივი – ფინ. rapa – დამპალი (ფუტურო), kivi – ქვა. სახელწოდება, უთუოდ, წარმოსდგა იქიდან, რომ ოვოიდები გამოფიტვის აგენტებისადმი ნაკლებად მდგრადია, ვიდრე ძირითადი მასა, ამიტომ გამოფიტული რაპაკივი ფუტურო ხეს ემსგავსება.

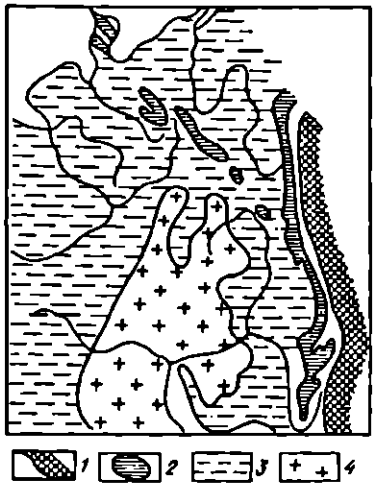
ბარეობს ბალტიური ფარის კარელია-კოლის არქეოზოული მასივიდან სამხრეთ-დასავლეთით (იხ. სურ.34, C) და უკავია ფინეთის ტერიტორიის სამხრეთ-დასავლური ნაწილი, ბოტნიური ყურე, შვედეთის ცენტრალური და ჩრდილო ტერიტორიები. სვეკოფენურ ნაოჭა ოლქს ორი მხრიდან ესაზღვრება არქეოზოული ბლოკები: კარელია-კოლისა და სამხრეთ ნორვეგიის არქეოზოულ-პროტეროზოულით აგებული კრისტალური მასივები (პროტოპლატფორმები). თვით სვეკოფენური ნაოჭა სარტყლის ფარგლებში უდავოდ დათარიღებული არქეოზოული, ფაქტობრივად, გაშიშვლებული არ არის და უძველესი ქანების ჭრილი იწყება ადრეპროტეროზოული ასაკის სვიონური კომპლექსით. ესაა სხვადასხვა ხარისხით მეტამორფიზებული მჟავე ვულკანური ქანები და ნაირგვარი ტუფები, რომლებთანაც ჯესპილიტებიცაა დაკავშირებული. შედარებით მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი დოლომიტები, კვარციტები, კონგლომერატები. სვიონურში შეჭრილი ფუძე შედგენილობის დაიკები და გრანიტული ინტრუზივები დათარიღებულია 1800 მლნ წლით (შუა პროტეროზოულის ქვედა ნაწილის დასასრული). სვეკოფენური კომპლექსის (მას ზოგჯერ გოთურსაც უწოდებენ) ზედა ნაწილს შეადგენს ბოტნიური. ის აგებულია მეტწილად თიხაფიქლებითა და გრაუვაკებით, რომლებიც მეტამორფიზმის პროცესების ზეგავლენით კრისტალურ ფიქლებად და გნეისებად არის გარდაქმნილი. ხშირია კონგლომერატების მძლავრი დასტები, აგრეთვე მეტამორფიზებული ვულკანური ქანები. სვეკოფენური კომპლექსი გაკვეთილია მრავალრიცხოვანი, სხვადასხვა ზომის პლუტონური სხეულებით. ესაა ძირითადად გრანიტული ინტრუზივები, რომელთაგან ზოგი 250 კმ დიამეტრისაა (შაგ., ცენტრალური ფინეთის ინტრუზივი).

სვეკოფენურ კომპლექსზე და მის გამკვეთ გრანიტებზე, რომელთა ასაკი 1900 მლნ წელია, ცენტრალურ და სამხრეთ შვედეთში, უთანხმოდ არის განლაგებული სუბიოტნიური კომპლექსი. მისი ჭრილი იწყება პორფირებით, რომელთაც დალას (ან დალარნას) პორფირების სახელით აღწერენ (ისინი გაშიშვლებული არიან დალარნას რაიონში, ცენტრალურ შვედეთში). პორფირებთან მორიგეობენ წითელი არკოზული ქვიშაქვები, კვარციტისებრი ქვიშაქვები, კონგლომერატები, თიხაფიქლები. ქვიშაქვების ზედაპირზე ხშირია რიპელმარკები, წვიმის წვეთების კვალი, არც თუ იშვიათად აღინიშნება ირიბი შრეებრივობაც. სვეკოფენური კომპლექსის ზედა ნაწილში ძირითადად წითელი ფერის კვარცპორფირებია წარმოდგენილი (ე.წ. დალას ზედა პორფირები), აგრეთვე იგნიმბრიტები[1], ტუფები და ტუფიტები. მათი იზოტოპური ასაკი 1670 მლნ წელია. სუბიოტნიურის სიმძლავრე რამდენიმე ასეული მეტრის ტოლია. მთელი კომპლექსი გაკვეთილია რაპაკივის ტიპის მიკროკლინიანი გრანიტებით, რომელთა იზოტოპური ასაკი 1620-1650 მლნ წელია. სუბიოტნიური კომპლექსის ეროდირებულ ზედაპირზე უთანხმოდ არის განლაგებული იოტნიური კომპლექსი – წითელი ფერის კონტინენტური ქვიშაქვების დიდი სისქის (800-1000 მ) წყება, რომელშიც მნიშვნელოვანწილად კვარციანი ქვიშაქვებია წარმოდგენილი, უფრო ნაკლებად – არკოზული ქვიშაქვები და კვარციტები. შვედეთში ამ წყებას დალას კომპლექსის სახელით აღწერენ. თითქმის ყველგან იოტნიურის ჭრილებში ხშირია ფუძე ქანების (გაბრო-დიაბაზების) დაიკები და სილლები. წყება ჰორიზონტულადაა განლაგებული და მეტამორფიზებული არ არის. იოტნიური სვეკოფენური სარტყლის ფარგლებში მცირე გავრცელებით სარგებლობს, თუმცა, როგორც ვარაუდობენ, მისი თავდაპირველი გავრცელება უფრო ფართო უნდა ყოფილიყო. მისი იზოტოპური ასაკი 1300 მლნ წელია (გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისი). სვეკოფენური ოლქის სამხრულ ნაწილში იოტნიური წარმონაქმნები განსხვავებული ფაციესებით არის წარმოდგენილი – აქეთკენ საგრძნობლად იზრდება თიხების როლი კირქვის შუაშრეებთან ერთად. სავარაუდოა, რომ აქეთ იოტნიური ქანების დალექვა ზღვაში მიმდინარეობდა და არა კონტინენტზე.

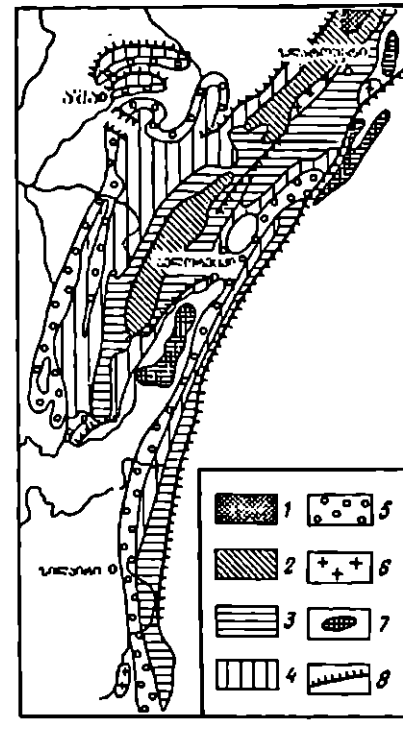
ზედა პროტეროზოული გაშიშვლებულია კარელია-კოლის ოლქშიც, უკრაინის ფარზეც (მის სამხრეთ-დასავლურ კალთაზე), აგრეთვე ტიმანის ქედში. მაგრამ განსაკუთრებით ვრცელი ტერიტორია გვიანი პროტეროზოულის წარმონაქმნებს უკავია რუსეთის ბაქნის ფარგლებში. აქ ისინი ბაქნის პლატფორმული საფარის უძველეს წევრებს წარმოადგენენ, მეტწილად დაფარული არიან

[1] იგნიმბრიტი – შემცხვარი ანუ შედუღებული ტუფია. წყლის ორთქლის მიერ ვულკანური ყელიდან ამოტაცებული, გავარვარებული ფერფლის დიდი მასების სწრაფად დაგროვების გამო მაღალი წნევა და ტემპერატურა ფერფლის სქელი მასის სიღრმეში იწვევს ვულკანური მინის ნატეხების ერთმანეთთან შედუღებას, შეცხობას.

უფრო ახალგაზრდა – პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური ასაკის, ზოგჯერ, საკმაოდ სქელი ნალექებით და ამიტომ მეტ შემთხვევაში მხოლოდ ღრმა ჭაბურღილებით თუ ხერხდება მათი შესწავლა. ზედა პროტეროზოულის მნიშვნელოვანი, ამასთან, კარგად შესწავლილი ბუნებრივი გაშიშვლებები კი წარმოდგენილია რუსეთის ბაქნის აღმოსავლეთით, სამხრული ურალის დასავლურ კალთებზე, ბაშკირეთის ტერიტორიაზე (სურ. 35 და 36). სწორედ აქ 1945 წელს ნ. შატსკიმ [1] პირველმა რიფეულის [2] სახელით აღწერა ფაუნით დათარიღებული კამბრიულის ქვეშ განლაგებული 15კმ-მდე სისქის ნალექების კომპლექსი, რომელშიც ლითოლოგიურ თავისებურებათა მიხედვით განსხვავებული, ერთმანეთისგან უთანხმოებით გამიჯნული სამი სერია გამოიყოფა: ბურზიანული, იურმატინული და ყარათაუს (ან ყარათავიუმი).



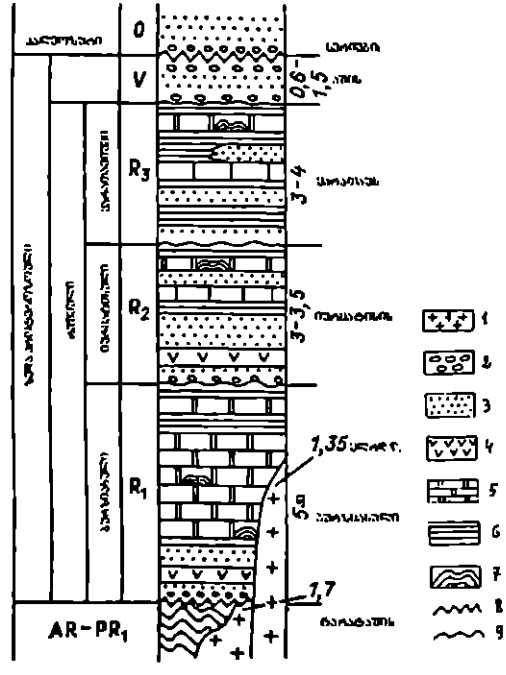
სურ. 35. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის გვიანი პროტეროზოულის ნალექები (ა.მონინიდან, 1987)
1 – აღმოსავლური ურალი; 2 – ზედა პროტეროზოულის გაშიშვლებები დასავლურ ურალსა და ტიმანის ქედზე; 3 – რუსეთის ბაქნის ზედა პროტეროზოულის გავრცელება ფანეროზოული ნალექების ქვეშ; 4 – რუსეთის ბაქნის ის ტერიტორია, რომელზეც ზედა პროტეროზოული არ არის ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ.



სურ. 36. სამხრული ურალის რიფეულის გავრცელება (ა.მონინიდან, 1987)
1 – ტარატაშის კომპლექსი (არქეოზოული); 2 – ბურზიანული სერია; 3 – ურმატინული სერია; 4 - ყარათაუიუმი; 5 – ეფუზიური ნალექები; 6 – გრანიტები; 7– ჰიპერბაზიტები; 8 – რღვევები.

[1] ნ. შატსკი – Н.С. Шатский (1895-1960) რუსი მეცნიერი ტექტონიკისა და რეგიონული გეოლოგიის მკვლევარი. საკავშირო აკადემიის აკადემიკოსი.
[2] სახელწოდება წარმოსდგა ურალის ქედის ლათინური სახელიდან – Ripheus.

ხსენებულ სერიათაგან ყველაზე ძველი – ბურზიანული - სერია უთანხმოდ არის განლაგებული გნეისებისა და ამფიბოლიტების კომპლექსზე (ე.წ. ტარატაშის კომპლექსი), რომლის იზოტოპური ასაკი გვიან არქეოზოულს (2700მლნ წ.) შეესატყვისება (სურ.37). ბურზიანის სერიის ჭრილი იწყება ტუფოქვიშაქვების, კონგლომერატებისა და ფუძე ვულკანოგენებისა და ვულკანიტების 450მ-იანი წყებით. მასზე განლაგებულია კონგლომერატები და ქვიშაქვები (600მ), რომელთაც აღმავალ ჭრილში ცვლის კონგლომერატებით, ქვიშაქვებით, კვარციტებით, თიხაფიქლებითა და ფილიტებით აგებული მძლავრი, 1400მ სისქის წყება. შემდეგ, მომდევნო წყებაში, ტერიგენული ნალექების როლი თანდათან მცირდება და ბურზიანული სერიის ჭრილის ზედა ნაწილში უმთავრეს როლს ჯერ კარბონატული ქანები – კირქვები და დოლომიტები – თამაშობენ, შემდეგ კი ფილიტებია გაბატონებული, ხოლო კირქვები და დოლომიტები მხოლოდ შუაშრეების სახით არის წარმოდგენილი. წყების სისქე 2400მ-მდეა. ამ მძლავრი წყების კარბონატული ქანები შეიცავენ სტრომატოლითებს, აგრეთვე ონკოლითებსა და კატაგრაფიებს. ბურზიანული სერიის საერთო სიმძლავრე 5000მ-მდეა. სერია ადრერიფეულად არის დათარიღებული. მისი იზოტოპური ასაკი 1650 ± 50–1350 ± 20 მლნ წლების ინტერვალში ექცევა.



სურ. 37. სამხრული ურალის დასავლური კალთების (ბაშკირეთის ანტიკლინორიუმის) რიფეულის ჭრილი (ა. კაგარმანოვის მიხედვით, 1985).
1 – მყარე ინტრუზიები; 2 – კონგლომერატები; 3 – ქვიშაქვები; 4 – საშუალო შედგენილობის ეფუზიები; 5 – დოლომიტები; 6 – თიხაფიქლები და ფიქლებრივი არგილიტები; 7 – სტრომატოლითები; 8 – კუთხური უთანხმოება; 9 – სტრატიგრაფიული უთანხმოება.

ბურზიანულ სერიაზე უთანხმოდ, ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ოურმატინის სერია, რომლის ჰრილიც ჟულკანოგენური ქანებითა და ჟულკანიტებით იწყება. ესაა სუბაერული ფუძე და მჟავე ეფუზივები და ასეთივე შედგენილობის ტუფები. შემდეგ აღმავალ ჰრილში მათ მოყვება წითელი ფერის ქვიშაქვები, კონგლომერატები და ფილიტები. ოურმატინული სერიის ქვედა ნაწილის სიმძლავრე 2300მ-ია. მას ზოგი ავტორი მაშაკის სერიის სახელწოდებით დამოუკიდებელ ლითოსტრატიგრაფიულ ერთეულად გამოყოფს. მომდევნო წყებები ოურმატინული სერიის აღმავალ ჰრილში ძირითადად კვარციტისებრი ქვიშაქვებისა და ფილიტისმაგვარი ფიქლების მძლავრი, 2700 მ-ის სისქის დასტებით არის აგებული. შემდეგ თანდათანობით იმატებს კარბონატული ქანების, ძირითადად დოლომიტების, წილი. მცირე რაოდენობითაა თიხიან-ქვიშიანი დასტები. კარბონატული წყების სიმძლავრე 1100-1650 მ-ს უდრის. ოურმატინული სერიის სიმძლავრე მაშაკის სერიასთან ერთად 6000 მ-ს აღემატება. კარბონატულ ნალექებში წარმოდგენილი ნაირგვარი სტრომატოლითების კომპლექსი შუა რიფეულისთვის არის დამახასიათებელი. განსაკუთრებით აღსანიშნავია ტიპური შუარიფეული ფორმა Baicalia baicalica Kryl.

ოურმატინის სერიისაგან მკაფიო უთანხმოებით არის გამოყოფილი გვიანრიფეული ასაკის ყარათაუს სერიის ქანები. ამ სერიის ჰრილში ლითოლოგიურად განსხვავებული ექვსი წყება გამოიყოფა. მათი თანმიმდევრობა ქვევიდან ზევით ასეთია:

1. არკოზები და კვარციანი ქვიშაქვები, ხშირად წითელი ფერის, წვრილქვარგვალებიანი კონგლომერატებისა და გრაველიტების ლინზებით. შედარებით მცირეა ალევროლითებისა და არგილიტების წილი (1000-3000 მ)

2. ფერადი კირქვები და მერგელები (250-600 მ);

3. ალევროლითები, ფიქლები, გლაუკონიტიანი ქვიშაქვები (150-800 მ);

4. დოლომიტები, იშვიათად კირქვები. ზედა ნაწილში სილიციტების შუაშრეებითა და ლინზებით (400-800 მ);

5. ონკოლითებიანი კირქვები, კვარციანი ქვიშაქვები და ალევროლითები (400-600 მ);

6. ალევროლითები და თიხაფიქლები კვარციტისებრი ქვიშაქვების ჰორიზონტებით (250-400 მ).

კარბონატულ ქანებში – კირქვებში, დოლომიტებში, რომლებიც სულ ქვედა წყების მომდევნო თითქმის ყველა წყებაშია წარმოდგენილი, სტრომატოლითების საკმაოდ მრავალფეროვანი ფორმებია დადგენილი. საყურადღებოა, რომ ყარათაუს სერიის ქანებში დაცული სტრომატოლითების კომპლექსი ოურმატინული კომპლექსისაგან არაერთი ახალი ფორმის გამოჩენით განსხვავდება. საერთო სისქე ყარათაუს სერიისა 4000-6000 მ-მდეა. მთლიანად რიფეულის სიმძლავრე კი 14-15კმ-ს აღწევს.

რიფეულზე ტრანსგრესიულად, ქანების გადარეცხილ ზედაპირზე უთანხმოდ არის განლაგებული კონგლომერატების, პოლიმიქტური ქვიშაქვების და ალევროლითების წყება, რომელიც პროტეროზოული ეონოთემის ყველაზე ახალგაზრდა სტრატიგრაფიულ ერთეულს – ვ ე ნ დ უ რ ს – ეკუთვნის.

ვ ე ნ დ უ რ ი, რომელსაც ბევრი გეოლოგი, განსაკუთრებით რუსეთში, სისტემის (პერიოდის) რანგში განიხილავს, 1952 წელს იქნა გამოყოფილი რუსი მეცნიერის, ბ. ს ო კ ო ლ ო ვ ი ს მიერ. ამ სახელწოდებით მან გააერთიანა კამბრიულსა და პროტეროზოულს შორის განლაგებული ქანების კომპლექსი, რომელიც მანამდეც იყო ცნობილი, მაგრამ არ იყო გარკვეული არც მისი სტრატიგრაფიული სტატუსი და არც ადგილი გეოქრონოლოგიურ შკალაზე (პალეოზოურის უძველესი წევრი, თუ პროტეროზოულის ტერმინალური მონაკვეთი?). კარგა ხნის განმავლობაში ბევრ მეცნიერს უდავოდ მიაჩნდა ერთი რამ – პალეოზოური იწყება იქ, სადაც ჩნდება ცოცხალი ბუნების არსებობის აშკარა, ეჭვმიუტანელი ნიშნები, კერძოდ, ნიჟარიანი ფაუნის განამარხებული ნაშთები. მას შემდეგ, რაც ჯერ ავსტრალიაში, შემდეგ კი სხვა კონტინენტებზეც აღმოჩენილ იქნა უდავოდ კამბრიულზე ძველი მრავალუჯრედიანი ორგანიზმების ნაშთები, ე.წ. ედიაკარის ფაუნისტური კომპლექსები, მათ შორის, რუსეთის ბაქნის ვენდურ ნალექებშიც, წარმოიშვა აზრთა სხვადასხვაობა ვენდურის სახელწოდებით გამოყოფილი ნალექების სტრატიგრაფიული ადგილის თაობაზე. ვენდურ (ედიაკარის) ფაუნისტურ კომპლექსში მრავალუჯრედიანი ორგანიზმებისა და წყალმცენარეების მრავალფეროვნება და სიმრავლე, ბევრ მკვლევარს იმის არგუმენტად მიაჩნია, რომ ვენდური პალეოზოური ეონოთემის შემადგენელ ნაკვეთად უნდა იქნეს განხილული. სხვანი კი თვლიან, რომ ვენდურის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კო-

რელაციის ამოცანების გადაჭრისათვის, განსაკუთრებით, როცა საქმე ეხება შორეულ კორელაციას, ედიაკარის ფაუნის მხოლოდ ი შ ვ ი ა თ ი, გაბნეული, ერთმანეთისგან ძალიან დიდი მანძილით დაშორებული ადგილსაპოვებლები ისეთ საიმედო ბიოსტრატიგრაფიულ დასაყრდენს ვერ ქმნიან, როგორსაც ფანეროზოლის ნებისმიერი პერიოდის ფაუნისტური კომპლექსები. ამრიგად, დათარიღების პალეონტოლოგიური მეთოდის შესაძლებლობები ვენდურის სტრატიგრაფიულ კვლევაში უაღრესად შეზღუდულია და უპირატესობა ჯერჯერობით სხვა მეთოდებს ენიჭება. ამიტომ მეცნიერთა მნიშვნელოვანი ნაწილი ვენდურს პროტეროზოლს უკავშირებს და საზღვარს პრეკამბრიულსა და პალეოზოურს შორის კამბრიული სისტემის საგებზე ატარებს.

ბ.სოკოლოვმა ვენდური რუსეთის ბაქნის დასავლურ ნაწილში გაშიშვლებული ნალექების საფუძველზე გამოყო – აქ არის გაშიშვლებული ვენდური ნალექების კარგად შესწავლილი სრული ჭრილები. გარდა ამისა, ვენდური ნალექები რუსეთის ბაქნის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში დადგენილია ჭაბურღილებითაც. ვენდური, განსაკუთრებით მისი ზედა ნაწილი, წარმოდგენილია ბაქნის ცენტრალურ ნაწილში საკმაოდ ვრცელ ტერიტორიაზე. აქ ვენდურში ლითოლოგიურად განსხვავებული ორი კომპლექსი გამოიყოფა: უფრო ძველი – ვ ო ლ ი ნ ი ს ს ე რ ი ი ს სახელწოდებით და უფრო ახალგაზრდა – ვ ა ლ დ ა ი ს ს ე რ ი ა.

ვ ო ლ ი ნ ი ს ს ე რ ი ა უფრო ფართოდ რუსეთის ბაქნის დასავლურ ნაწილშია გავრცელებული და წარმოდგენილია კონტინენტურ პირობებში დალექილი სხვადასხვაგვარი ქვიშიან-თიხიანი ნალექებით. მათ შორის მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ მყინვარული გენეზისის დიამიქტიტები. მეორე მხრივ, ვოლინის სერიისათვის ნიშანდობლივია მის აგებულებაში ჟულკანოგენური წარმონაქმნების – ფუძე, ი შ ვ ი ა თ ად მჟავე შედგენილობის ლავებისა და ჟულკანოკლასტოლითების – მნიშვნელოვანი რაოდენობა. ვოლინის სერია ზოგჯერ რიფეულზეა განლაგებული, სხვა შემთხვევაში კი – უშუალოდ კრისტალური ფუნდამენტის უძველეს წარმონაქმნებზე.

ვ ა ლ დ ა ი ს ს ე რ ი ა ტრანსგრესიულად, ფუძის ფორმაციით განლაგებული არის ან ვოლინის სერიაზე, ან კიდევ უშუალოდ რიფეულზე, ხშირ შემთხვევაში კი კრისტალური სუბსტრატის მეტამორფიტებსა და მაგმურ ქანებზე. ამრიგად, ვალდაის სერიის გავრცელება უფრო ფართოა, ვიდრე ვოლინის სერიისა. სერია ლითოლოგიურად საკმაოდ ერთფეროვანია. ფუძის ფორმაციას – კონგლომერატებისა და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების 100-200 მ სისქის ჰორიზონტს, ზევით მოყვება თიხების მძლავრი წყება, რომლის ძირითადი კომპონენტებია ე.წ. „ლამინარიტიანი თიხები“ – პელიტოლითები, რომელთა შრეებრივობის ზედაპირზე ჩვეულებრივ გადაკრულია ორგანული ნივთიერების აპკი. ეს აპკი დიდი ხნის განმავლობაში წყალმცენარეების – Laminarites antiquissimus-ის ნაშთებად მიიჩნდათ, მაგრამ, როგორც შემდეგ გამოირკვა, ეს თვით წყალმცენარეები კი არა, არამედ მათი ნაშთების გახრწნის პროდუქტებია. ამავე დროს, ვალდაის სერიის ქანებში აღმოჩნდა ნამდვილი წყალმცენარეების ნაშთებიც. ისინი მურა წყალმცენარეების ჯგუფს მიეკუთვნებიან და შეადგენენ მანამდე უცნობ ტაქსონს, რომელიც აღწერილ იქნა Vendotenidae-ს (ვენდოტენიდა) სახელწოდებით. ამათ გარდა, აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში რამდენიმე ადგილას ვალდაის სერიის ქანებში მიკვლეულ იქნა მრავალუჯრედიანი ორგანიზმების მსგავსი ფორმები. ვალდაის სერია ზევით იფარება კამბრიული ასაკის ბ ა ლ ტ ი უ რ ი ს ე რ ი ი თ, რომლის ჭრილიც ბაზალური კონგლომერატებით იწყება. ბალტიური სერია კამბრიულისათვის დამახასიათებელი ნიჟარიანი ფაუნის – უკლიტო მხარფეხიანების, თავთფეხიანი მოლუსკების, აგრეთვე ტრილობიტების, ნაშთებს შეიცავს.

ურალის დ ა ს ა ვ ლ უ რ ი კალთების სამხრულ ნაწილში, ბაშკირეთის ანტიკლინორიუმთან დაკავშირებული გვიანპროტეროზოული (რიფეული და ვენდური) ნალექების საკმაოდ დიდი საერთო სიმძლავრის მიუხედავად, მათ მაინც პლატფორმულ წარმონაქმნებად მიიჩნევენ ნალექების ფაციესურ თავისებურებათა გათვალისწინებით. დანალექ სერიებში კონტინენტური ფაციესების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი, ხშირი ხარვეზები სედიმენტაციაში, ისევე როგორც ჟულკანიზმის პროდუქტების სპეციფიკა, მოწმობს, რომ რიფეული და ვენდური სერიების დაგროვება მიმდინარეობდა 40-70კმ სიგანის მარჩხ ზღვაში, რომელიც აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის კიდეზე მდებარეობდა ურალის ვრცელი გეოსინკლინური აუზის მიჯნაზე.

რაც შეეხება საკუთრივ ურალს, მართალია, ურალის ქედი პალეოზოური ერის დასასრულს, ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პროცესში ჩამოყალიბდა მთათა სისტემად, მაგრამ მისი სტრუქტურის ძირითადი ჩონჩხი, როგორც ჩანს, ბევრად უფრო ადრე, ჯერ კიდევ ბაიკალური ოროგენეზისის შედეგად წარმოიქმნა, ხოლო შემდგომ მეტნაკლებად ძლიერი გადამუშავება განიცადა. ამიტომაა, რომ ურალის ქედის აგებულებაში პრეკამბრიულის წარმონაქმნები საკმაოდ ფართოდ არის გავრცელებული. არქეოზოული და პროტეროზოული აქ წარმოდგენილია ძლიერ მეტამორფიზებული გეოსინკლინური კომპლექსებით: არქეოზოულში მეტწილად გრანულიტური ფაციესის მეტამორფიტებით – გრანიტო-გნეისებით, მიგმატიტებით, გნეისებით, კრისტალური ფიქლებითა და სხვადასხვაგვარი გრანიტოიდებით. გეოსინკლინური ბუნებისაა პროტეროზოული ცენტრალურ და აღმოსავლურ ურალზე. ამასთან, აქ განსაკუთრებით ნიშანდობლივია ჯულკანური ქანების მნიშვნელოვანი როლი. სამხრულ ურალში საკმაოდ ფართოა რიფეულისა და ვენდურის გავრცელება. აქ გვიანი პროტეროზოულის წარმონაქმნები გაშიშვლებულია ორი დიდი ანტიკლინორიუმის გულში – ესენია ულუთაუს და ურალ-ტობოლსკის ანტიკლინორიუმები.

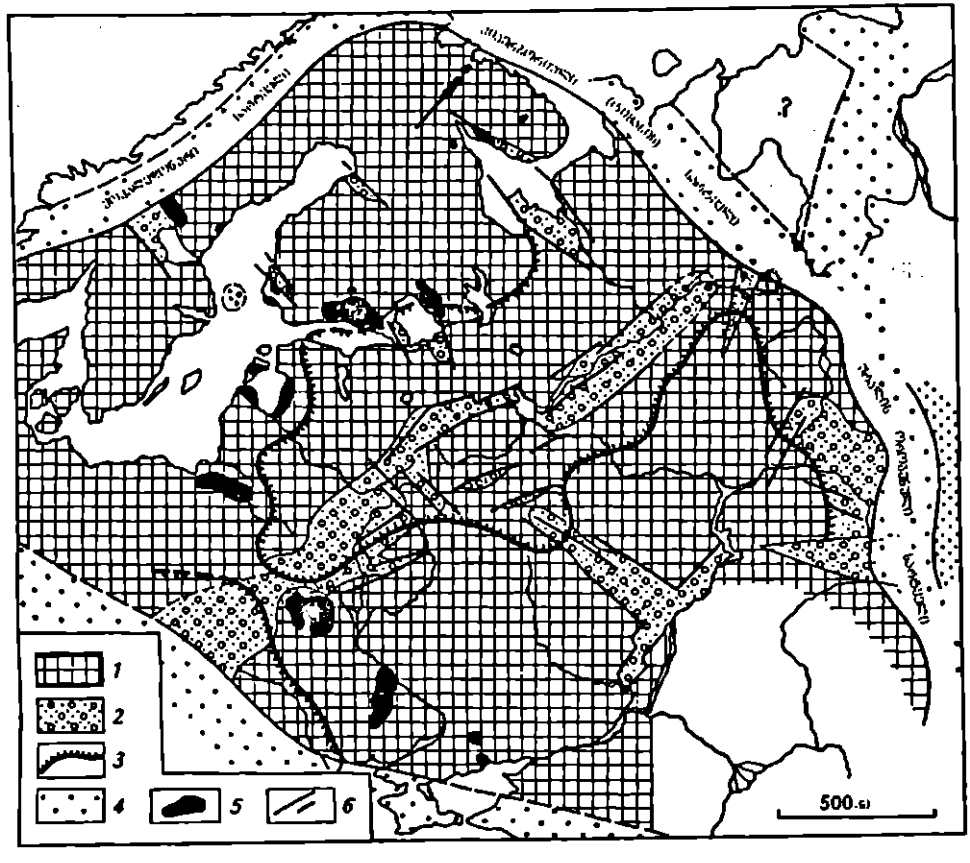
ულუთაუს ანტიკლინორიუმის აგებულებაში მონაწილეობენ მეტამორფიტების კომპლექსები, რომლებიც პრეკამბრიულს უნდა მიეკუთვნებოდნენ, მაგრამ აქ არ არის სრული ჭრილი ზედა პროტეროზოულისა – ზედაპირზე არ გამოდის ქვედა რიფეული (ბურზიანის სერია), ზედა რიფეულის მნიშვნელოვანი ზედა ნაწილი კი გადარეცხილია. რაც შეეხება შუა რიფეულს (იურმატინის სერია), ის წარმოდგენილია კვარციტებითა და ფიქლებით, ხოლო ჭრილის ქვედა ნაწილში მათ გვერდით ამფიბოლიტებიც აღინიშნება. კვარციტებით და ფიქლებით არის აგებული ყარათაუს (ზედა რიფეული) სერიაც. რაც შეეხება კარბონატულ ქანებს, კერძოდ, მარმარილოებს, ისინი აქ მხოლოდ ლინზებისა და შუაშრეების სახით არიან წარმოდგენილი როგორც შუა რიფეულში, ისე ზედა რიფეულის შემორჩენილ ნაწილში. ულუთაუს ანტიკლინორიუმის ვენდურის ჭრილის ქვედა ნაწილშიც ამფიბოლიტები თამაშობენ მნიშვნელოვან როლს, ზევით კი – ფიქლები, კვარციტები, პოლიმიქტური ქვიშაქვები და კონგლომერატები.

კიდევ უფრო ინტენსიურია აღმოსავლეთით მდებარე ურალ-ტობოლსკის ანტიკლინორიუმის გვიანი პროტეროზოულის ქანების მეტამორფიზმი. აქ ზედა პროტეროზოულში სამი სერია გამოიყოფა: ა) გნეისების სერია; ბ) ამფიბოლიტების სერია და გ) კვარციტ-ფიქლებიანი სერია. პირველი ქვედა რიფეული ასაკისაა, შუა და ზედა სერიები კი – იურმატინის (შუა რიფეული) სერიის სინქრონულია. რაც შეეხება ყარათაუს სერიას (ზედა რიფეული), მისი ანალოგები აქ დადგენილი არ არის. გნეისების სერიის სიმძლავრე 2000-3000 მ-ია. ის მეტწილად ღრმადმეტამორფიზებული დანალექი ქანებით (ქვიშაქვები, თიხები, ალევროლითები) არის აგებული. ამფიბოლიტები, რომლებიც ამ სერიაშია წარმოდგენილი, როგორც ვარაუდობენ, წარმოშობილია ერთ შემთხვევაში – ფუძე ჯულკანოგენების, სხვა შემთხვევაში კი – დანალექი ქანების (მერგელების) მეტამორფიზმის შედეგად. ამფიბოლიტების სერიაში ძირითადი როლი ფუძე ჯულკანოგენების მეტამორფიზმის შედეგად წარმოშობილ ამფიბოლიტებს ეკუთვნის. აქვე მათ გვერდით გნეისები და კვარციტებიც არის წარმოდგენილი.

ზედა სერიაში, რომელიც ასევე დიდი სისქისაა (2000-3000 მ), მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ზოლებრივი კვარციტები, ფილიტები, რომლებთანაც სახეცვლილი მჟავე ჯულკანური ქანების განფენები მორიგეობენ. ამრიგად, როგორც ვხედავთ, სამხრული ურალის ცენტრალურ და აღმოსავლურ ნაწილში ზედა პროტეროზოული ბევრად უფრო ინტენსიურად არის მეტამორფიზებული, ვიდრე მის დასავლურ კალთებზე – რუსეთის ბაქნის აღმოსავლური კიდის სიახლოვეს. ნიშანდობლივია ფუძე შედგენილობის ლავებისა და ჯულკანოგენური ქანების როლის მნიშვნელოვანი მომატება და, პირიქით, კარბონატების წილის შესამჩნევი კლება აღმოსავლეთისაკენ.

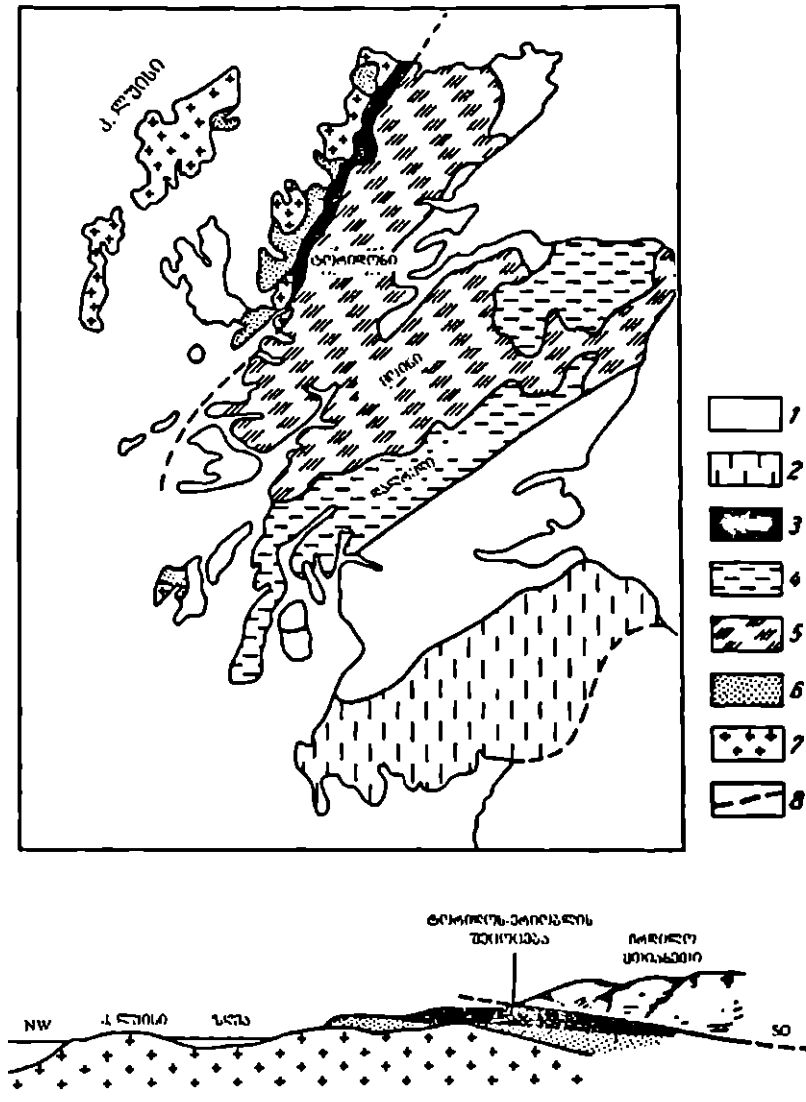
ცენტრალური და აღმოსავლური ურალის უფაუნო მეტამორფიტების დანაწილება და კორელაცია ურალის დასავლური კალთების ზედა პროტეროზოულის წყებებთან დიდ სირთულეებთან არის დაკავშირებული და მათი ურთიერთობა დღემდე მხოლოდ სავარაუდოდ არის განსაზღვრული. ამავე დროს, ერთი რამ უდავოდ ცხადია – აღმოსავლური და ცენტრალური ურალის პროტეროზოულის დაგროვება მიმდინარეობდა კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებს გარეთ. ნალექების დიდი სიმძლავრე, ინტენსიური დანაოჭება და ღრმა მეტამორფიზმი ცხადყოფს, რომ აქ ნალექების დაგროვება გეოსინკლინურ

აუზში მიმდინარეობდა. გეოსინკლინური ბუნების არის პროტეროზოული არა მხოლოდ სამხრული ურალის ფარგლებში. ასეთივე პირობებშია წარმოქმნილი პროტეროზოული ნაოჭა სარტყლების თითქმის უწყვეტელ ზოლში, რომელიც გარს ეკვრის აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას (იხ. სურ.38).



სურ. 38. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმა და ნაოჭა სარტყლები (როროგენები) მის ირგვლივ გვიან პროტეროზოულ-ში (ლ.სალოპიდან, 1973; რამდენადმე გამარტივებული). 1 – პლატფორმის პირველი სტრუქტურული იარუსის (ფუნდამენტის) პრეკამბრიული (კატარქეული, არქეოზოული, ქვედა და შუა პროტეროზოული); 2 – ზედა პროტეროზოული (რიფეული), რომელიც სუბსტრატის გრაბენისებრ სტრუქტურებთან არის დაკავშირებული; 3 – ვენდური კომპლექსების გავრცელების საზღვარი (დაკბილული ხაზის „წამწამები" მიმართულია იმ ტერიტორიისაკენ, სადაც ვენდურია განვითარებული); 4 – ნაოჭა (როროგენული) სარტყლები პლატფორმის ირგვლივ; 5 – გრანიტ-რაპაკივის ინტრუზივები; 6 – რღვევები.

გეოსინკლინური ტიპის დანაოჭებული ზედა პროტეროზოული განვითარებული არის ტიმანის ქედზე, კანინისა და რიბაჩის ნახევარკუნძულებზე, კუნძულ კილდინზე, შპიცბერგენის არქიპელაგის კუნძულებზე. ჩრდილო-დასავლურ ევროპაში (ჩრდილო-ატლანტური სარტყელი) ზედა პროტეროზოული მონაწილეობს სკანდინავიის გასწვრივი მთების აგებულებაში. ბრიტანეთის კუნძულებზე სინქრონული წარმონაქმნების მნიშვნელოვანი გაშიშვლებებია შოტლანდიის ჩრდილოეთ მთიანეთში და ჰებრიდულ კუნძულებზე, განსაკუთრებით კ. ლუისზე (სურ. 39).



სურ. 39. შოტლანდიის გეოლოგიური აგებულების სქემა (ა.ტეგარინოვის და გ.ჯოიტკევიჩის მიხედვით, 1966)
1 – კალედონიური დანაოჭების შემდგომი (დევონური და უფრო ახალგაზრდა) ნალექები;
2 – სამხრული მთიანეთის ორდოვიკიული და სილურული; 3 – ჩრდილოეთ მთიანეთის კამბრიული;
4 – დალრედის წყება; 5 – მოინის მეტამორფიტები; 6 – ტორიდონის ქვიშაქვები;
7 – ლუისის გრანიტები და გნეისები; 8 – ტორიდონ-ერიობლის შეცოცება.

ამ მხარეში პრეკამბრიული წარმონაქმნების ორი განსხვავებული ტიპია წარმოდგენილი. მათ ერთმანეთისგან მიჯნავს ტორიდონ-ერიობლის სუბმერიდიონალური შეცოცება. შეცოცებიდან დასავლეთით, კ. ლუისზე და განაპირა ჩრდილო შოტლანდიის ვიწრო ზღვისპირა ზოლში უძველესია ე.წ. ლ უ ი ს ი ს გ ნ ე ი ს ე ბ ი, რომლებიც თითქმის მთლიანად იკავებენ კ.ლუისს - ყველაზე ვრცელს ჰებრიდულ კუნძულთა ჯგუფში. გნეისების გარდა, აქ წარმოდგენილია სხვა, ნაირგვარი მეტამორფიტები, მიგმატიტები, სახეცვლილი დანალექი ქანები, აგრეთვე გრანიტები, ფუძე და ულტრაფუძე ქანების ინტრუზივები. ლუისის გნეისებზე უთანხმოდ არის განლაგებული ქვიშაქვების სქელი, 6000 მ-მდე სიმძლავრის წყება, რომელიც სრულად არის წარმოდგენილი ტორიდონის რაიონში და ამიტომ მას ტ ო რ ი დ ო ნ ი ს ქ ვ ი შ ა ქ ვ ე ბ ი ს სახელწოდებით აღწერენ. ქვიშაქვები წითელი ფერისაა, მეტწილად – მსხვილმარცვლოვანი. კლასტურ მასალაში ჭარბობს მინდვრის შპატების მარცვლები. ინგლისელი გეოლოგების ვარაუდით, ქვიშაქვების კლასტური მასალის წყაროს ჩრდილოეთ ატლანტიკაში არსებული ხმელეთი წარმოადგენდა. აღმოსავლეთით ტორიდონის ქვიშაქვებს მათზე უთანხმოდ განლაგებული, დაუნაოჭებელი კამბრიული მოყვება. კამბრიულზე, ტორიდონ-ერიობლის რღვევის გასწვრივ, შემოცოცებულია ინტენსიურად დანაოჭებული, ძლიერ მეტამორფიზებული ქანების კომპლექსი – ე.წ. მ ო ი ნ ი ს გ ნ ე ი ს ე ბ ი, რომლებიც მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ შოტლანდიის ჩრდილოეთ მთიანეთის აგებულებაში. გნეისების გარდა, მოინის კომპლექსში წარმოდგენილია ქარსიანი ფიქლები და კვარციტები. მათი ნაგორები მასალა ნაპოვნია ტორიდონის ქვიშაქვებსა და კონგლომერატებში, რაც ნათელყოფს, რომ მოინის გნეისები ტორიდონის ქვიშაქვებზე ძველია. მოინის გნეისების ზოლის გაგრძელება, ერთი მხრივ, ჩრდილო ირლანდიის ტერიტორიაზე გაიდევნება, მეორე მხრივ კი, მათივე სინქრონული უნდა იყოს და, ამავე დროს, სტრუქტურული გაგრძელებაც, სკანდინავიის გასწვრივი მთების ინტენსიურად დანაოჭებული და ძლიერ მეტამორფიზებული, დიდი სისქის წყებები. აქ უთანხმოდ განლაგებული ვენდური ასაკის ფიქლებისა და ქვიშაქვების ქვეშ წარმოდგენილია ე.წ. სპარაგმიტის სერია, რომელშიც გამოიყოფა შუა პროტეროზოული ქვედა სპარაგმიტი (პორსანგერის ქვიშაქვები და დოლომიტები) და ზედა პროტეროზოული წითელი ან ზედა სპარაგმიტი. წითელი სპარაგმიტის ჭრილის ქვედა ნაწილში წარმოდგენილია ქვედა ტილიტები (60 მ), რომლებიც პორსანგერის დოლომიტების გადარეცხილ ზედაპირზეა განლაგებული. წყება აგებულია მომწვანო და მორუხო-წითელი ფერის თიხებითა და ალევროლითებით, რომლებშიც ლოდები და სხვადასხვა ზომის ქანის ნატეხებია ჩართული. ქვედა ტილიტებს აღმავალ ჭრილში მოყვება რუხი და წითელი ქვიშაქვების 400 მიანი წყება ალევრიტულ-თიხოვანი ქანების შუაშრეებით. ზედა სპარაგმიტის ჭრილი მთავრდება ისევ ტილიტებით. ესაა ე.წ. ზედა ტილიტი (60 მ), რომელიც ლითოლოგიურად ქვედა ტილიტის ანალოგიურია. მოინის გნეისებს სამხრეთით მოყვება უფრო ახალგაზრდა ქანების კომპლექსი – ფიქლების, ფილიტების, კვარციტებისა და კირქვების მორიგეობა; მათ ინგლისელი გეოლოგები დ ა ლ რ ე დ ი უ ლ ი წ ყ ე ბ ი ს სახელით აერთიანებენ. ზემოთ ნახსენები პრეკამბრიული კომპლექსების ასაკობრივი ურთიერთობები დღესაც ბოლომდე ნათელი არ არის რთული ტექტონიკური პირობების, წყებებში პალეონტოლოგიური მასალის არარსებობის, მეტამორფიზმის ინტენსივობის სხვადასხვაგვაროვნების გამო. მათი ასაკობრივი თანმიმდევრობის სავარაუდო სქემა, რომელიც რადიოგეოლოგიური კვლევის შედეგებითაც დასტურდება, ასე გამოიყურება:

კ ა მ ბ რ ი უ ლ ი - 550-600 მლნ წელი

უ თ ა ნ ხ მ ო ე ბ ა

ტ ო რ ი დ ო ნ ი ს ქ ვ ი შ ა ქ ვ ე ბ ი - 1400 ± 30 მლნ წელი

დ ა ლ რ ე დ ი უ ლ ი წ ყ ე ბ ა

მ ო ი ნ ი ს გ ნ ე ი ს ე ბ ი - 2600 მლნ წელი

რაც შეეხება ცენტრალურ ევროპას, იქ პრეკამბრიულის არსებობა დადასტურებულია დასავლურ საფრანგეთში – არმორიკულ მასივში, აგრეთვე ცენტრალური პლატოს აგებულებაში. პროტეროზოული გაშიშვლებულია ჩეხეთის ტერიტორიაზეც – ბ ო ჰ ე მ ი ს მ ა ს ი ვ შ ი, კამბრიული ფაუნის შემცველი ნალექების ქვეშ, და წარმოდგენილია 2600 მ-მდე სიმძლავრის ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების სერიით, რომელშიც ტილიტების დასტებიც აღინიშნება. სერია გვიანი პროტეროზოული ასაკისაა. ის

მკაფიო უთანხმოებით განლაგებულია შუაპროტეროზოული ასაკის ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კომპლექსზე.

პროტეროზოული წარმოდგენილია ყველა დანარჩენი კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში. აღმოსავლური ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე პროტეროზოული მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ორივე ფარის (ალდანის და ანაბარის), ასევე შუა ციმბირის ბაქნის აგებულებაში. ალდანის ფარზე გვიანარქეოზოული ასაკის დანაოჭებულ, ინტენსიურად მეტამორფიზებულ კომპლექსებზე უთანხმოდ არის განლაგებული უდოკანის სერია, რომელიც წარმოდგენილია ფერადი კვარციტებით, ირიბშრეებრივი ქვიშაქვებით, ფიქლებით, დოლომიტებით და კონგლომერატებით. ფერადი ქვიშაქვების შრეებრივობის ზედაპირზე ხშირად აღინიშნება რიპელმარკები და გვალვის ნასკდომები. სერიის სიმძლავრე 13კმ-ს აღწევს. ის სუსტადაა დანაოჭებული და წარმოქმნის ბრაქიფორმულ ნაოჭებს. დანაოჭების ხასიათი, ისევე როგორც ტერიგენული ნალექების გაბატონებული როლი და მათი მეტამორფიზმის დაბალი ხარისხი, ცხადყოფს, რომ უდოკანის სერიას არ გააჩნია გეოსინკლინური კომპლექსებისათვის ნიშანდობლივი თვისებები. თუმცა ისიც აშკარაა, რომ ის არც ტიპური ეპიპლატფორმული (ბაქნური) კომპლექსია. ამასვე მოწმობს სერიაში შეჭრილი გრანიტული ინტრუზივებიც. ამ უკანასკნელთა იზოტოპური ასაკი 1,9 მლრდ წელია. თვით უდოკანის სერია კი ადრეპროტეროზოულად არის დათარიღებული. პრაქტიკული თვალსაზრისით, აღსანიშნავია სერიის შუა ნაწილთან დაკავშირებული სპილენძის შემცველი ქვიშაქვების 300-მეტრიანი დასტა. კიდევ უფრო მნიშვნელოვანია ტერიგენული ნალექების წილი შუა პროტეროზოულის ჭრილში. ციმბირის პლატფორმის რამდენიმე უბანზე ამ ასაკის ტერიგენების გვერდით წარმოდგენილია, აგრეთვე, სტრომატოლითებიანი დოლომიტები, ვულკანოგენები და პორფირული ლავების განფენები. შუაპროტეროზოულ კომპლექსებში შემოჭრილ გრანიტოიდულ სხეულებს შორის ყურადღებას იქცევს ტიპური რაპაკივის ინტრუზივები, რომელთა ასაკი 1650 მლნ წელია. საკმაოდ ფართოდ არის წარმოდგენილი ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში რიფეული, ისევე როგორც აზიის კონტინენტის სხვა პლატფორმების სტრუქტურაშიც. განსაკუთრებით სრულია ზედა პროტეროზოულის ჭრილი ბაიკალის მხარეში. ფართო გავრცელება აქვს რიფეულის ეპიპლატფორმულ ნალექებს ჩინეთ-კორეის პლატფორმაზე. განსაკუთრებით უნდა აღვნიშნოთ გვიანი რიფეულის ტერიგენული ნალექების კომპლექსი, რომელიც უშუალოდ ფაუნით დათარიღებული კამბრიულის ქვეშ არის განლაგებული. ეს ნალექები ა.გრაბაუმ (A.Grabau) 1922 წელს სინიურის სახელით აღწერა. სინიური მას პალეოზოურის პირველ (ყველაზე ძველ) სისტემად მიიჩნდა. 1924 წელს ჯ.ლიმ (Lee J.S.) და სხვა ჩინელმა გეოლოგებმა დეტალურად შეისწავლეს ჩრდილო ჩინეთის სინიური, ხოლო მოგვიანებით (1934 წ.) ც.გაომ და მისმა ჩინელმა კოლეგებმა სპეციალური კვლევების შედეგად საფუძველი ჩაუყარეს სინიურის სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციის საქმეს. უკანასკნელი წლების გამოკვლევების საფუძველზე, ჩინეთის სტრატიგრაფიული კომისიის გადაწყვეტილებით, სინიური მიჩნეულია პრეკამბრიულის ყველაზე ახალგაზრდა სტრატიგრაფიულ ერთეულად, რომლის ქვედა საზღვარი 800 მლნ წლით თარიღდება, ზედა კი – 610 მლნ წლით. ისე რომ, სინიური ზედა რიფეულის ზედა ნაწილს და თითქმის მთელ ვენდურს (მცირე ზედა ნაწილის გამოკლებით) შეესატყვისება. ლითოლოგიურად სინიური ძირითადად წარმოდგენილია ნერიტული ფაციესებით – კლასტური და კარბონატული ნალექების კომპლექსით, რომლის სისქე ცვალებადია: მდ. იანძის აუზის აღმოსავლურ ნაწილში 570-1000 მ, სხვა რეგიონებში – 3000 მ და ზოგჯერ მეტიც. განსაკუთრებული აღნიშვნის ღირსია ტილიტების ფართო გავრცელება სინიურის ჭრილებში 740-700 მლნ წლების ინტერვალში.

სამხრეთის კონტინენტური პლატფორმებიდან ყველაზე უკეთ არის შესწავლილი აფრიკისა და ავსტრალიის პრეკამბრიული, შედარებით ნაკლებად – გვიანისა და ბრაზილიის ფარების (სამხრული ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა) არქეოზოულ-პროტეროზოული.

პროტეროზოული, ისევე როგორც არქეოზოული წარმონაქმნები, განსაკუთრებულ როლს თამაშობენ აფრიკის კონტინენტის აგებულებაში. ეს დიდი კონტინენტი თითქმის მთლიანად, ატლასისა და კაპის მთების გამოკლებით, პალეოზოური ერის დასაწყისისთვის უკვე კონსოლიდირებული იყო. ისე რომ, კამბრიულიდან მოყოლებული, მთელი ფანეროზოული ეონის განმავლობაში აქ დაგროვილი

სუპერკრუსტული ქანების კომპლექსებს არ განუცდიათ არც მეტამორფიზმი და, არსებითად, არც შესამჩნევი სტრუქტურული დეფორმაციები პლიკატური თუ დიზუნქტიური დისლოკაციების სახით. უფრო მეტიც, აფრიკის კონტინენტის ზოგი, საკმაოდ ვრცელი რეგიონის ფარგლებში არა თუ ფანეროზოული, გვიანი პრეკამბრიული (პროტეროზოული) კომპლექსებიც კი აუშლელია – თითქმის ჰორიზონტულად განლაგებული. ამავე დროს, კონტინენტის კამბრიულამდელ სტრუქტურაში მკაფიოდ არის გამოკვეთილი რამდენიმე ვრცელი სარტყელი, რომლებიც რამდენიმე მიმართულებით დიდ მანძილზე გაიდევნებიან და გამოირჩევიან როგორც ქვედა, ისე ზედა პრეკამბრიულის ინტენსიური დანაოჭებითა და დიდი სისქის წყებებისა და სერიების მეტნაკლები სიძლიერის მეტამორფიზმით. ამრიგად, ცხადი ხდება, რომ გვიანი პროტეროზოულის დასაწყისისთვის (დაახლოებით 1500მლნ წ) აფრიკის კონტინენტი ჯერ კიდევ არ წარმოადგენდა ერთიან კონტინენტურ პლატფორმას. მის აგებულებაში უკვე გაირჩეოდა რამდენიმე სტაბილური ბლოკი, რომლებიც ერთმანეთისგან გამოყოფილი იყო ოროგენული სარტყლებით. ამათგან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო არაბეთის, საჰარის, მოზამბიკისა და დამარა-კიბარის სარტყლები. ხსენებულ ოროგენულ სარტყლებში პროტეროზოული წარმოდგენილია ძალიან დიდი სისქის, მეტამორფიზებული და ინტენსიურად დანაოჭებული ვულკანოგენური, ვულკანური, დანალექი ქანებითა და მათი გამკვეთი ინტრუზიული სხეულებით. მათ დანაოჭება და მეტამორფიზმი არაერთგზის აქვთ განცდილი. სხვადასხვა ასაკისაა ინტრუზიული სხეულებიც. რაც შეეხება კონსოლიდირებულ ბლოკებს, რომლებიც პროტეროზოულში ერთმანეთისგან ზემოხსენებული მოძრავი სარტყლებით იყვნენ ჯერ კიდევ გამოყოფილი, იქ გვიანი პრეკამბრიული სხვაგვარი ბუნებისაა და უფრო ეპიპლატფორმულს ემსგავსება, ვიდრე გეოსინკლინურ კომპლექსებს. მათ ფარგლებში პროტეროზოული განლაგებულია „რუხი გნეისებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლების სტრუქტურებზე, რომელთაგან ზოგმა უკვე გვიანი არქეოზოულისთვის განიცადა კონსოლიდაცია. მაგრამ, თუმცა პროტეროზოული ეონის დასაწყისიდანვე ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა უკვე სტაბილიზებულ კონტინენტურ ბლოკებზე, მაინც ეს უკანასკნელნი, ჯერ კიდევ არ იყვნენ ჩამოყალიბებული როგორც ნამდვილი კონტინენტური მასივების I იარუსის მტკიცე, სტაბილური ფუნდამენტი და ამიტომ მათზე განლაგებულ პროტეროზოულ წარმონაქმნებსაც ჯერ კიდევ არ გააჩნდათ ბაქნებისათვის ნიშანდობლივი ტიპური ეპიპლატფორმული (ზეწრული) კომპლექსების ბევრი ნიშანი. უზარმაზარი სისქეების გარდა, ზეწრული კომპლექსებისაგან მათ განასხვავებს ეფუზიური ქანებისა და ვულკანოგენების მნიშვნელოვანი როლი, აგრეთვე არაიშვიათად – ინტრუზიული მაგმატიზმის პროცესების გამოვლინებები. ამავე დროს, ოროგენული სარტყლებისაგან განსხვავებით, ამ კომპლექსებში ზღვიური ნალექების გვერდით, ხშირად მნიშვნელოვანია კონტინენტური (მდინარეული, ტბიური, მყინვარული) ფაციესების წილი. ზღვიურ ფაციესებში კი დიდია ქვიშაქვების როლი, რომლებიც კვარცის მასალის სიუხვით გამოირჩევიან. ქვიშაქვებთან მორიგეობენ თიხებისა და ალევროლითების დასტები, იშვიათად კონგლომერატები. პროტეროზოულის ჭრილში აღინიშნება დიამიკტიტებიც, რომლებიც, როგორც ვარაუდობენ, მყინვარული წარმოშობისაა. ყოველივე ზემოთქმულს უნდა დავუმატოთ აგრეთვე მნიშვნელოვანი უთანხმოებები და ხარვეზები სედიმენტაციაში, რაც ბლოკების დეფორმაციისა და აზევების შედეგად წარმოიქმნებოდა. ამრიგად, ნათელია, რომ საქმე გვაქვს კონსოლიდირებულ სუბსტრატზე დაგროვილ არატიპურ ეპიპლატფორმულ წარმონაქმნებთან. ამიტომ მათ, ტიპური ბაქნური (ზეწრული) ეპიპლატფორმული კომპლექსებისაგან განსხვავებით, შეიძლება პ რ ო ტ ო პ ლ ა ტ ფ ო რ მ უ ლ ი ეწოდოს. ამგვარი ბუნების პროტოპლატფორმული კომპლექსები ყველა კონტინენტზეა დადგენილი, მაგრამ მათი დაგროვება ყველგან ერთდროულად არ დაწყებულა. მათგან უძველესი აფრიკის კონტინენტზეა დადგენილი. ესაა გვიანარქეოზოული (2800-2300 მლნ წ) ვ ი ტ ვ ა ტ ე რ ს რ ა ნ დ ი ს და ადრეპროტეროზოული ვ ე ნ ტ ე რ ს დ ო რ პ ი ს ა (2300 მლნ წ) და ტ რ ა ნ ს ვ ა ა ლ ი ს (2300-1900 მლნ წ) სერიები.

კარგად არის შესწავლილი ავსტრალიის კონტინენტის პრეკამბრიული, რასაც მნიშვნელოვანწილად შეუწყო ხელი, უპირველეს ყოვლისა, არქეოზოულ-პროტეროზოული წარმონაქმნების უდიდესმა როლმა კონტინენტის აგებულებაში: ავსტრალიის კონტინენტის მხოლოდ მცირე, აღმოსავლური ნაწილი – ავსტრალიის ალპების ვიწრო ზოლი, მდებარეობს კონტინენტური პლატფორმის

გარეთ. დანარჩენი ტერიტორია ავსტრალიის კონტინენტურ პლატფორმას უკავია (იხ. გვ. 93, სურ.29). ამასთან, აქაც მხოლოდ პრეკამბრიულის უძველეს (არქეოზოული ასაკის) წარმონაქმნებს აქვთ განცდილი ინტენსიური მეტამორფიზმი, უდიდესი ნაწილი კი დღემდე თითქმის უცვლელად არის შემონახული და მათი კვლევის დროს გეოლოგები ნაკლებად აწყდებიან პრობლემებს. ამას უნდა დაუმატოთ მკვიდრი ქანების კარგი გაშიშვლებები მწირი მცენარეული საფარით დაფარული უდაბნოსა და ნახევარუდაბნოს კლიმატურ პირობებში, რომელშიც ავსტრალიის კონტინენტის უდიდესი, აზევებული ნაწილია მოქცეული. ავსტრალიის პრეკამბრიულში ოთხი დიდი სტრატიგრაფიული ერთეულია გამოყოფილი: არქეოზოული (2300 მლნ წ-ზე ძველი წარმონაქმნების კომპლექსი), ნალაჯინიუმი (1800-2300 მლნ წ), კარპენტარიუმი (1400-1800 მლნ წ) და ადელაიდიუმი (600-1400 მლნ წ). უძველეს, არქეოზოულ წარმონაქმნებში გაირჩევა ძველი სიალური ფუნდამენტისა (გრანიტების, გნეისების, მიგმატიტების) და მწვანე ქვის სარტყლების ნიშანდობლივი კომპლექსები. დანარჩენი სამი ერთეული კი, რომლებიც პროტეროზოულ ეონოთემას შეადგენენ, განსაკუთრებით კი კარპენტარიუმი და ადელაიდიუმი, პროტოპლატფორმული ბუნების კომპლექსებია. თუმცა, ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის სტრუქტურაშიც, აფრიკის კონტინენტის მსგავსად, გაირჩევა პროტეროზოული მოძრავი სარტყლები, რომლებმაც ფანეროზოულამდე განიცადეს კონსოლიდაცია.

ბამყინვარებები პროტეროზოულში

მიუხედავად იმისა, რომ მე-20 საუკუნის მეორე ნახევარში, განსაკუთრებით კი ბოლო სამი ათეული წლის განმავლობაში, კვლევის უახლესი მეთოდების შემწეობით თითქმის ყველა კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში განვითარებული პრეკამბრიული წარმონაქმნების შესახებ უმდიდრესი ფაქტობრივი მასალაა მოპოვებული, მაინც ჯერ კიდევ ძნელია საუბარი არა თუ არქეოზოული, არამედ პროტეროზოული ეონის პალეოგეოგრაფიაზეც კი. იმდროინდელი დედამიწის ზედაპირზე ხმელეთისა და წყლის განაწილების თუნდაც ზოგადი სურათის წარმოდგენას დიდ დაბრკოლებას უქმნის არაერთი გარემოება: ა) პირველ რიგში, დანალექი ქანების ძლიერი მეტამორფიზმი, რის გამოც მეტწილად შეუძლებელია მეტამორფიტების დედაქანების პირველადი ბუნების ზუსტი განსაზღვრა, განსაკუთრებით ქვედა პრეკამბრიულის ჭრილებში; ბ) ფაციესების ერთფეროვნება, რაც არქეოზოულისთვის არის პირველყოვლისა ნიშანდობლივი, როცა კონტინენტებზე ჯერ კიდევ ნაკლებად კონტრასტული იყო რელიეფი; გ) თანამედროვე დედამიწის ზედაპირზე კონტინენტური მასივების უძველეს – პრეკამბრიულ – ბირთვებს შორის არსებული დიდი მანძილები, რაც შეუძლებელს ხდის გლობალური მასშტაბის პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციების განხორციელებას; დ) ფანეროზოული ნალექების ეპიპლატფორმული საფარის ქვეშ მოქცეული პრეკამბრიული წარმონაქმნების ვრცელი ფართობები.

პროტეროზოული ეონის პალეოგარემოს თავისებურებათა შორის ერთ-ერთი ყველაზე ღირსშესანიშნავი პალეოგეოგრაფიული მოვლენა, რომელმაც არაერთი საკვლევით ხელშესახები უტყუარი კვალი დატოვა თითქმის ყველა კონტინენტზე ტილიტების, მეტატილოიდების[1], ვარვების[2] (ფენოვანი თიხების) თუ ფლუვიო-გლაციალური და მარინო-გლაციალური (ზღვიურ-გლაციალური) წარმონაქმნების სახით, იყო გლობალური მასშტაბის რამდენიმე გამყინვარება. ამგვარი წარმონაქმნების ასაკობრივი დიაპაზონი პრეკამბრიულში ძალიან ფართოა. მათგან უძველესი, ეჭვმიუტანლად, მყინვარული წარმოშობისა, ადრეპროტეროზოული ტილიტებია. პროტეროზოულზე ძველი ტილოიდები და მეტატილოიდები რამდენიმე რეგიონშია აღწერილი: 1. კანადის ფარის სამხრულ ნაწილში არაერთ რაიონში გავრცელებული ე.წ. დორეს და ვინიპეგის კონგლომერატები 3000-2900 მლნ წლის ასაკისა, აგრეთვე ტიმისკამინგისა და სეინის კონგლომერატები – 2700 მლნ წლით დათარიღებული. მაგრამ მათი მყინვარული წარმოშობა საბოლოოდ დადასტურებული არ არის; 2. სამხრეთ-

[1] მეტატილოიდი – მეტამორფიზებული ტილოიდი (ტილიტის მსგავსი დიამიქტიტი).
[2] ვარვი – (შვედ.) მყინვარულ ტბებში დალექილი ფენოვანი თიხების განამარხებული კომპლექსი.

დასავლურ აფრიკაში გვიანარქეოზოულად (2850 მლნ წ) არის დათარიღებული მეტატილოიდები, მაგრამ მათზე უფრო ახალგაზრდა (2500-2400 მლნ წ) ტილოიდების მსგავსად, რომლებიც აფრიკის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილშია აღწერილი, მორენული წარმოშობის ნაკაწრებიანი ქვები აქაც მეორად განლაგებაში უნდა იყვნენ მოქცეული: ისინი ქანის ძირითად მასაში ლინზების სახით ან კიდევ ქაოსურ გროვებად, ხშირად კი ვერტიკალურადაც არიან ჩართული. მათი ამგვარი განლაგება, მკვლევართა ვარაუდით, იმას უნდა მიანიშნებდეს, რომ ნაკაწრებიანი ქვები ადრე არსებული (უფრო ძველი) მყინვარული მორენების დაშლის პროდუქტებია, ღვარნალექების სახით ჩატანილი გვიან არქეოზოულ ზღვაში. ამ შემთხვევაში გამოდის, რომ გვიანარქეოზოულში (დასაწყისში?) ადგილი ჰქონდა ჩვენი პლანეტის ისტორიაში ერთ-ერთ უადრეს გამყინვარებას; 3. არქეოზოული ტილოიდებია დადგენილი ავსტრალიის კონტინენტზეც (იილგარნის ფარზე), მაგრამ ამჯერადაც მათი მყინვარული წარმოშობა სათუოა.

ქვედა პროტეროზოულის ჭრილებში უკვე ჩნდება დედამიწაზე გამყინვარებათა პერიოდების არსებობის უტყუარი ნიშნები.

კანადის ფარზე ადრეპროტეროზოული ასაკის მძლავრი ჰურონული სერიის ჭრილში ასაკობრივად განსხვავებული, ერთმანეთისაგან ნორმული ზღვიური ნალექებით გათვისებული ტილიტების სამი ჰორიზონტი გამოიყოფა. ა) მათგან უძველესი 2450 მლნ წლით (ადრე პროტეროზოულის დასაწყისი) თარიღდება; ბ) მასზე რამდენადმე ახალგაზრდაა ტილიტების შემცველი მეორე ჰორიზონტი, რომლის იზოტოპური ასაკი 2400 მლნ წელია; გ) მესამეს შეადგენენ ყველაზე უკეთ ცნობილი, კობალტის სერიასთან დაკავშირებული გაუგანდას ტილიტები, რომელთა ასაკი 2288±87 მლნ წელს უდრის (ასაკი განსაზღვრულია რუბიდიუმ-სტრონციუმის მეთოდით). გაუგანდას ტილიტები რამდენიმე ათასი კვადრატული კილომეტრის (200კმX450კმ) ტერიტორიაზეა გავრცელებული და ეჭვი არ რჩება, რომ საქმე გვაქვს ნამდვილ კონტინენტური ტიპის გამყინვარებასთან. მორენების გადაადგილების მიმართულებების კვლევა ნათელყოფს, რომ ყინული მოძრაობდა ერთი საერთო ცენტრიდან პერიფერიებისკენ. ყოველივე ამის საფუძველზე, გეოლოგები დაასკვნიან, რომ კანადის ფარის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში. სადაც ამჟამად გაუგანდას ტილიტებია გავრეცლებული, ადრე პროტეროზოულში არსებობდა კონტინენტური მასივი (მეზოკონტინენტი), რომელიც ყინულის ერთიანი გუმბათით იყო დაფარული.

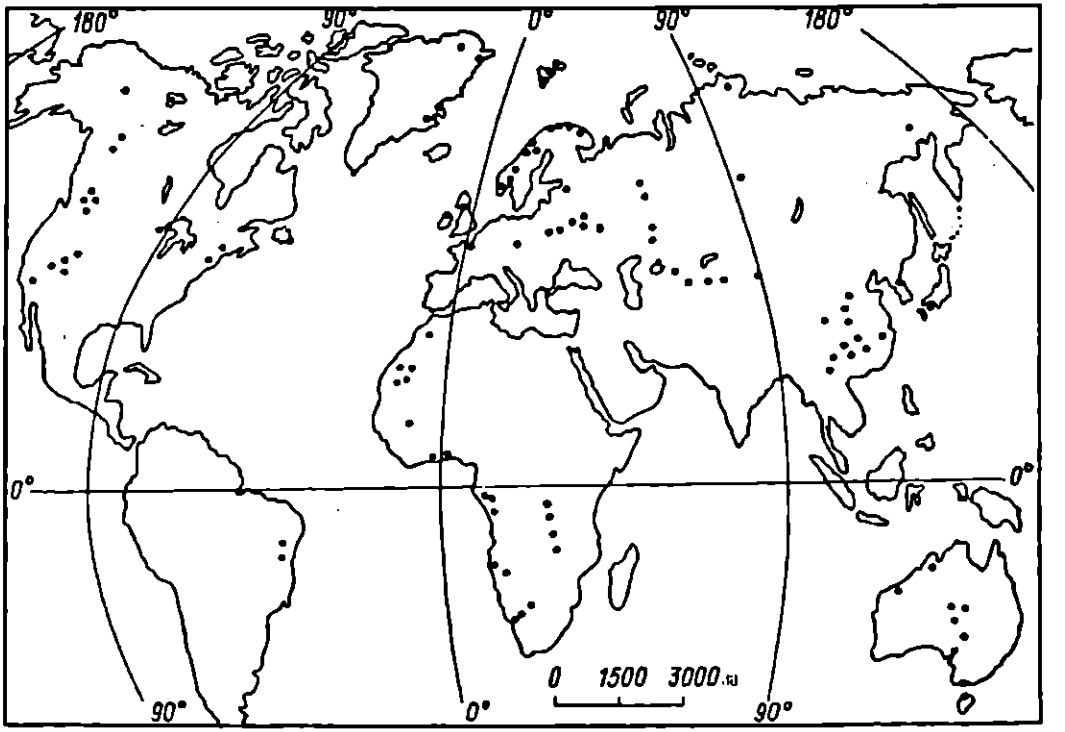
ბალტიურ ფარზე ადრეპროტეროზოული ტილიტების ორი დონე გამოიყოფა: ერთი კარელიური კომპლექსის ქვედა ნაწილში, მეორეც – ისევ კარელიურ კომპლექსში, ოღონდ მის ზედა ნაწილში – კალევიური სერიის ძირში. აზიაში ადრეპროტეროზოული ტილიტები შესწავლილია ნახევარკუნძულ ტაიმირზე, ბაიკალისპირეთში, აგრეთვე სამხრეთ-აღმოსავლურ აზიაში (სამხრული ჩინეთის პლატფორმაზე).

ავსტრალიის კონტინენტზე ადრეპროტეროზოულია (2400-2300 მლნ წ) მაუნტ-ბრუსის სუპერჯგუფთან დაკავშირებული ტილიტები და ფლუვიო-გლაციალური ნალექები ნალაჯაინის ბაქანზე (იილგარნისა და პილბარას ფარებს შორის), აგრეთვე რამდენადმე უფრო ახალგაზრდა (2000 მლნ წ) უაიტუოტერის მეტატილოიდები.

სამხრული ამერიკის ძველი კონტინენტური მასივის ფარგლებში ეპიმიუტანელი ადრეპროტეროზოული ტილიტები მხოლოდ ბრაზილიის ფარზეა დადგენილი. ესენია 2250 მლნ წლით დათარიღებული მეტატილიტები.

ამრიგად, ადრეპროტეროზოული ტილიტების საკმაოდ ფართო გავრცელება თითქმის ყველა კონტინენტზე ცხადყოფს, რომ გამყინვარება დედამიწის იმდროინდელი პალეოგარემოს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან თავისებურებას წარმოადგენდა.

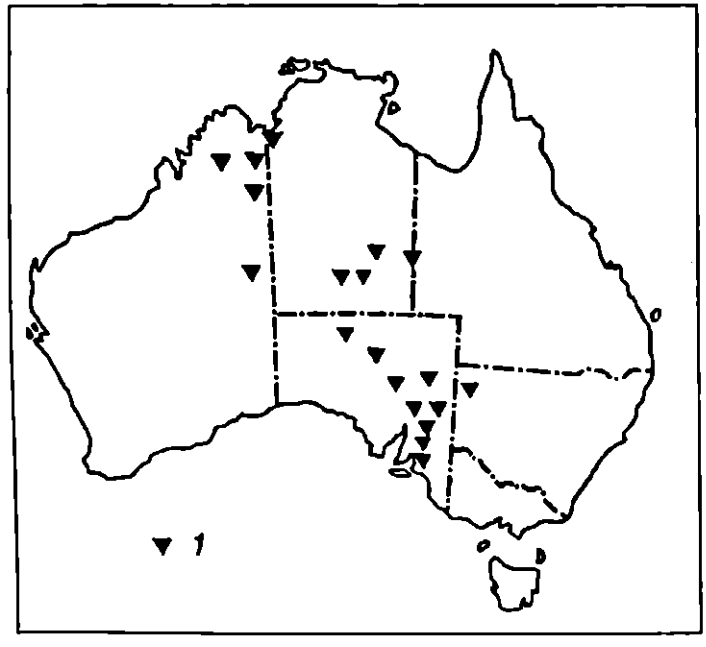
კიდევ უფრო დიდია მყინვარული წარმოშობის დიამიკტიტების როლი ზედა პროტეროზოულში (სურ. 40). გვიანრიფეული ნალექების ჭრილში მკაფიოდ გამოიკვეთება სხვადასხვა ასაკის ტილიტების ორი დონე: ა) ე.წ. „ადრეული ტილიტები“, რომელთა ასაკი 850-820 მლნ წლების ინტერვალში ექცევა, და ბ) „გვიანი ტილიტები“ – 780-750 მლნ წლების შუალედში. გვიანპროტეროზოულ ტილიტებს, ტილოიდებს, ვარვებსა და ფლუვიო-გლაციალურ ნალექებს ძალიან ფართო გავრცელება აქვთ აზიის კონტინენტზე.



სურ. 40. გეიანპროტეროზოული მყინვარული წარმონაქმნების გავრცელების სქემა (ლ.სალოპის მიხედვით, 1973).

აქ გვიანპროტეროზოული ტილიტების გავრცელების საკმაოდ ფართო ზოლი იწყება სამხრული ჩინეთის კონტინენტურ პლატფორმაზე, აქედან გადადის ტარიმის ძველი კონტინენტური მასივის ტერიტორიაზე, შემდეგ ამავე ასაკის ტილიტები წარმოდგენილია ტიანშანის რამდენიმე რაიონში. ამავე ზოლის გაგრძელებაზეა ურალის გვიანრიფეული ტილიტები და ბოლოს, უკვე აღმოსავლური ევროპის ტერიტორიაზე მას ენაცვლება ტიმანის ქედისა და ბალტიური ფარის სინქრონული განამარხებული მორენებისა და სხვა მყინვარული წარმონაქმნების გავრცელების საკმაოდ ვრცელი ტერიტორია. საკმაოდ მნიშვნელოვან ფართობზეა გავრცელებული გვიანი რიფეულის ტილიტები უკვე ამ ზოლის გარეთ – რუსეთის ბაქანზე.

გვიანპროტეროზოულ მყინვარულ ნალექებს ფართო გავრცელება აქვთ ავსტრალიის კონტინენტზე (სურ. 41). აქაც, აზიის კონტინენტის ანალოგიურად, ისინი ქმნიან 2500კმ-ზე გადაჭიმულ ერთიან ზოლს კონტინენტის ჩრდილო-დასავლური კიდიდან სამხრეთ-აღმოსავლურ კიდემდე. მარინო-გლაციალური ნალექების მაქსიმალური სისქეები (2000 მ და მეტიც) ზოლის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში აღინიშნება. ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით კი ტილიტების შემცველი ჰორიზონტების სისქე თანდათან მცირდება და ბოლოს ისინი მთლიანად ისოლებიან. ყურადღებას იქცევს კიდევ ერთი გარემოება: მყინვარული წარმოშობის ნალექებს საგებშიც და სახურავშიც ემიჯნება აშკარად არიდული (შშრალი და ცხელი) ჰავის პირობებში დაგროვილი ქანების კომპლექსები, რომლებშიც თაბაშირისა და ქვამარილის საკმაოდ დიდი სისქის დასტებია წარმოდგენილი.



სურ. 41. გვიანპროტეროზოული ტილიტების (1) გავრცელება ავსტრალიის კონტინენტზე (გ. ლეონოვიდან, 1978).

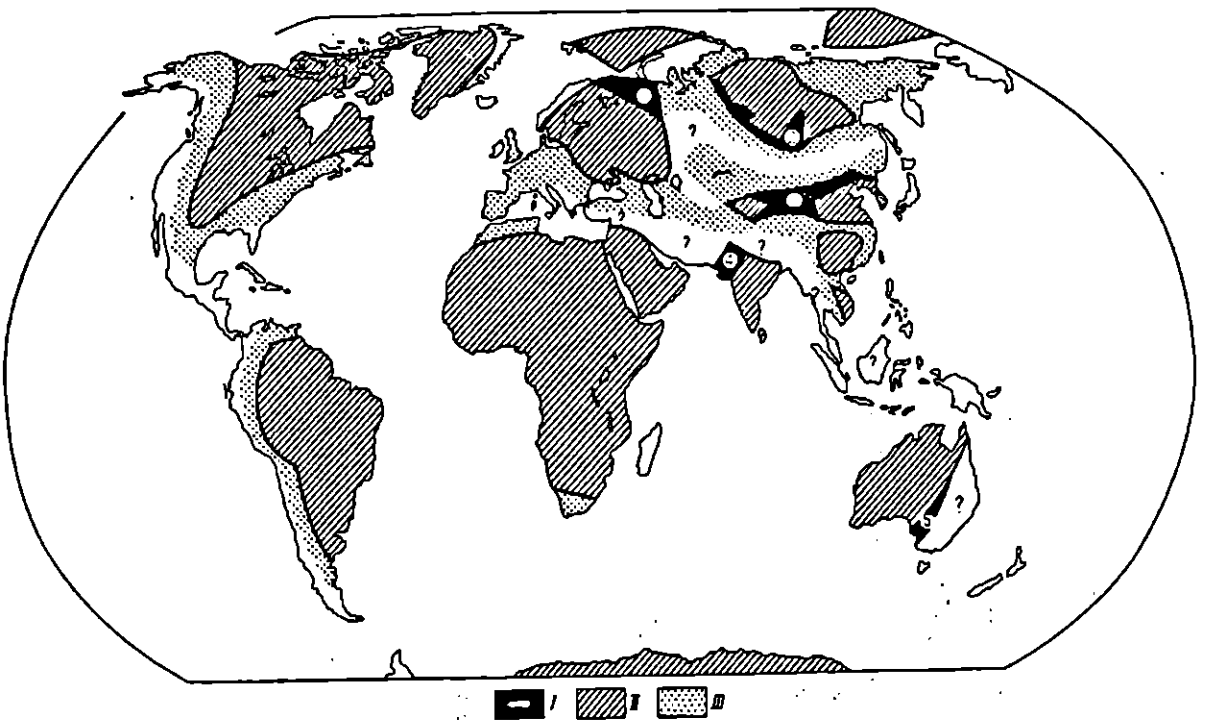
გვიანი პროტეროზოულის ტილიტები აღწერილია ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზეც კორდილიერებისა და აპალაჩების გასწვრივ. ჩრდილო ნახევარსფეროშივე სინქრონული ტილიტები ცნობილია შპიცბერგენზე, შოტლანდიაში, სკანდინავიაში და ჩეხეთში (მადნიან მთებში).

აღსანიშნავია გვიანი პროტეროზოული გამყინვარების კიდევ ერთი თავისებურება, რომელიც ზემოთ გაკვრით ვახსენეთ ავსტრალიის გვიანრიფეულ მყინვარულ ნალექებთან დაკავშირებით. აქაც და სხვა კონტინენტებზეც ნათლად ჩანს, რომ გამყინვარების პერიოდებს ენაცვლებოდა თბილი, მეტწილად მშრალი და ცხელი ჰავის პერიოდები, რაზეც მყინვარული დიამიკტიტების გამყოფი ნალექების სპეციფიკური ნიშნები მეტყველებენ: მოწითალო და მორუხო-წითელი ფერი, ირიბშრეებრივობა, მარცვლების სუსტი დამუშავება, კონგლომერატების, გრაველიტებისა და ქვიშაქვების მნიშვნელოვანი როლი და ზოგი სხვაც.

ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი

რიფეულისა და ვენდურის მიჯნასთან დაკავშირებულია დედამიწის ქერქის ევოლუციის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ეტაპი — ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა (670 მლნ.წ). სწორედ ამ დროის ოროგენეტულმა პროცესებმა და მაგმატურმა აქტივობამ საბოლოოდ ჩამოაყალიბეს კამბრიულისწინა კონტინენტური პლატფორმები იმგვარი სახით, როგორითაც დღეს არიან ისინი წარმოდგენილნი. კონტინენტური მასივების უძველეს ბირთვებს ამ დროს შეემატა ბაიკალიდები — ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად კონსოლიდირებული მნიშვნელოვანი ტერიტორიები. როგორც ვარაუდობენ, ბაიკალიდებს ვრცელი ფართობები ეკავა პალეოზოურის დასაწყისისთვის ციმბირის, დასავლური ევროპის, სამხრული და ჩრდილო აფრიკის კონტინენტური პლატფორმების სტრუქტურაში, ასევე შუა აზიის ტერიტორიის აგებულებაში. მაგრამ შემდგომში, მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი კვლავ იქნა ჩათრეული დაძირვით პროცესებში. ისინი დანაწევრდნენ, განიცადეს გადამუშავება და ჩვენამდე მხოლოდ უფრო ახალგაზრდა სტრუქტურების აგებულებაში მოქცეული დიდი ბლოკების სახით-ღა მოაღწიეს. ამის გამოა, რომ ხშირად იქმნება წარმოდგენა ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების უმნიშვნელო შედეგების თაობაზე. არადა, სინამდვილეში, ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქა პრეკამბრიულის ტექტონიკურ-მაგმატურ ეპოქათა საერთო რიგში თავისი მასშტაბებითა და მნიშვნელობით მეორე ადგილზეა კარელიურის (სვეკოფენურის) შემდეგ. თანამედროვე კონტინენტური პლატფორმების აგებულებაში დადგენილია შემდეგი ეპიბაიკალური ოლქები (სურ. 42): ტიმან-პეჩორის, ბაიკალისპირეთის, ალაშანის (ტარიმისა და ჩრდილო ჩინეთის კონტინენტურ პლატფორმებს შორის), არავალიური (ინდოსტანის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში), ფლინდერსის (ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლური კიდის გასწვრივ).

ზოგი მკვლევარის აზრით, სწორედ ბაიკალურმა ტექტონიკურ-მაგმატურმა პროცესებმა ითამაშა გადამწყვეტი როლი სამხრეთის ოთხი დიდი კონტინენტის ერთ დიდ სუპერკონტინენტად — გონდვანისად, შეკავშირებაში. პრეკამბრიულის ბოლოს ჩამოყალიბებული ეს დიდი კონტინენტი აზევებული იყო და მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ამავე დროს ჩრდილოეთის კონტინენტების — ევროპისა და ჩრდილო ამერიკის, მნიშვნელოვანი ტერიტორიები ეპიკონტინენტური ზღვით იყო დაფარული.



სურ. 42. ბაიკალიდებით აგებული უმნი შენელოვანესი ტერიტორიების თანამედროვე განლაგება (ვ. გაერილოვის მიხედვით, 1979)
I – ბაიკალური დანაოჭების ზონები: 1 – ტიმან-პეჩორის; 2 – ბაიკალის პირეთის; 3 – ალა შანის; 4 – არავალური; 5 – ფლინდერსის;
II – ეპიბაიკალური პლატფორმები; III – ბაიკალიდები, რომლებიც, სავარაუდოდ, არსებობდნენ პალეო ზოური ერის დასაწყისისათვის, მაგრამ შემდგომი ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების გამოვლინებების შედეგად განიცადეს მნი შენელოვანი გადაშენება.

კონტინენტური პლატფორმების გეოლოგიური განვითარების უმთავრესი კანონზომიერებები პრეკამბრიულში

დედამიწის ქერქის პრეკამბრიული ისტორიის, მისი ხანგრძლივი (4 მილიარდი წელი) ევოლუციის კანონზომიერებათა თაობაზე მსჯელობა მხოლოდ იმ ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე გვიხდება, რომელიც მოპოვებულია კონტინენტური მასივების უძველესი ბირთვების – ფარებისა და ბაქნების – სუბსტრატის კვლევით. ამ თვალსაზრისით, ოროგენული სარტყლები შეუდარებლად უფრო მცირე ინფორმაციის წყაროა, რადგან მათ აგებულებაში, არსებითად, მხოლოდ იშვიათი გამონაკლისის გარდა (ზოგი ოროგენული სარტყელი აფრიკის კონტინენტის ფარგლებში), უძველესი წარმონაქმნების ჭრილი ზედა პროტეროზოულით იწყება. უფრო ადრინდელი – კატარქეული, არქეოზოული, ადრე- და შუაპროტეროზოული – ისტორიის თაობაზე ინფორმაციის შემცველი წარმონაქმნები ოროგენულ სარტყლებში, პრაქტიკულად, არ გვხვდება. თითქმის არავითარი ცნობები არ არსებობს თანამედროვე ოკეანეების პრეკამბრიული ისტორიის შესახებ. ამიტომაა, რომ კამბრიულისწინა პალეოგეოგრაფიის შესახებ მსჯელობა იმგვარად, როგორც ეს ფანეროზოულის ცალკეული პერიოდების (ზშირად ეპოქების) მიხედვით გვიხდება, ფაქტობრივად, შეუძლებელია. პრეკამბრიულის კვლევით მოპოვებული ფაქტობრივი მასალა, არსებითად, იმდროინდელი პალეოგარემოს ორი პრობლემის თაობაზე მსჯელობის შესაძლებლობას გვაძლევს: როგორც ზემოთ დავრწმუნდით, ერთია გამყინვარებები (ზოგადად, პალეოკლიმატი), მეორე კი – ატმოსფეროს ევოლუცია. რაც შეეხება კონტინენტურ პლატფორმებს, მათი ევოლუციის პრეკამბრიული ეტაპების თაობაზე მსჯელობისათვის ფაქტობრივი მასალა თუმცა ფანეროზოულთან შედარებით მწირია, მაგრამ როგორც ჩრდილო ნახევარსფეროს ორი უმნიშვნელოვანესი და ყველაზე უკეთ შესწავლილი კონტინენტური პლატფორმის (ჩრდილო ამერიკის და აღმოსავლური ევროპის) პრეკამბრიული წარმონაქმნების გაცნობამ დაგვანახა, ეს მასალა მაინც უაღრესად საინტერესოა და, ამრიგად, რაკილა ვარაუდებს ამჯერად ფაქტები უდევს საფუძვლად, ისინი (ვარაუდები) საკმაოდ დამაჯერებელია, მით უფრო, რომ სხვა დანარჩენი კონტინენტური პლატფორმების სუბსტრატის ამგები კამბრიულამდელი წარმონაქმნების შესწავლით მოპოვებული ფაქტობრივი მასალაც სავსებით ადასტურებს კონტინენტური პლატფორმების (და საერთოდ, დედამიწის ქერქის) პრეკამბრიული ევოლუციის ზოგად კანონზომიერებათა ამ მასალის მიხედვით ჩამოყალიბებულ გლობალურ სქემას.

ამრიგად, რას გვაძლევს კონტინენტების შესწავლა დედამიწის ქერქის ევოლუციის კამბრიულამდელი ეტაპის კანონზომიერებათა შესახებ მსჯელობისათვის?

სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურის გაცნობისას დავინახეთ, რომ კონტინენტურ პლატფორმებს – თანამედროვე კონტინენტების უძველეს ნაწილებს, მკაფიოდ გამოხატული ორიარუსიანი აგებულება აქვთ. მათი ზედა სტრუქტურული იარუსის (ე.წ. მეორე იარუსის) ანუ ზეწრული კომპლექსის ქანები უკანასკნელი 1500 მლნ წლის განმავლობაშია დაგროვილი. ამასთან ნიშანდობლივია, რომ მათ დღემდე თითქმის უცვლელად აქვთ შემორჩენილი თავდაპირველი შედგენილობა და ჰორიზონტული განლაგება. ქვედა სტრუქტურული იარუსის (პირველი იარუსის) ანუ სუბსტრატის (ფუნდამენტის) წარმონაქმნები 1500 მლნ წელზე ძველია, მეტწილად ძლიერ მეტამორფიზებული, ინტენსიურად დანაოჭებული და ინტრუზიული სხეულებითა და ლავური განფენებით გამტკიცებული. ამ ორი იარუსის ასეთი მკვეთრად განსხვავებული ბუნება ეჭვს არ ტოვებს იმაში, რომ დედამიწის ქერქის კონტინენტური ბლოკების განვითარების ხანგრძლივ ისტორიაში, რომელიც, სულ ცოტა, ოთხ მილიარდ წელიწადს მოიცავს, ორი მნიშვნელოვანი ეტაპი გამოიყოფა: პირველი – უძველესი ეტაპი კონტინენტური ბლოკების ტიპურ, ორიარუსიან პლატფორმებად საბოლოო ჩამოყალიბებას უძღვოდა წინ. ამიტომ მას შეიძლება ვუწოდოთ პ ლ ა ტ ფ ო რ მ უ ლ ი ს წ ი ნ ა ეტაპი. ამ ეტაპს მოჰყვა შემდეგი – პ ლ ა ტ ფ ო რ მ უ ლ ი – ეტაპი, რომელთანაც პირველი იარუსის მეტამორფიზებული, დანაოჭებული კომპლექსებით აგებულ სტაბილურ სუბსტრატზე ეპიპლატფორმული (ზეწრული) კომპლექსების დაგროვებისა და კონტინენტური პლატფორმების საბოლოო სახით ჩამოყალიბების პროცესი არის დაკავშირებული. მაგრამ ტიპური კონტინენტური პლატფორმები მათთვის ნიშანდობლივი ორიარუსიანი სტრუქტურით, როგორც ირკვევა, პლატფორმული ეტაპის დასაწყისიდანვე ერთბაშად არ ჩამოყალიბებულა. ტიპური

ბაქნები, ფაქტობრივად, გვიანი პროტეროზოულის დასასრულიდან, უფრო ზუსტი იქნება თუ ვიტყვით, ფანეროზოულის დასაწყისიდან (კამბრიული პერიოდიდან) არსებობდნენ. სწორედ ამ დროიდან არის ნათლად გამოკვეთილი კონტინენტური პლატფორმებისთვის ნიშანდობლივი ყველა ის სტრუქტურული ელემენტი, რომელთაც უკვე გავეცანით სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურის დახასიათებისას: ა) ინტენსიურად დანაოჭებული და ძლიერ მეტამორფიზებული წარმონაქმნებითა და მაგმური (ინტრუზიული და ეფუზიური) სხეულებით გამტკიცებული სუბსტრატი ეპიპლატფორმულ საფარს მოკლებული, ზედაპირზე გაშიშვლებული დიდი თუ მცირე უბნებით (ფარები და მასივები) და ბ) ბაქნები – სუბსტრატზე ჰორიზონტულად განლაგებული ეპიპლატფორმული, შეუცვლელი, ეპიკონტინენტური ნორმული დანალექი ქანების ზეწრულად გაშლილი კომპლექსები. ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის (675 მლნ წელი) დასრულების შემდეგ მკაფიოდ გამოიკვეთა იმ კონტინენტური პლატფორმებისა და ოროგენული სარტყლების საზღვრები, რომელთა შემდგომი გეოლოგიური განვითარების ფანეროზოულმა ეტაპმა თანდათანობით ჩამოაყალიბა დედამიწის ქერქის თანამედროვე სტრუქტურა. კონტინენტური პლატფორმების განვითარების პლატფორმული ეტაპის ამ მონაკვეთს შეიძლება ვუწოდოთ ბაქნური სტადია. ის დაახლოებით 600 მლნ წლის წინ დაიწყო და დღემდე გრძელდება.

ბაქნურ სტადიას წინ უძღოდა 1000 მლნ წლის ხანგრძლივობის გარდამავალი სტადია. მართალია, 1500 მლნ წლისთვის, კარელიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის დასრულების შემდეგ, საბოლოოდ ჩამოყალიბდა თანამედროვე სტაბილური კონტინენტური ბლოკების პირველი იარუსის (სუბსტრატის) სტრუქტურები, მაგრამ სუბსტრატზე განლაგებული გვიანპროტეროზოული წარმონაქმნები რიგი მნიშვნელოვანი თავისებურებით მეტ შემთხვევაში მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან ტიპური ბაქნური – ეპიპლატფორმული – კომპლექსებისაგან დიდი სისქეებით, ვულკანიზმის პროდუქტების (ეფუზივების, პიროკლასტიკის) გარკვეული (ხშირად მნიშვნელოვანი) როლით, არაიშვიათად მეტამორფიზმის პროცესების აშკარა გამოვლინებით და დანაოჭებით. თუმცა დანაოჭებაც და მეტამორფიზმიც აქ შეუდარებლად უფრო სუსტია, ვიდრე პირველი იარუსის ამგებ კომპლექსებში.

როგორც უკვე ითქვა, კონტინენტური პლატფორმების პირველი იარუსის ჩამოყალიბება სტაბილურ ბლოკებად, ე.ი. დედამიწის ქერქის გარკვეული უბნების გადაქცევა დანაოჭებულ, ინტრუზიული სხეულების შემოჭრის შედეგად გამტკიცებულ სუბსტრატად, ფაქტობრივად, 1500 მლნ წლისათვის ძირითადად დამთავრებული იყო, მაგრამ, როგორც ირკვევა, ეს პროცესი ყველა კონტინენტზე ერთდროულად არ დასრულებულა. სამხრულ აფრიკაში სუბსტრატის ქანებმა უკანასკნელი დანაოჭება გვიანი არქეოზოულის წინ განიცადეს. აქ სუბსტრატის ქანებზე უთანხმოდ განლაგებული გვიანარქეოზოული ასაკის ვიტვატერსრანდის სერია თავისი ბუნებით ეპიპლატფორმული ჯერ კიდევ არ არის, ამიტომ მას შეიძლება სუბპლატფორმული ვუწოდოთ. ალდანის ფარზე პირველი იარუსის (სუბსტრატის) უკანასკნელი დანაოჭება არქეოზოულის ბოლოს მოხდა, სუბპლატფორმული ბუნების უდოკანის სერია ადრე პროტეროზოულად თარიღდება. კარელიაში სუბპლატფორმული საფარის ჩამოყალიბების პროცესი პროტეროზოულიდან დაიწყო. კანადის ფარის სამხრულ ნაწილში კი (ზემო ტბის პროვინცია) სუბსტრატის ამგები კომპლექსების საბოლოო დანაოჭების პროცესი გვიანი პროტეროზოულის წინ დამთავრდა და ამ დროიდან (გვიანი პროტეროზოულიდან) დაიწყო სუბპლატფორმული კომპლექსების ფორმირება.

ამრიგად, კონტინენტური პლატფორმების ჩამოყალიბების ხანგრძლივი ისტორიის ბოლო – პლატფორმული – ეტაპი უკანასკნელი 1500 მლნ წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა. ამასთან, ამ ეტაპის ბაქნური სტადია თითქმის მთლიანად ემთხვევა ფანეროზოულ ეონს. მას წინ უძღოდა თითქმის ერთი მილიარდი წლის ხანგრძლივობის გარდამავალი, ბაქნურის წინა სტადია – დრო, როცა საბოლოოდ ჯერ კიდევ არ არსებობდა ბაქნური კომპლექსებისთვის ნიშანდობლივი ეპიკონტინენტური ფაციესების წარმოქმნის პირობები.

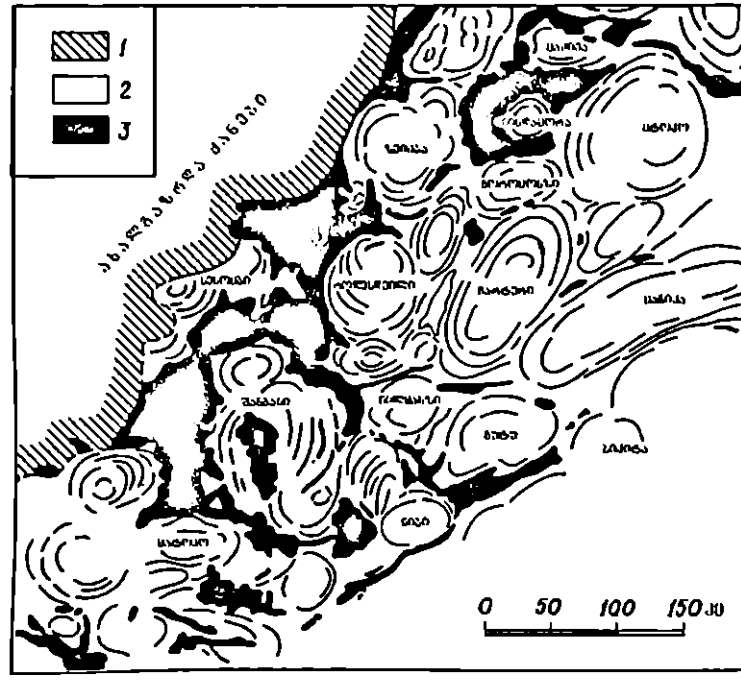
რაც შეეხება კონტინენტური პლატფორმების ჩამოყალიბების ისტორიის პლატფორმულის წინა ეტაპს, ის კიდევ უფრო ხანგრძლივი იყო და დედამიწის ქერქის ევოლუციის საწყის სტადიასთან ერთად (4-3,8 მლრდ წლების ინტერვალი) 2000 მლნ წელზე მეტი

დროის განმავლობაში მიმდინარეობდა. საწყის სტადიას მოჰყვა ე.წ. „რუხი გნეისებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლების სტადია (3,8-2,5 მლრდ წ) და ბოლოს, პროტოპლატფორმული სტადია (2,5-2 მლრდ წ).

დედამიწის ქერქის განვითარების საწყისი სტადიის თაობაზე ჯერჯერობით მხოლოდ ვარაუდის გამოთქმა შეიძლება, რადგან იმდროინდელი პროცესების კვალი თითქმის მთლიანად არის წაშლილი და ჩვენი პლანეტის ისტორიის პირველი მილიარდი წლის (დაახლოებით 4,6-3,8 მლრდ წ) შესახებ რაიმე ფაქტობრივი მასალა, თუნდაც ძუნწ ინფორმაციას რომ შეიცავდეს, გეოლოგებს ჯერჯერობით არ გააჩნიათ. მხოლოდ ლოგიკურ დასკვნებზეა დაფუძნებული მოსაზრება, რომ ადრე კატარქეულში დედამიწის ზედაპირი ერთიანად ხმელეთს წარმოადგენდა. ამავე დროს, ეს იყო არა ქერქის (ის ჯერ კიდევ არ მოსავდა დედამიწას), არამედ მანტიის ზედაპირი, რომელსაც პლანეტიზიმალების, მეტეორიტებისა და კოსმოსური მტვრის ნაწილაკების დაგროვების შედეგად წარმოქმნილი ფენა – რეგოლითი – ფარავდა. არც რეგოლითური ფენის და არც დედამიწის უძველესი (პირველადი) ქერქის უტყუარი ნაშთები დღემდე მიკვლეული არ არის. მეცნიერები ვარაუდობენ, რომ მეტამორფიზმის პროცესებმა, რომელიც გეოლოგიური ისტორიის განთიადზე განსაკუთრებით ძლიერი იყო, მთლიანად წაშალეს მათი კვალი. თუმცა გამორიცხული არ არის, რომ ზოგი გვიანკატარქეული კომპლექსი (მაგ., ისუას გნეისები გრენლანდიაში, იენგრის კომპლექსი ალდანის ფარზე და ზოგი სხვაც) შეიცავდეს ძველი სიალური (გრანიტოიდული) ქერქის გადარეცხვის მასალას, კერძოდ, ცირკონის ნაგორებ მარცვლებს, ზოგჯერ საკმაოდ დიდი რაოდენობითაც. ამის საფუძველზე შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ უძველესი სუპრაკრუსტული წარმონაქმნების ქვეშ რაღაც უფრო ძველი ქანები უნდა იყოს განლაგებული. მეცნიერები იმასაც ვარაუდობენ, რომ საწყის სტადიაზე მეტეორიტებითა და პლანეტიზიმალებით ბომბარდირების შედეგად დედამიწის ზედაპირზე გაჩენილი კრატერების ფსკერზე დედამიწის პირველადი ქერქის გათხელება და ხშირად მისი გახლეჩვა ხდებოდა, რასაც ბაზალტური ლავების მძლავრი ამოფრქვევები და „ბაზალტური ლავების ზღვების“ გაჩენა მოჰყვებოდა. ამგვარად, დედამიწა თანდათანობით „შეიმოსა“ ბაზალტური ქერქით.

დედამიწის ქერქის გეოლოგიური ისტორიის საწყის სტადიას მოსდევს დრო, რომლის თაობაზეც ჩვენი წარმოდგენები უკვე დოკუმენტირებულია. უძველესი ქანები, რომელთა იზოტოპური ასაკი 3,5 მილიარდ წელს აღემატება, ე.ი. არქეოზოულზე ძველია, ყველა კონტინენტზეა გაშიშვლებული. როგორც უკვე ვიცით, მათგან უძველესი ექვმიუტანლად 3,8 მლრდ წლით თარიღდება. მიუხედავად იმისა, რომ ამ სტადიაზე წარმოქმნილი ქანები საკმაოდ მრავალფეროვანი და თანაც არც ზუსტად სინქრონულია, მათ მაინც გააჩნიათ სრულიად გამორჩეული, მათთვის ნიშანდობლივი პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და მიკრო- და მაკროსტრუქტურული (წოლის ფორმები, დანაოჭების სპეციფიკური გამოვლინებანი) თავისებურებანი. პეტროგრაფიული თვალსაზრისით, მეტწილად საქმე გვაქვს გრანოდიორიტული შედგენილობის პლაგიოგნეისებთან, რომელნიც პეტროქიმიური მაჩვენებლებით ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითის კირტუტიანი ქანების სერიას მიეკუთვნებიან. მათ გვერდით წარმოდგენილია აგრეთვე ძლიერ სახეცვლილი, ბაზალტური შედგენილობის პირველადი ეფუზიები და ასევე ღრმად მეტამორფიზებული პირველადი დანალექი ქანები. გვიან კატარქეულში პირველადი ინტრუზიული ქანების სახეცვლით წარმოშობილი პლაგიოგნეისების, ისევე როგორც ბაზალტური შედგენილობის ეფუზიებისა და დანალექი ქანების არსებობა ცხადყოფს, რომ იმ დროისათვის დედამიწის აგებულებაში უკვე არსებობდა ასთენოსფერო და ასთენოსფეროსზედა გეოსფერო – მყარი ლითოსფერო, რომლის წიაღშიც ხდებოდა ინტრუზიული სხეულების ფორმირება, მის ზედაპირზე კი ბაზალტური შედგენილობის ლავური განფენების წარმოქმნა. ვულკანურ აქტივობას, რომელიც იმ დროს შეუდარებლად ძლიერი იყო, თან ახლდა წყლის ორთქლისა და სხვადასხვა აქროლადი ნივთიერებების ზედაპირზე ამოსვლა, ე.ი. უკვე დაწყებულია მანტიის დეგაზაციის ხანგრძლივი პროცესი, რომელიც თუმცა ნაკლები ინტენსივობით, დღესაც მიმდინარეობს. წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად წარმოქმნილი წყალი თავდაპირველად რეგოლითური მასალის წყლით გაჯერებაზე იხარჯებოდა. მოგვიანებით კი დაიწყო მისი დაგროვება პირველადი ოკეანური აუზების ფსკერზე, რომელიც ბაზალტური შედგენილობისა იყო. ზოგი მკვლევარის აზრით, თავდაპირველად დედამიწის ზედაპირს წყლის ერთიანი ფენა ფარავდა.

სხვები კი ვარაუდობენ, რომ იმდროინდელი ჰიდროსფერო მოცულობით ბევრად ჩამორჩებოდა თანამედროვეს და მის 10%-ს შეადგენდა მხოლოდ. არსებობდა ატმოსფეროც, რომელიც წყლის ბალანსს აწონასწორებდა პლანეტის ზედაპირზე. აქა-იქ წყლის ზედაპირს აცილებული სიალური ბლოკები – თანამედროვე კონტინენტების უძველესი ჩანასახები (ემბრიონები), ისევე როგორც ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად წარმოქმნილი კუნძულების დენუდაცია, იძლეოდნენ დანალექი ქანების მასალას. კონტინენტების უძველესი ბირთვები დადგენილია, პრაქტიკულად, ყველა კონტინენტური ფარის სტრუქტურაში. ყველგან მათ აგებულებაში უმნიშვნელოვანეს როლს თამაშობენ გნეისებისა და გრანიტების კომპლექსები, რომლებიც სხვადასხვა ზომის (დიამეტრი – რამდენიმე კმ-დან ასეულ კმ-მდე) ოვალური ფორმის გუმბათისებრ სტრუქტურებს წარმოქმნიან. ყველაზე ტიპური გუმბათები, ე.წ. „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალები“ აღწერილია ჩრდილო ამერიკაში (ზემო ტბის პროვინციაში), კოლის ნახევარკუნძულზე, კარელიაში, ციმბირში, როდეზიაში და ა.შ. მათ ზოგჯერ ოვოიდებს ან კიდევ ნუკლეოდებს („ნუკლეოს“ – ბირთვი) უწოდებენ. ისინი განლაგებული არიან ქაოსურად და გეგმაში არ ქმნიან კანონზომიერად ორიენტირებული სტრუქტურების მოწესრიგებულ ჯგუფებს (სურ. 43, იხ. აგრეთვე სურ 30, გვ. 96 და სურ. 31, გვ. 97). გრანიტები, რომლებიც „ნაოჭა ოვალების“ აგებულებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ, ნორმალური გრანიტებისაგან SiO_2-ისა და K-ის მცირე შემცველობით გამოირჩევიან, სამაგიეროდ მეტია Na-ის რაოდენობა.

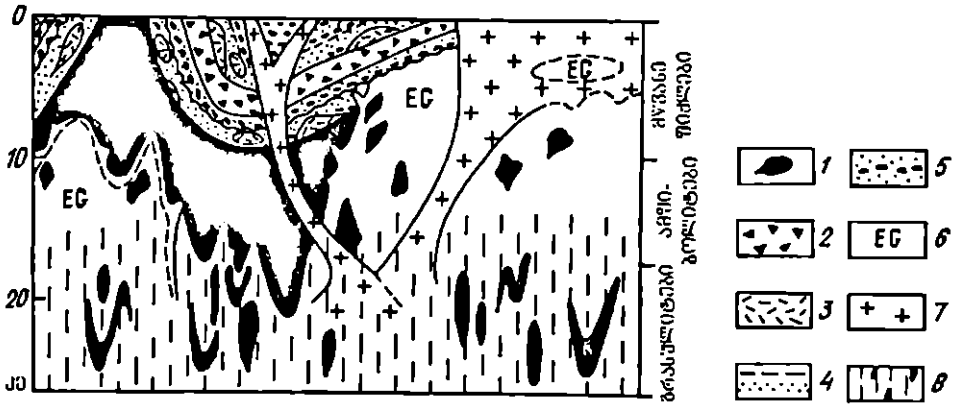


სურ. 43. „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალები“ სამხრულ როდეზიაში (ე.გავრილოვიდან, 1979. მაკ-გრეგორის მიხედვით).
1 – ეპიპლატფორმული კომპლექსები; 2 – „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალები“; 3 – ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებისა და ეფუზიების კომპლექსები.

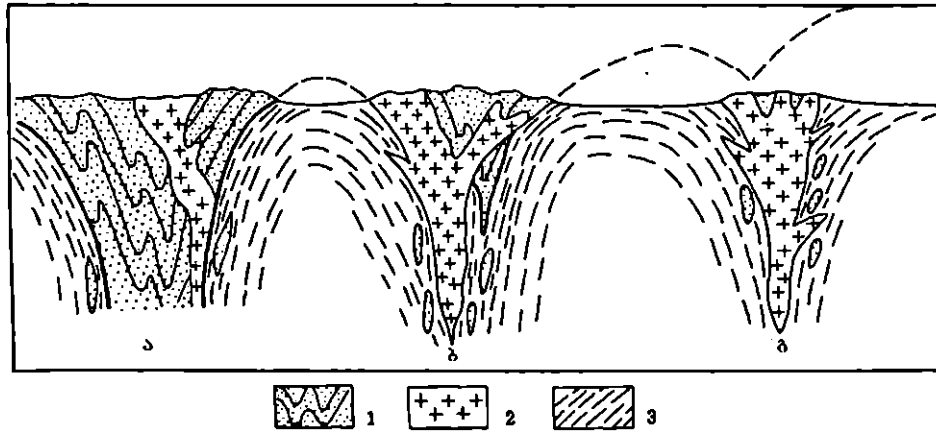
„რუხი გნეისების“ გენეზისის საკითხი დაკავშირებულია საერთოდ კონტინენტური ქერქის აგებულებაში სიალური ფენის გაჩენის დღემდე გადაუჭრელ პრობლემასთან. არსებობს შეხედულება, რომლის თანახმადაც როგორც სიალური, ისე ბაზალტური ფენაც დედამიწის სხვა გეოსფეროებთან ერთად წარმოიქმნა ნივთიერების გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესში. მკვლევართა ერთი ნაწილი კი მიიჩნევს, რომ დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში უძველესი გრანიტოიდული (სიალური) სხეულების გაჩენა პირველადი ბაზალტური ქერქის ტრანსფორმაციის შედეგად მოხდა, რასაც მნიშვნელოვნად შეუწყო ხელი სიღრმიდან მონადენმა მჟავე ფლუიდებმა. ფლუიდებს დედამიწის ქერქში შემოჰქონდათ ჰარბი რაოდენობით SiO_2, ალუმინიუმი, ტუტე ელემენტები, რამაც გამოიწვია პირველადი ბაზალტური ქერქის გარდაქმნა სიალურ ფენად. მაგრამ სიალური ფენის წარმოშობას საკმაო დამაჯერებლობით ვერც ეს შეხედულება ხსნის. მას ეწინააღმდეგება ის ფაქტი, რომ თანამედროვე ვულკანებიდან ამონთხეული ლავები ზემოხსენებული ელემენტებით მაინცდამაინც მდიდარი არ არის. სხვანი არ გამორიცხავენ, რომ თავდაპირველად „ცივი“ დედამიწის მყარი სხეულის გათბობამ, რადიაქტიურ ნივთიერებათა დაშლისა და გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესებით გამოყოფილი სითბური ენერგიის „წყალობით“, ბიძგი მისცა სიალური და ბაზალტური ფენების გათვისებას. ასეთი დაშვების შემთხვევაში უნდა ვივარაუდოთ, რომ „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალები“ თანდათანობით ფარავდნენ ბაზალტური ფენის ზედაპირს და ბოლოს, პრაქტიკულად, პლანეტის ზედაპირი მთლიანად დაიფარა კონტინენტური ტიპის თანაბარი ქერქით, რომლის სისქე 30-40 კმ იყო. შემდგომში გაჩიმვითი პროცესების განვითარებამ გამოიწვია ერთიანი სიალური ქერქის დასახსვრა ცალკეულ ბლოკებად, რომლებიც ერთიმეორისაგან გათვისებული იყვნენ კვაზიპარალელური როფებით. სიალური ფენის გახლეჩვას მოჰყვა ბაზალტური მაგმის ამოდინება ზედაპირზე. ლავა ავსებდა ასეული კმ-ის სიგრძისა და მრავალი ათეული კმ-ის სიგანის როფებს, რომლებიც გეოლოგიურ ლიტერატურაში ცნობილია „მწვანე ქვის სარტყლების“ სახელწოდებით, აქ განვითარებული ქანების კომპლექსების თავისებურებათა შესაბამისად. მწვანე ქვის სარტყლების აგებულებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ მეტამორფიტები, რომლებიც მეტწილად მწვანე ფიქლების ფაციესის დონეზე არიან გარდაქმნილი. კარგად დოკუმენტირებული ეს პროცესები 3300-3200 მლნ წლიდან მიმდინარეობს და მათი კვალი უკლებლივ ყველა კონტინენტური პლატფორმის აგებულებაში მკაფიოდ არის ჩამოყალიბებული „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლების საბით. ჩრდილო ნახევარსფეროს სამი დიდი კონტინენტური პლატფორმის უძველესი სტრუქტურების შესახებ უკვე გვქონდა საუბარი. სამხრეთ ნახევარსფეროს ყველა კონტინენტზე „რუხი გნეისებით“ აგებულ უძველეს ფუნდამენტზე დადგენილია მწვანე ქვის სარტყლები მათთვის ნიშანდობლივი მაგმური (ინტრუზიული და ეფუზიური), ვულკანოგენური და ტერიგენული ქანების კომპლექსებით, რომელთაც განცდილი აქვთ მეტამორფიზმი მეტწილად მწვანე ფიქლების საფეხურის დონემდე. ასეთი სტრუქტურები დადგენილია ბრაზილიისა და გვიანის ფარების (სამხრეთ ამერიკის კონტინენტი), ინდოსტანის პლატფორმის, პილბარასა და იილგარნის ფარების (ავსტრალიის კონტინენტი), ანტარქტიდის აგებულებაში. ამ მხრივ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის პრეკამბრიული, პირველ რიგში კი სვაზილენდის, ზიმბაბვეს, კაალსვაალის, კ.მადაგასკარის უძველესი ქანებით აგებული ფარები, რომლებიც კარგადაც არის შესწავლილი ურანისა და ოქროს საბადოების ძიების მიზნით განხორციელებული გეოლოგიური კელევების წყალობით. ამგვარი სარტყლების აგებულებაზე წარმოდგენას მოგვცემს არქეოზოული ასაკის ერთ-ერთი მწვანე ქვის სარტყლის განივი ჭრილის გაცნობა (სურ. 44). ჭრილზე კარგად ჩანს, რომ როფი, რომელშიც მწვანე ქვის სარტყლებისათვის ნიშანდობლივი კომპლექსების დაგროვება მიმდინარეობდა, ჩასახულია „რუხი გნეისებით“ (ნატრიუმიანი გრანიტებით და გნეის-გრანულიტური ქანებით) აგებულ სუბსტრატზე (სურ. 44; 6) – „რუხი გნეისების“ ნაოჭა, გუმბათისებრ ოვალებს შორის (სურ. 45 ა, ბ, გ).

მწვანე ქვის სარტყლების ჭრილში უძველესია ულტრაფუძე ქანების კომპლექსი (სურ. 44; 1). შემდეგ აღმავალ ჭრილში მოდის ფუძე და მჟავე ასოციაციის ვულკანიტები (სურ. 44; 2 და 3), რომლებიც მეტამორფიზებულია მწვანე ფიქლების, ზოგჯერ კი ამფიბოლიტური ფაციესის საფეხურამდე. ვულკანიტებზე განლაგებულია ზღვიური დანალექი ქანების კომპლექსები (სურ. 43, 4) და ბოლოს, ჭრილის სულ ზედა ნაწილს, როფის ღერძულ ზოლში წარმოდგენილი კონგლომერატები (სურ. 44; 5) შეადგე-

ნენ. დანალექ ქანებს, მათ შორის კონგლომერატებსაც, განცდილი აქვთ მეტამორფიზმი მწვანე ფიქლების საფეხურამდე. მწვანე ქვის სარტყლებში განვითარებული ქანების მთელი კომპლექსი გაკვეთილია კალიუმიანი გრანიტებით (სურ. 44; 7).



სურ. 44. არქეოზოლი მწვანე ქვის სარტყლების ტიპური ჭრილი (ა.მონინის მიხედვით, 1987).
1 – ულტრაფუძე-ფუძე ასოციაციები; 2 – ფუძე-მჟავე ასოციაციები; 3 – მჟავე ფულკანიტები; 4 – კლასტური ქანები; 5 – კონგლომერატები; 6 – ნატრიუმიანი გრანიტები; 7 – გვიანი (კალიუმიანი) გრანიტები; 8 – გნეის-გრანულიტური კომპლექსები (ისინი ნატრიუმიან გრანიტებთან ერთად აგებენ „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალებს").



სურ. 45. არქეოზოლი მწვანე ქვის სარტყლებისა და „რუხი გნეისებით" აგებული გუმბათების სქემატური განივი ჭრილი (ა.კონდის მიხედვით; ვ.ხაინი, ნ.კორონოვსკი და ნ.იასამანოვი, 1997).
1 – მწვანე ქვის სარტყლების აშგები ქანების კომპლექსები; 2 – გვიანი (კალიუმიანი) გრანიტები;
3 – „რუხი გნეისების" გუმბათები.

მწვანე ქვის სარტყლები, პრაქტიკულად, ყველა კონტინენტური ფარის აგებულებაშია დადგენილი. ამასთან, მათი აგებულება ყველგან ერთნაირია, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ მათი წარმოქმნისა და განვითარების პირობებს დედამიწაზე მიმდინარე გლობალური პროცესები ქმნიდნენ. მწვანე ქვის სარტყლები რიგი ნიშნებით – ნალექების დიდი სისქითა და მეტამორფიზმით, ინტრუზიული სხეულებისა (განსაკუთრებით კალიუმიანი გრანიტების) და ვულკანიტების მნიშვნელოვანი წილით, ინტენსიური დანაოჭებითა და დიზიუნქტიური დისლოკაციების სიმრავლით, აშკარად ემსგავსებიან გეოსინკლინებს. მაგრამ ძლიერი გადამუშავების მიუხედავად, როგორც ირკვევა, მათ არ განუცდიათ მნიშვნელოვანი აზევება, შენარჩუნებული აქვთ სინკლინური სტრუქტურა და ნამდვილ სინკლინორიუმებს წარმოადგენენ იმ დროს, როდესაც ტიპური გეოსინკლინები, როგორც წესი, მნიშვნელოვანი აზევების შედეგად გვიანოროგენულ სტადიაზე ნამდვილ ანტიკლინორიუმებად ჩამოყალიბდებიან ხოლმე. ამრიგად, მწვანე ქვის სარტყლები ჯერ კიდევ არ წარმოადგენენ ტიპურ გეოსინკლინებს, თუმცაღა ზემოთ ჩამოთვლილი ყველა ნიშანთვისებით ისინი შეიძლება მივიჩნიოთ გეოსინკლინების წინამორბედ სტრუქტურებად, ანუ პროტოგეოსინკლინებად. ამრიგად, არქეოზოული ეონი, წარმოადგენდა გეოსინკლინების საწყის სტადიას, თუმცა იმ დროს ჯერ კიდევ არ არსებობდა ნამდვილი კონტინენტური პლატფორმები. მცირე ზომის სიალური მასივების ზრდა და კონტინენტური პლატფორმების სუბსტრატად ჩამოყალიბება თანდათანობით მიმდინარეობდა ჯერ პროტოგეოსინკლინების, შემდგომში კი ტიპური გეოსინკლინების დანაოჭება-აზევების შედეგად. ამ გზით ჩამოყალიბდნენ კონტინენტების მცირე ზომის ბირთვები კონტინენტური პლატფორმების ძირითად ჩონჩხებად, რომლებიც ტიპური კონტინენტური პლატფორმისაგან ჯერ კიდევ მცირე ზომებითა და, უდავოდ, ნაკლები სტაბილურობით განსხვავდებოდნენ: მათ ფარგლებში შემდგომაც არაერთგზის ჰქონდა ადგილი მაგმატური პროცესების გააქტიურებას, რის შედეგადაც კონტინენტების უძველესი ბირთვების ზედაპირის საკმაოდ ვრცელი ტერიტორია ლავური განფენებით დაიფარა, ხოლო სიღრმეში სხვადასხვაგვარი ინტრუზივები ჩამოყალიბდა.

ამრიგად, დედამიწის ქერქის ევოლუციის იმ ხანგრძლივ მონაკვეთს, რომელიც საწყის სტადიას მოჰყვა და 3800-2500 მლნ წლების ინტერვალს მოიცავს, შეიძლება ეწოდოს „რუხი გნეისებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლების სტადია, რადგან მისთვის განსაკუთრებით ნიშანდობლივია „რუხი გნეისების ნაოჭა ოვალებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლებისა და პროტოგეოსინკლინების სპეციფიკური სტრუქტურების სტაბილიზაციის შედეგად წარმოქმნილი უძველესი ბირთვების – მცირე სიალური ბლოკების არსებობა. ასეთი უძველესი სიალური ბლოკები დადგენილია ყველა კონტინენტური ფარის აგებულებაში. ამასთან ზოგი მათგანი, როგორც ირკვევა, არქეოზოულშივე უკვე ჩამოყალიბდა, როგორც სტაბილური კონტინენტური მასივის სუბსტრატის (I იარუსის) სტრუქტურა (სვაზილენდის ფარი - სამხრეთ აფრიკაში, ალდანის ფარი ციმბირის პლატფორმაზე), რომელზეც დაგროვებას იწყებს ჯერ კიდევ არატიპური, ეპიპლატფორმული (პროტოპლატფორმული) კომპლექსები. ამგვარი პროტოპლატფორმული წარმონაქმნების ფორმირების პროცესი ყველა კონტინენტზე 2000 მლნ წლისთვის დასრულდა. ეს იყო ბოლო სტადია (2500-2000 მლნ წ), რომლითაც დამთავრდა პლატფორმულისწინა ეტაპი კონტინენტური პლატფორმების ევოლუციაში. იმის გათვალისწინებით, რომ ამ სტადიისთვის ნიშანდობლივია პროტოპლატფორმული კომპლექსების ჩამოყალიბების პროცესი სულ უფრო და უფრო სტაბილიზებული და გაფართოებული (გაზრდილი) კონტინენტური მასივების ზედაპირზე, მას შეიძლება პროტოპლატფორმული სტადია ვუწოდოთ.

ამრიგად, ზემოთქმულს თუ შევაჯამებთ, დედამიწის ქერქის უმნიშვნელოვანესი სტრუქტურების – კონტინენტური პლატფორმების – ევოლუციის თანმიმდევრობა შეიძლება შემდეგი სქემის სახით წარმოვადგინოთ:

- პლატფორმული ეტაპი
  - 2 - ბაქნური სტადია
  - 1 – ბაქნურისწინა სტადია
  - გარდამავალი ეტაპი
- პლატფორმულისწინა ეტაპი
  - 3 – პროტოპლატფორმული სტადია
  - 2 – „რუხი გნეისებისა“ და მწვანე ქვის სარტყლების სტადია
  - 1 – საწყისი სტადია

როგორც ვთქვით, უკლებლივ ყველა კონტინენტური ფარის აგებულებაშია დადგენილი მწვანე ქვის სარტყლები, რომლებიც ადრე არსებული სიალური ქერქის დასახსვრის შედეგად გაჩენილ როფებში ვითარდებოდნენ. უძველესი მწვანე ქვის სარტყლების ჩასახვა 3300-3200 მლნ წლით თარიღდება. ამ დროიდან იწყება ოროგენული (მოძრავი) სარტყლების – სტრატისფეროს იმ სტრუქტურების ხანგრძლივი ისტორია, რომლებიც გვიანი არქეოზოულიდან მოყოლებული დღემდე უმნიშვნელოვანეს როლს თამაშობდნენ ჩვენი პლანეტის ქვიერი სამოსის ჩამოყალიბებაში. სამი მილიარდი წლის განმავლობაში ოკეანური ქერქისა და კონტინენტური ქერქის გეოლოგიური ისტორია კონტინენტებისა და ოროგენული სარტყლების განუწყვეტელი ცვლილებების ნიშნით მიმდინარეობს (სურ. 46).

კონტინენტური მასივებისა და პრეკამბრიულის კვლევით მოპოვებული უახლესი ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საფუძველზე, მეცნიერები მივიდნენ იმ დასკვნამდე, რომ პრეკამბრიულის განმავლობაში სიალურმა ბლოკებმა ქერქქვეშეთში მიმდინარე პროცესების (კონვექციური დინებების) ზეგავლენით სამჯერ სხვადასხვა დროს ერთად მოიყარეს თავი და წარმოქმნეს ერთიანი სუპერკონტინენტი – პანგეა[1]. პირველი სუპერკონტინენტის (პაგეა I) ჩამოყალიბება, როგორც ვარაუდობენ, არქეოზოულის ბოლოს, ბელომორის ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის დროს (2600±100 მლნ წ) მოხდა. არსებობდა თუ არა მის ირგვლივ ასეთივე ერთიანი ოკეანე, ძნელი სათქმელია, ფაქტობრივი მასალა ამის თაობაზე მსჯელობისათვის ჯერჯერობით არ მოგვეპოვება. ადრე პროტეროზოულში გაჩიმვითი პროცესების შედეგად პანგეა I ისევ ცალკე ბლოკებად დაისახსრა. ბლოკებს შორის ჩაისახა და შემდგომ თანდათან გაფართოვდა და განვითარდა ასეული, ზოგჯერ კი ათასეული კილომეტრის სიგრძისა და რამდენიმე ასეული კილომეტრის სიგანის ოროგენული (მოძრავი) სარტყლები. ადრე პროტეროზოულის ბოლოს ჩამოყალიბდა პანგეა II – ახალი სუპერკონტინენტი, რომელიც შეადგინეს ბალტიური ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად ამ დროისათვის უკვე მნიშვნელოვნად გაზრდილმა კონტინენტურმა (სიალურმა) ბლოკებმა.

უზარმაზარ სუპერკონტინენტს – პანგეა მეორეს – ამჯერად უკვე ნამდვილი, ვრცელი, ერთიანი მსოფლიო ოკეანე პანთალასა[2] ერტყა ირგვლივ. რიფეულის დასაწყისისათვის კვლავ დაიწყო სუპერკონტინენტის დანაწევრების პროცესი. ეს პროცესი შუა რიფეულში რამდენადმე გაძლიერდა, თუმცა მას პანგეა II-ს ცალკეულ ბლოკებად საბოლოო დაჭუცმაცება არ გამოუწვევია. შუა რიფეულის მეორე ნახევარში გრენვილის ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების გამოვლინებას უკავშირდება კონტინენტური მასივების თავმოყრა და იქმნება ახალი, რიგით მესამე სუპერკონტინენტი – პანგეა მესამე. ამ უკანასკნელის გახლეჩა, ამჯერად უკვე ორ დიდ კონტინენტად – ლავრაზია (ჩრდილოეთით) და გოდვანა[3] (სამხრეთით), 850 მლნ წლიდან დაიწყო. ამ დროიდან ჩნდება დიდი სუბგანედური ოკეანე – პროტოტეთისი. ეს იყო განსაკუთრებით კრიტიკული და მნიშვნელოვანი ცვლილებების დასაწყისი დედამიწაზე. გვიანი რიფეულისა და ვენდურის განმავლობაში მიმდინარეობდა რადიკალური ცვლილებები ჩვენი პლანეტის ქერქის სტრუქტურაში. ვენდურის დასასრულს საბოლოოდ ჩამოყალიბდა ის სტრუქტურული ფონი, რომელზეც ვითარდებოდა დედამიწის ქერქის ევოლუციის ბოლო, ფანეროზოული, მონაკვეთი. ფანეროზოულის დასაწყისისთვის სამხრეთის დიდი კონტინენტი – გონდვანა – ჩრდილოეთის რამდენიმე კონტინენტისაგან ვრცელი ოკეანით – პროტოტეთისით არის გამიჯნული. ჩრდილოეთით განლაგებულია ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმა, მისგან ჩრდილო-ატლანტური ოროგენით გათვისებული აღმოსავლური ევროპის პლატფორმა და ურალ-მონღოლეთის ვრცელი ოროგენული სარტყელი, რომელიც ერთიმეორისაგან თიშავდა აღმოსავლური ევროპის, ციმბირის, ჩინეთისა და ტარიმის კონტინენტურ პლატფორმებს.

რაც შეეხება პანთალასას, უახლესი მონაცემებით, თანამედროვე წყნარი ოკეანე სულაც არ წარმოადგენს მის მემკვიდრეს, როგორც ამას მიიჩნევდნენ ბოლო დრომდე. როგორც ირკვევა, წყნარი ოკეანე საკმაოდ ახალგაზრდაა – ის მხოლოდ გვიან რიფეულში ჩაისახა 850-800 მლნ წლის წინ. მანამდე კი

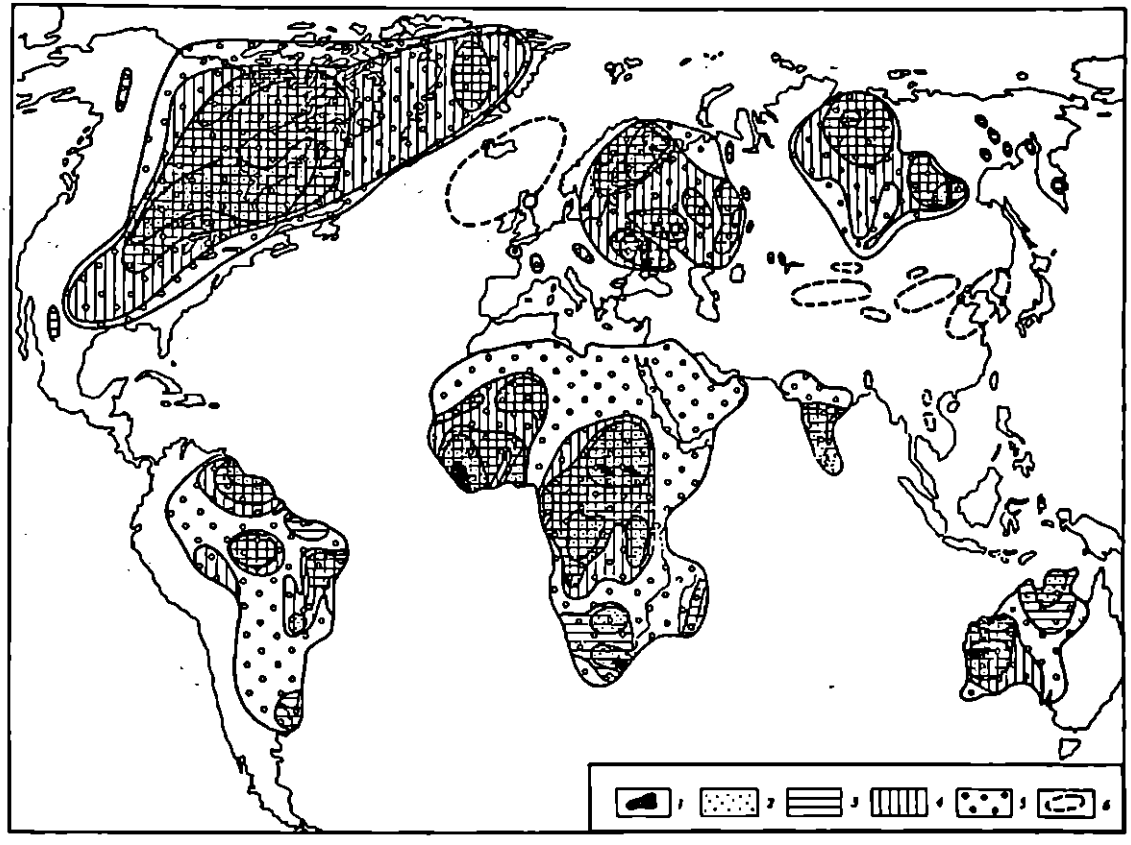
---

[1] პანგეა – ბერძნ. pan- ყველა, ყველაფერი, რთულ სიტყვებში - ყველაფრის მომცველი; ge – დედამიწა.

[2] პანთალასა – ბერძნ. pan+thalassa – ზღვა.

[3] გონდვანა – ოლქია დეკანის პლატოს (ინდოსტანის ნ.კ.) ჩრდილო ნაწილში. ე.ზუსმა გონდვანა უწოდა იმ დიდ კონტინენტს, რომელიც მისი აზრით, მეზოზოურ ერამდე არსებობდა სამხრეთ ნახევარსფეროში და მოიცავდა ინდოეთის, ავსტრალიის, აფრიკის და სამხრეთ ამერიკის ტერიტორიას.

ლავრენციის (ჩრდილო ამერიკის) კონტინენტს დასავლეთიდან ეკვროდა არა ოკეანე, არამედ აღმოსავლეთ გონდვანისის სამი კონტინენტი: ავსტრალია, ანტარქტიდა და ინდოსტანი. 850 მლნ წლიდან მოყოლებული, წყნარი ოკეანე თანდათან ფართოვდებოდა. რაც შეეხება ხსენებულ სამ კონტინენტს, ისინი მხოლოდ 600 მილიონი წლის წინ (ვენდურის ბოლოს) შეუერთდნენ გონდვანისის დასავლურ ნაწილს სამხრეთ აფრიკის აღმოსავლეთი მხრიდან. ისე რომ, დიდი ანუ წყნარი ოკეანე, მართალია, უფრო ხნიერია, ვიდრე დანარჩენი სამი ოკეანე ჩვენს პლანეტაზე, მაგრამ გაცილებით უფრო ახალგაზრდა, ვიდრე ბოლო დრომდე წარმოედგინათ ადამიანებს.



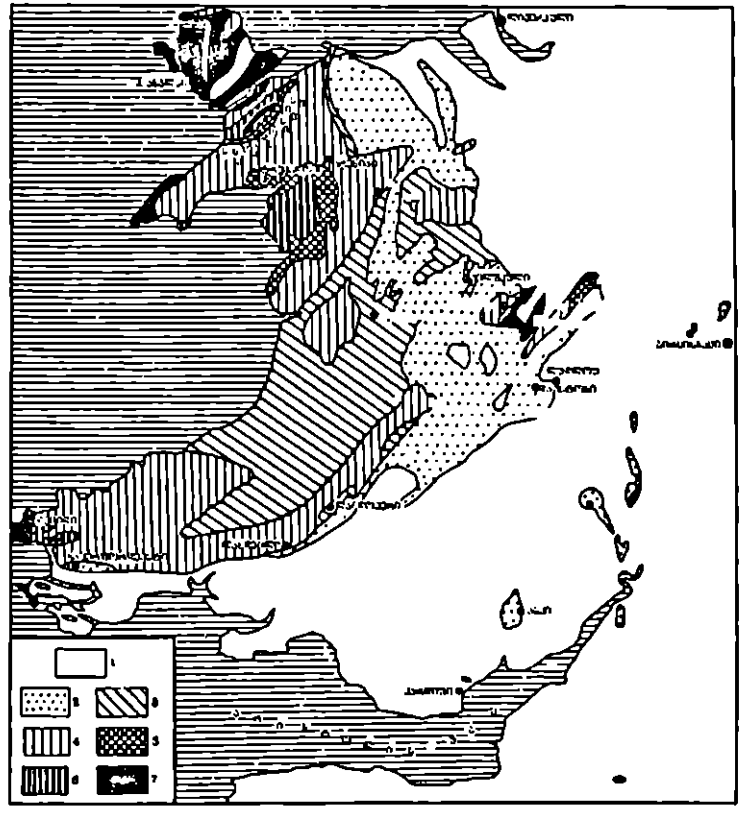
სურ. 46. პრეკამბრიულ ში კონტინენტური პლატფორმების თანდათანობით ჩამოყალიბების გეოქრონოლოგიური რუკა (ნ.სემიონენკოს მიხედვით, 1972).
1 – კონტინენტური პლატფორმების უძველესი ბირთვები (სიალური მასივები), რომლებიც 3,5-2,7 მლრდ წლების ინტერვალ ში ჩამოყალიბდნენ; 2 – 2000 მლნ წლისთვის სტაბილი ზებული უბნები; 3 – 1700 მლნ წლისთვის სტაბილი ზებული უბნები; 4 – 1200 მლნ წლისთვის სტაბილი ზებული უბნები; 5 – 550 მლნ წლისთვის სტაბილი ზებული უბნები; 6 – დაუნაწილებელი პრეკამბრიულის საზღვრები.

პალეოზოური

ფანეროზოული ეონი, რომელიც პალეოზოურ, მეზოზოურ და კაინოზოურ ერებს მოიცავს, შეუდარებლად უფრო ხანმოკლეა ვიდრე არქეოზოული, განსაკუთრებით კი პროტეროზოული ეონი. მისი ხანგრძლივობა 600მლნ. წელსაც კი ვერ აღწევს (580 ± 20 მლნ.) და დედამიწის მთელი ისტორიის 1/8-ს შეადგენს მხოლოდ. მიუხედავად ამისა, მისი მნიშვნელობა გეოლოგიისთვის სრულიად განსაკუთრებულია. გეოლოგია, როგორც მეცნიერება, სწორედ პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური ნალექების შესწავლის პროცესში ყალიბდებოდა. ფანეროზოული ეონოთემის მრავალფეროვანი ფაციესების დანალექი ქანები მეტ შემთხვევაში მდიდარ პალეონტოლოგიურ მასალას შეიცავენ. ეს გახდა იმთავითვე მათდამი მკვლევართა განსაკუთრებული ყურადღების ერთ-ერთი პირობა. ამას ემატებოდა ისიც, რომ პალეოზოურ და მეზო-კაინოზოურ დანალექ ქანებს მხოლოდ იშვიათ შემთხვევაში ეშნევათ მეტამორფიზმის პროცესების მეტნაკლებად ძლიერი ზეგავლენის კვალი და ისინი მეტწილად უცვლელად არიან დღემდე შემონახული. ამიტომ იყო, რომ პალეოზოურის, მეზოზოურისა და კაინოზოურის დანალექი ქანებისა და მათში დაცული მდიდარი, მრავალფეროვანი პალეონტოლოგიური მასალის კვლევის პროცესში მუშავდებოდა და თანდათან იხვეწებოდა გეოლოგიური კვლევის მეთოდები, ძირითადი პრინციპები, ცნებები და თეორიული საფუძვლები. ასე ჩამოყალიბდა სტრატიგრაფიული კვლევის მეთოდები, ჩ. ლაიელისა და მის. მიმდევართა აქტუალიზმის პრინციპი და უნიფორმიზმი, ფაციესის ცნება, გეოსინკლინების, ოროგენეტული ციკლებისა და ოროფაზისების თეორია და კიდევ სხვა არაერთი ფუნდამენტური წარმოდგენა ჩვენი პლანეტის ევოლუციის კანონზომიერებათა თაობაზე. და კიდევ, დედამიწა დღევანდელი სახით საბოლოოდ ჩამოყალიბდა სწორედ იმ პროცესების „წყალობით“, რომლებიც უკანასკნელი 600 მლნ წლის განმავლობაში თანდათანობით გარდაქმნიდნენ პრეკამბრიულისაგან მემკვიდრეობად დატოვებულ კონტინენტურ პლატფორმებსა და ოროგენულ სარტყლებს, ატმოსფეროსა და ოკეანეებს, მათგან განუყოფელ ორგანულ სამყაროს. ისე რომ, ხანგრძლივი დროის განმავლობაში კლასიკური გეოლოგიის კვლევის ობიექტს მნიშვნელოვანწილად პალეოზოური, მეზოზოური და კაინოზოური წარმოადგენდა. თუმცა ამჟამად ფანეროზოული ეონოთემის სახელწოდებით გაერთიანებულმა ქანებმა ჯერ კიდევ მე-18 საუკუნეში და ცოტა უფრო ადრეც (გავიხსენოთ ნ. სტენონი) მიიქციეს მეცნიერთა ყურადღება, მაგრამ ფაუნისტური კომპლექსების თავისებურებათა გათვალისწინებით მათი დანაწილება მაღალი რანგის სტრატიგრაფიულ ერთეულებად – ჯგუფებად, მხოლოდ 1841 წელს განხორციელდა ინგლისელი გეოლოგისა და პალეონტოლოგის ჯ. ფილიპსის წინადადებით. წინამორბედი ავტორების პირველეული, მეორეული და მესამეული, რომელთა გამიჯვნა პეტროგრაფიულ, ლითოლოგიურ და სტრუქტურულ თავისებურებებზე იყო დაფუძნებული, ჯ. ფილიპსმა არა მხოლოდ შეცვალა პალეოზოურით, მეზოზოურით და კაინოზოურით, არამედ დააზუსტა კიდევაც მათი მოცულობა და საზღვრები ფაუნისტური კომპლექსების სპეციფიკის გათვალისწინებით. საყურადღებოა, რომ ამ დროისათვის, ფაქტიურად, უკვე დასრულებული იყო უფრო დაბალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულების – სისტემების, სექციების, სართულების მნიშვნელოვანი ნაწილის გამოყოფა. სისტემები იმთავითვე შემდეგნაირად იქნენ განაწილებული ფანეროზოულის სამ ჯგუფში: პალეოზოურში – კამბრიული, სილურული, დევონური, კარბონული და პერმული; მეზოზოურში – ტრიასული, იურული და ცარცული; კაინოზოურში – მესამეული (პალეოგენი და ნეოგენი) და მეოთხეული. პროტეროზოულზე ახალგაზრდა ქანების კომპლექსების ამგვარი დაყოფა, როგორც ადრეც აღვნიშნეთ, საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის II სესიაზე, რომელიც ბოლონიაში (იტალია) ჩატარდა, საერთაშორისო მნიშვნელობის სტრატიგრაფიულ ერთეულებად იქნა აღიარებული. პალეოზოურის დანაწილება სისტემებისა და სექციების დონეზე აღიარებულია საერთაშორისო მასშტაბით. რამდენადმე განსხვავდება სართულები რუსეთში მიღებულ გეოქრონოლოგიურ შკალასა და დასავლეთევროპულ შკალაზე. აშშ-ის ტერიტორიაზე გამოყოფილი სართულები და სექციები მეტწილად ამერიკის კონტინენტის რეგიონულ-სტრატიგრაფიულ ერთეულებს წარმოადგენენ. მცირედ განსხვავდება პალეოზოურის სისტემებად დანაწილებაც. კარბონული სისტემა ამერიკულ გეოქრონოლოგიურ შკალაზე ორ დამოუკიდებელ სისტემად არის გაყოფილი: მისისიპური და პენსილვანური.

კამბრიული სისტემა

კამბრიული სისტემის გამოყოფა. კამბრიული სისტემა გამოყოფილ იქნა დიდ ბრიტანეთში. ამ ქვეყნის ტერიტორიაზე (ბრიტანეთის კუნძულზე) გაშიშვლებული ძველი ქანების სისტემატიური სტრატიგრაფიული კვლევის საწყისები დაკავშირებულია ორი ცნობილი ინგლისელი მეცნიერის – ა. სეჯვიკისა (A. Sedgwik) და რ. მერჩისონის (R.J. Murchison) სახელებთან. ა. სეჯვიკმა ჯერ კიდევ 1822 წელს დაიწყო დიდი ბრიტანეთის უძველესი ქანების შესწავლა ტბების მხარეში მდებარე კამბერლენდის მთებში (სურ. 47), ხოლო 1831 წლიდან ის ძველი ქანების კვლევას უელსის მთელ ტერიტორიაზე აწარმოებდა. იმავე წელს უელსის მასივის უძველესი ქანებით დაინტერესდა რ. მერჩისონიც. 1835 წელს ამ ორი გეოლოგის კვლევის შედეგები ერთობლივი მოხსენების სახით წარედგინა „ბრიტანეთის საზოგადოების“[1] წლიურ კრებას. მოხსენების სათაური ასეთი იყო: „სილურული და კამბრიული სისტემების შესახებ, რაც ნათელს ჰფენს ინგლისისა და უელსის ძველი დანალექი ქანების თანმიმდევრობას.“ მოხსენება 1836 წელს გამოქვეყნდა.



სურ. 47. უელსის კალედონიური მასივის გეოლოგიური აგებულების სქემატური რუკა (მ. ჯინიუს მიხედვით, 1952)
1 - სილურულზე ახალგაზრდა ნალექები; 2 -ზედა სილურული; 3 - ქვედა სილურული; 4 - ორდოვიციული (ტრემადოკული სართულის გამოკლებით); 5 - ზედა კამბრიული ტრემადოკულ სართულთან ერთად; 6 - ქვედა და შუა კამბრიული; 7 - პრეკამბრიული ქანების გამოსავლები.

[1] „ბრიტანეთის საზოგადოება“ – მისი სრული სახელწოდება ინგლისურად ასეთია: „The British Association for the Advancemeny of Scinece“ – „მეცნიერების წინსვლის ბრიტანეთის საზოგადოება“.

ეს იყო პირველი ნაშრომი, რომელმაც დასაბამი მისცა გეოლოგიურ ლიტერატურაში სახელწოდებების – „კამბრიული სისტემა“ და „სილურული სისტემა“ დამკვიდრებას. თუმცა ა. სეჯვიკისა და რ. მერჩისონის ამ ერთობლივ ნაშრომშივე მოცემული იყო კამბრიულისა და სილურულის უფრო მცირე სტრატიგრაფიულ ერთეულებად დანაწილების სქემაც, მაგრამ ავტორებს შორის იმთავითვე წარმოიშვა უთანხმოება მათ მიერ გამოყოფილი ორი სისტემის მოცულობისა და საზღვრების თაობაზე. უთანხმოება დროთა განმავლობაში თანდათან გაღრმავდა და საბოლოო ჯამში, ორი მკვლევარის მეგობრობა საყოველთაოდ ცნობილ კონფლიქტში გადაიზარდა. ა. სეჯვიკი კამბრიულ სისტემაში აერთიანებდა არამარტო ჩრდილო უელსის ტერიტორიაზე განვითარებულ იმ ნალექებს, რომლებიც მიეკუთვნებიან კამბრიულს დღევანდელი გაგებით, არამედ პრეკამბრიული ქანების ზედა ნაწილსაც და კამბრიულზე ახალგაზრდა ნალექებსაც – ორდოვიციულსა და სილურულს. ა. სეჯვიკის ასეთი უხეში შეცდომის მიზეზი კი ის იყო, რომ მან დიდი ბრიტანეთის რამდენიმე მხარის (კამბერლენდი, უელსი, შროპშირი, დევონშირი) სხვადასხვა ასაკის, ფაუნით ღარიბი ნალექები (ე.წ. „ფიქლებრივი ქანები“) სინქრონულად მიიჩნია ძირითადად მათი ლითოლოგიური მსგავსების საფუძველზე და ყველა ისინი კამბრიულ სისტემაში მოაქცია. უფრო მეტიც, ა. სეჯვიკმა დევონშირის ქვედა კარბონულისა და დევონურის ფიქლებრივი ქანებიც კი კამბრიულს მიაკუთვნა. არანაკლებ მნიშვნელოვანი როლი, უთუოდ, იმანაც ითამაშა, რომ ა. სეჯვიკი სტრატიგრაფიული კვლევის პალეონტოლოგიურ მეთოდს მაინცდამაინც დიდი ნდობით არ უყურებდა – როგორც ძველი გეოლოგიური სკოლის წარმომადგენელი, ის ა. ვერნერის პრინციპების ერთგული რჩებოდა და უპირველეს მნიშვნელობას პეტროგრაფიულ თავისებურებათა დეტალური კვლევის შედეგებსა და გეოლოგიურ ჭრილში შრეთა კომპლექსების თანმიმდევრობას ანიჭებდა.

რ. მერჩისონი, პირიქით, კამბრიულის „ხარჯზე“ თანდათან აფართოვებდა სილურული სისტემის მოცულობას და, საბოლოო ჯამში, მან სილურულში მოაქცია არა მხოლოდ ზედა, არამედ შუა კამბრიულიც. მისი თვალსაზრისი გადმოცემულია სილურული სისტემისადმი მიძღვნილ მის ნაშრომში – „სილურული სისტემა“ (“the Silurian system”), რომლის მე-4 გამოცემა 1872 წელს, ავტორის გარდაცვალების შემდეგ გამოქვეყნდა. კამბრიული და სილურული სისტემების მოცულობისა და საზღვრების პრობლემა ამის შემდეგაც კარგა ხანს რჩებოდა დავის ობიექტად და მხოლოდ საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მე-4 სესიაზე, რომელიც 1888 წელს ლონდონში გაიმართა, მიღწეულ იქნა შეთანხმება კამბრიულ-სილურულის საზღვრების თაობაზე. ამ საქმეში დიდი როლი შეასრულა ამერიკელი გეოლოგის ჩ. უოლკოტის (Ch. Walcott) მოხსენებამ. მოხსენებაში გადმოცემული იყო კამბრიული პერიოდის ტრილობიტების ფაუნისტური კომპლექსების ანალიზი და ამის საფუძველზე კამბრიული სისტემის „ზონებად“ დანაწილების დასაბუთება: ქვედა Holmia-ს „ზონა“, შუა – Paradoxides-ის „ზონა“ და ზედა – Olenus-ის „ზონა“.

კ ა მ ბ რ ი უ ლ ი ს ი ს ტ ე მ ი ს ს ა ზ ღ ვ რ ე ბ ი. კამბრიული სისტემის ქ ვ ე დ ა ს ა ზ ღ ვ ა რ ი იმავ დროს არის საზღვარი პრეკამბრიულსა და ფანეროზოურს (ან კიდევ პალეოზოურ ჯგუფს) შორის. თავდაპირველად ის მეტნაკლებად მკაფიო მიჯნად ითვლებოდა, რადგან მიღებული იყო, რომ პალეოზოური იწყება ორგანული სამყაროს უძველესი წარმომადგენლების უტყუარი ნაშთების შემცველი შრეებით, ხოლო მათ ქვეშ განლაგებული უფაუნო წარმონაქმნები კი პრეკამბრიულს მიეკუთვნებიან. გასული საუკუნის ბოლო ათწლეულების კვლევის შედეგებმა, განსაკუთრებით კი ვენდური (ედიაკარის) ფაუნის არაერთი ადგილსაპოვებლის აღმოჩენამ, სტრატიგრაფების წინაშე ახალი პრობლემა წარმოშვა – ვენდურ ნალექებში არსებული საკმაოდ მრავალფეროვანი ნამარხი ფაუნა ბევრ მეცნიერს იმის დამჯერებელ საბუთად მიაჩნია, რომ პალეოზოურის ქვედა საზღვარი ვენდურის საგებზე უნდა გადადიოდეს. მათგან ზოგი ვენდურს კამბრიულ სისტემას მიაკუთვნებს და „ი ნ ფ რ ა კ ა მ ბ რ ი უ ლ ი ს“, (სხვანი „ე ო კ ა მ ბ რ ი უ ლ ი ს“) სახელით აღწერენ, ან სულაც პალეოზოური ჯგუფის უძველეს წევრად – ვ ე ნ დ ურ ს ი ს ტ ე მ ად განიხილავენ. სხვანი კამბრიულის ქვედა საზღვარს ნიჟარიანი ფაუნის პირველი წარმომადგენლების გამოჩენას უკავშირებენ, ხოლო უნიჟარო ორგანიზმების (ედიაკარის ფაუნის) ნაშთების შემცველ ნალექებს მთლიანად ზედა პროტეროზოულში ათავსებენ ძირითადად იმ მოტივით, რომ ვენდური უსკელეტო ფაუნის იშვიათი, ერთიმეორისაგან მეტწილად დიდი მანძილით დაშორებული ადგილსაპოვებლები ვერ უზრუნველყოფენ

პლანეტარული მასშტაბით ვენდური ნალექების სტრატიგრაფიული კვლევის ამოცანების (დანაწილება და კორელაცია) გადაჭრისათვის პალეონტოლოგიური მეთოდების გამოყენებას. ამის გამოა, რომ ვენდურის სტრატიგრაფია მეტ შემთხვევაში დათარიღების რადიოგეოლოგიურ მეთოდებზეა დაფუძნებული, ისევე როგორც მთლიანად პრეკამბრიულის დანაწილება. ჯერჯერობით, ფაქტიურად, ვენდურის მხოლოდ ადგილობრივი სტრატიგრაფიული სქემებია შექმნილი მეტწილად სტრომატოლითების მორფოლოგიური ტიპების ცვალებადობის გათვალისწინებით. მართალია, ვენდური არაიშვიათად სრული თანდათანობით გადადის კამბრიულში და მათ შორის მკაფიო, ბუნებრივი გეოისტორიული საზღვარი (უთანხმოება, ფაციესების თვალსაჩინო ცვლა და ა.შ.) არ აღინიშნება, მაგრამ ვენდური ბიოსტრატიგრაფიულად მკვეთრად განსხვავდება კამბრიულისაგან და, პირიქით, ამ მხრივ ის მჭიდროდ არის დაკავშირებული ზედა პროტეროზოულთან. კამბრიული ფაუნა არამარტო ბევრად უფრო მრავალრიცხოვანია ვენდურთან შედარებით, არამედ შეუდარებლად უფრო მაღალორგანიზებულიც. ასეთია კამბრიული ნალექებიდან აღწერილი, ნიჟარიანი და შიგა სკელეტის მქონე ორგანიზმების რამდენიმე ათასი სახე. უფრო მეტიც, მიუხედავად იმისა, რომ ამჟამად საკმაოდ დეტალურად არის შესწავლილი ყველა რეგიონი, სადაც კი ზედა პრეკამბრიულია გაშიშვლებული, არსად არ არის ნაპოვნი კამბრიული ფაუნის „ევოლუციური ფესვები", ანუ უშუალო წინაპრები – რამდენადმე დაბალი ორგანიზაციის ფორმები, რომლებიდანაც უნდა განვითარებულიყვნენ კამბრიული პერიოდის ცოცხალი ბუნების წარმომადგენლები. ამრიგად, კამბრიულის ნიჟარიანი ფაუნის გამოჩენა ძალიან მკაფიო მიჯნაა და ფანეროზოული ეონოთემის ქვედა საზღვრის დასადგენად ყველაზე მოხერხებული, ხელმისაკიდი ფაქტი, მითუმეტეს, რომ ტრადიციულადაც, ედიაკარის ფაუნის აღმოჩენამდე, კამბრიულის სულ ქვედა შრეებით იწყებოდა სტრატიგრაფიულ სქემებზე პალეოზოური ჯგუფი. მეორე მხრივ, ედიაკარის (ვენდურ) ფაუნაში მრავალუჯრედიან წყალმცენარეთა და უსკელეტო ორგანიზმების სიმრავლე, ისევე როგორც არქეოზოულისა და პროტეროზოულის ორგანული სამყაროს პრიმიტიულ წარმომადგენელთა იშვიათი ნაშთები, დამაჯერებელი არგუმენტია იმისათვის, რომ უარი ვთქვათ პრეკამბრიულის კრიპტოზოულ ანუ ფარული სიცოცხლის ეონად სახელდების საკმაოდ დამკვიდრებულ ტრადიციაზე.

შედარებით მკაფიოა და ნათელი კამბრიული სისტემის ზედა საზღვარი. ორდოვიციულიდან ჩნდება ტიპური პალეოზოური ფაუნისთვის დამახასიათებელი უხერხემლო ორგანიზმების მაღალი რანგის ტაქსონები, კამბრიული პერიოდის შედარებით პრიმიტიული ნიჟარიანი ორგანიზმების ნაცვლად. ორდოვიციულის დასაწყისს მოასწავებს ნალექებში გრაპტოლითების გამოჩენაც. კერძოდ, ევროპაშიც და ჩრდილო ამერიკაშიც ბევრგან კამბრიულზე განლაგებულია ფიქლები, რომლებშიც ნამდვილი გრაპტოლითების პირველი, უძველესი წარმომადგენლებია განამარხებული, მათ შორის ორდოვიციული სისტემის სულ ქვედა საართულისთვის – ტრემადოკულისთვის დამახასიათებელი Dictyonema flabelliformis. ორდოვიციულის უფრო მსხვილმარცვლოვან ნალექებში – ქვიშაქვებში, აგრეთვე კირქვებში, სადაც გრაპტოლითების ნაშთები არ გვხვდება, სილურულის დაწყებას მოასწავებს ტრილობიტების ფაუნაში ორდოვიციულისთვის დამახასიათებელი გვარების გამოჩენა. ასეთებია: Ceratopyge, Niobe და Euloma.

კამბრიული სისტემის ფაციესები. კამბრიული სისტემისთვის ნიშანდობლივია ტერიგენული ნალექების მნიშვნელოვანი როლი; ამასთან ეს არის მეტწილად ნორმული ზღვის ფაციესები, რომელთა შორის სჭარბობენ კონგლომერატები, ქვიშაქვები, ფიქლები, არაიშვიათად, განსაკუთრებით შუა კამბრიულში, კირქვებიც. კამბრიული ნალექების მეტამერფიზმის ხარისხი შეუდარებლად უფრო დაბალია, ვიდრე პროტეროზოული ქანებისა. თუმცა, ზოგი რეგიონის აგებულებაში მეტამორფიტების (ფილიტების, კრისტალური ფიქლების) როლი საკმაოდ მნიშვნელოვანია. კონტინენტური და ლაგუნური ნალექები კამბრიულში ძალიან იშვიათია.

კამბრიული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. პრეკამბრიულისა და კამბრიულის მიჯნაზე მცენარეთა სამეფოში მნიშვნელოვანი ცვლილებები არ მომხდარა. როგორც კამბრიულის, ისე ორდოვიციულის განმავლობაში მცენარეულობა წარმოდგენილი იყო ციანობიონტებით, რომელთა ნაშთები ამ სისტემების ნალექებში ბევრად უფრო მეტია, ვიდრე პროტეროზოულში. კამბრიულის კარბონატულ ნალექებში მათი ცხოველქმედების კვალი კვლავ მრავლად გვხვდება სტრომატოლი-

თებისა და ონკოლითების სახით. მათ გვერდით უკვე ჩნდებიან უმაღლესი (ევკარიოტული) წყალმცენარეებიც – რუხი და მეწამული, მაგრამ მათი ნაშთები კამბრიულ ქანებში იშვიათია.

ცხოველთა სამეფო კამბრიულში წარმოდგენილია უხერხემლოთა ყველა ტიპით. თუმცა ყველა მათგანის წარმომადგენლები კამბრიულის დასაწყისიდანვე ერთბაშად კი არ ჩნდებიან, არამედ თანდათანობით – ზოგი იმთავითვე, ზოგი კი მოგვიანებით.

ერთუჯრედებიანები (Protozoa) ატლაბანის საუკუნიდან მოყოლებული წარმოდგენილია ფორამინიფერებითა და რადიოლარიებით, რომელთა ნაჭუჭსაც ძალიან მარტივი მორფოლოგია ახასიათებს. ესენია მცირე ზომის (მილიმეტრის მეათედები) დისკოსებური, ან სფეროს ფორმის ნაჭუჭები, რომელთა დიაგნოსტიკა ხშირად საკმაოდ რთულია. მართალია, მათ რაიმე ღირებულება კამბრიული ნალექების დანაწილებისა და კორელაციისთვის არ გააჩნიათ, მაგრამ საინტერესონი არიან სხვა მხრივ. თანამედროვე ოკეანეებში რადიოლარიები ძირითადად პლანქტონურ ცხოვრებას არიან შეგუებულნი. მათი ნაშთები, ორგანიზმის სიკვდილის შემდეგ, როგორც წესი, დიდი რაოდენობით გროვდება რადიოლარიებიანი შლამის სახით ისეთ სიღრმეებზე, რომლებიც 4000მ-ს აღემატება. ეს იმიტომ, რომ სხვა პლანქტონური ორგანიზმების ნაჭუჭები, რომლებიც კარბონატული ნივთიერებით არის აგებული, წყლის სიღრმეში დაძირვისას თანდათანობით იხსნება და ფსკერამდე ველარ აღწევს. რადიოლარიების ნაჭუჭები კი, რაკი ისინი SiO_2-ისგან შედგებიან, არ იხსნება და გროვდება ისეთი დიდი სიღრმის ფართობებზე, სადაც სხვა ორგანიზმების ნაჭუჭები ველარ აღწევს. ამიტომ იყო, რომ მკვლევარებს რადიოლარიების ნაშთების შემცველი ქანები ყოველთვის ღრმა ზღვის ნალექებად მიაჩნდათ. კამბრიულში ნაპოვნი რადიოლარიების ნაშთები, რომლებიც დღეს ამ ქვეკლასის უძველეს წარმომადგენლებად ითვლებიან, მარჩხი ზღვის ბინადარი ორგანიზმების – არქეოციათიდების, ნაშთებთან ერთად არიან აღმოჩენილი. აქვეა ციანობიონტებისა და მეწამული წყალმცენარეების ნაშთებიც, რაც აგრეთვე აუზის მცირე სიღრმის ნიშანია.

ღრუბლების ტიპი (Spongia) ცნობილია ტომოტის სართულიდან და შემდეგაც, კამბრიულის მთელ ჭრილში. მაგრამ აქ იშვიათად პოულობენ მეტნაკლებად მთლიან ეგზემპლარებს. ღრუბლებისაგან, მეტწილად, მხოლოდ განცალკევებული მარტივი სპიკულებია გადარჩენილი.

კამბრიულის დასაწყისში ნაწლავღრუიანების ტიპი (Coelenterata) მხოლოდ მცირერიცხოვანი ფორმებით არის წარმოდგენილი. იმდროინდელ ზღვებში ბინადრობდნენ სიფონოფორები და მედუზები. ქვედა კამბრიულში ნაპოვნია კონულარიების იშვიათი წარმომადგენლებიც. მართალია, პრიმიტიული ნაწლავღრუიანების უდავო ნაშთები, მათ შორის მედუზების რბილი სხეულის გასაოცრად შემონახული კალაპოტები, კამბრიულის დასაწყისიდანვეა ცნობილი, მაგრამ ეს არის ამ ტიპის მცირე ზომის, ამასთან იშვიათი წარმომადგენლები. პალეოზოური ნაწლავღრუიანების ნამდვილი აყვავება და ფართო გავრცელება მოგვიანებით იწყება – ორდოვიციული პერიოდიდან, დაახლოებით 60-70 მლნ წლის შემდეგ. თუ გავისენებთ, რომ ვენდურ ფაუნაში ნახევარზე მეტს სწორედ ნაწლავღრუიანები შეადგენდნენ, რამდენადმე მოულოდნელია მათი ასეთი დაქვეითება კამბრიული პერიოდის განმავლობაში და მხოლოდ შემდგომ, ორდოვიციული პერიოდიდან ხელახალი აყვავება.

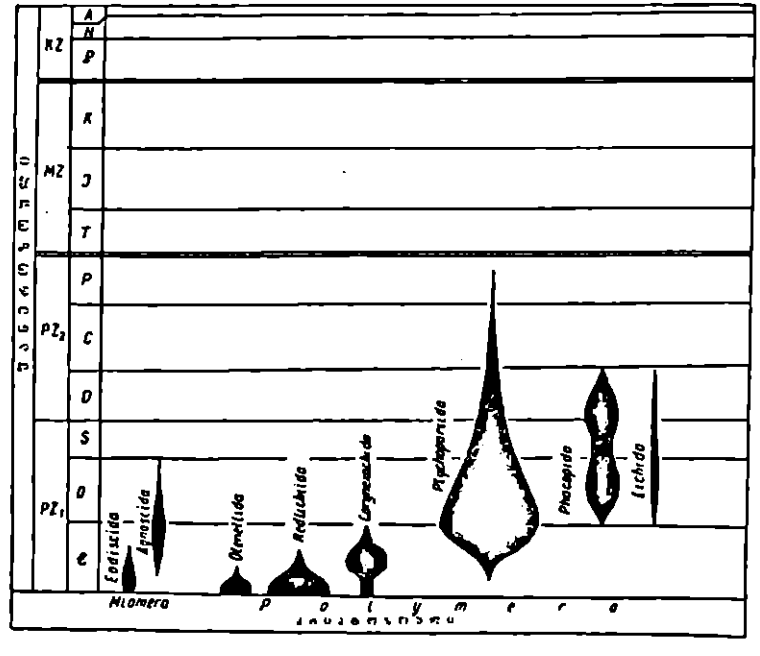
ჭიებიდან (Vermes) კამბრიულში მრავლად იყვნენ წარმოდგენილი უმაღლესი, ანუ რგოლური ჭიები – ანელიდები (Annelida). მათი ნაშთები შემონახულია ნაკვალევების, ხვრელების, მილაკების, ზოგჯერ კი რბილი სხეულის აღნაბეჭდების სახით. ამ მხრივ განსაკუთრებით საინტერესოა კამბრიული პერიოდის ნამარხ ორგანიზმთა ადგილსაპოვებელი ბრიტანეთის კოლუმბიაში (კანადის ერთ-ერთი შტატი ქვეყნის დასავლურ ნაწილში). აქ, ე.წ. ბურგესის ფიქლებში მიკვლეულია ურიცხვი რაოდენობა იმდროინდელი ორგანიზმების აღნაბეჭდებისა, რომლებზეც გასაოცარი სიცხადით არის შემონახული ცხოველების რბილი ქსოვილების მორფოლოგიური თავისებურებანი. ესაა ერთ-ერთი უიშვიათესი შემთხვევა, როდესაც განამარხებულია დიდი რაოდენობით მრავალფეროვანი უსკელეტო – უნაჭუჭო, უხერხემლო ფაუნა (ჭიები, მედუზები, ჰოლოთურიები) და ამასთან დაცულია მათი რბილი, ნაზი სხეულების მცირე დეტალებიც კი.

კამბრიული პერიოდის ზღვებში განსაკუთრებით მრავალრიცხოვანი იყო ტრილობიტების (ტიპი Arthropoda) ფაუნა. ქვედაკამბრიული ნალექებიდან ცნობილია ტრილობიტების 50-მდე ოჯახის წარმომადგენლები. ისინი შეადგენენ კამბრიული პერიოდის მთელი ფაუნის თითქმის 60%-ს. მათ

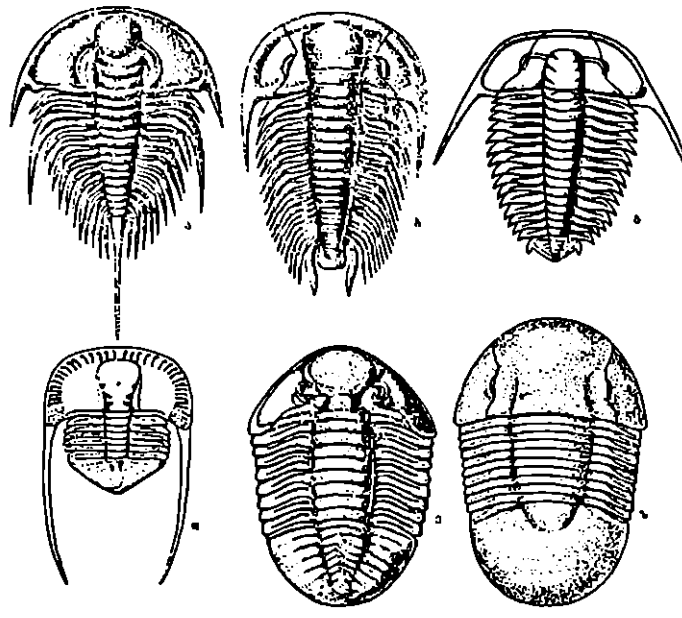
შორის იყვნენ მიომერების ქვეკლასის (Miomera) წარმომადგენლები – მცირედ დასახსრული, პატარა ზომის ტრილობიტები. მათი სხეული 2-3 სეგმენტისაგან შედგებოდა და თავისა და კუდის ფარები თითქმის ერთნაირი ზომის ჰქონდათ. გაცილებით მრავალრიცხოვან (1200-მდე) გვარს აერთიანებს პოლიმერების ქვეკლასი (Polymera). მათთვის დამახასიათებელია ქიტინოვან-ფოსფატური საფარველი, მრავალსეგმენტიანი სხეული. სეგმენტების რიცხვი ზოგჯერ 40-ს აღემატება. თავის ფარი შესამჩნევად უფრო დიდია კუდის ფარზე. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ კამბრიულ ტრილობიტებს არ გააჩნდათ მუცლის არის დასაცავად სხეულის მოკეცვის უნარი. ამგვარი ფორმები უფრო მოგვიანებით – ორდოვიციულიდან ჩნდებიან. ზომით მრავალსეგმენტიანი ტრილობიტები ბევრად უფრო დიდები იყვნენ – ზოგი მათგანის სიგრძე 70სმ-ს აღწევდა. პოლიმერების ქვეკლასიდან კამბრიულში მნიშვნელოვან როლს თამაშობდნენ ოლენელიდები (გვარები Olenellus, Holmia), რომლებიც ქვედა კამბრიულისთვის არიან დამახასიათებელი. ადრე კამბრიულიდანვე გვხვდება რედლიხიიდების ზოგი გვარის (Redlichia, Bergeronielus, Aldonaia) წარმომადგენლები. ამაღე რიგს ეკუთვნის გვარი Paradoxides, რომელიც შუა კამბრიულისთვის არის დამახასიათებელი, ისევე როგორც გვარები Corynexochus და Olenoides. პტიხოპარიიდების რიგიდან შუა კამბრიულში მნიშვნელოვანია გვარი Ptychoparia ხოლო ზედა კამბრიულში – Olenus და Dikelocephalus. პოლიმერების ქვეკლასის დანარჩენი რიგების განვითარება ძირითადად ორდოვიციულიდან იწყება (სურ. 48).

ტრილობიტებმა სწრაფი ევოლუცია განიცადეს. მათი მრავალრიცხოვანი ოჯახები და გვარები (გვარების საერთო რიცხვი 1300-მდეა) ძირითადად ქვედა პალეოზოურის (კამბრიულ-ორდოვიციულის) განმავლობაში განიცდიან აყვავებას. შემდეგ კი იწყება მათი სწრაფი დაქვეითება, ხოლო პალეოზოურის ბოლოს ისინი საერთოდ გადაშენდნენ. კამბრიულის განმავლობაში ტრილობიტების ფაუნისტური კომპლექსების სწრაფი ცვლა ამ დროის ზღვიური ნალექების დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილების საშუალებას იძლევა.

ტრილობიტების ფაუნას ემყარება კამბრიულ სისტემაში არამარტო სექციებისა და სართულების გამოყოფა, არამედ ზონებად დანაწილებაც.



სურ. 48. ტრილობიტების რიგების გეოლოგიური გავრცელების სქემა (ვ. დრუშჩიცისა და ო. ობრუჩევას მიხედვით, 1971)

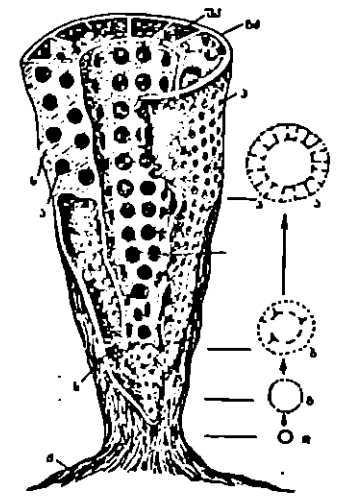


სურ. 49. ტრილობიტების გვარები: ა – Olenellus (ადრე კამბრიული); ბ – Paradoxides (შუა კამბრიული); გ – Olenus (გვიანი კამბრიული); დ – Trinucleus (ადრე და შუა ორდოვიციული); ე – Asaphus (ორდოვიციული); ზ – Illaenus (ორდოვიციულ – ადრე სილურული)

კამბრიულში უკვე არსებობდნენ ო ს ტ რ ა კ ო დ ე ბ ი ც – ართროპოდების რიგის კიბოსნაირთა კლასის ერთ-ერთი თავისებური ქვეკლასის წარმომადგენლები. ესენი არიან მცირე ზომის ნაშუქიანი ასოსახსრიანები სუსტად სეგმენტირებული სხეულით, რომელიც კარბონატული შედგენილობის ორსადგულიანი ნაშუქით არის დაფარული. პალეოზოური ოსტრაკოდები შედარებით მოზრდილებია (20 მმ-მდე, იშვიათად 50 მმ-მდეც კი), შემდგომ კი მეზოზოურსა და კაინოზოურში, მათი ზომა 1 მმ-ს არ აღემატება. ოსტრაკოდების გარდა, კამბრიულშივე უკვე არსებობდნენ უმაღლესი კიბოსნაირების ქვეკლასის წარმომადგენლები, კერძოდ ფ ი ლ ო კ არ ი დ ე ბ ი.

კამბრიული პერიოდის ფაუნის თითქმის 30%-ს შეადგენდა გადაშენებულ ორგანიზმთა კიდევ ერთი საინტერესო ჯგუფი – ა რ ქ ე ო ც ი ა თ ე ბ ი (ტიპი Archaeocyatha). ისინი წარმოადგენენ მთლიანად გადაშენებულ პრობლემატურ ჯგუფს, რომელთა სისტემატიკური ადგილი დიდი ხნის განმავლობაში გარკვეული არ იყო. ახლა მათ დამოუკიდებელ ტიპად განიხილავენ. არქეოციათიდების რბილი სხეულის აგებულების შესახებ არაფერია ცნობილი. განამარხებულია მხოლოდ და მხოლოდ მათი კირქვის სკელეტები, რომლებიც ერთი შეხედვით ღრუბლებს მოგვაგონებენ. ესაა პორებიანი, თასის, ლამბაქის, კონუსური ან ცილინდრის ფორმის სხვადასხვა ზომის (რამდენიმე მილიმეტრიდან 40 სმ-მდე სიმაღლის და 25 სმ-მდე დიამეტრის) კარბონატული სხეულები, რომლებიც ღრუბლების სკელეტისაგან მინოლითური აღნაგობით გამოირჩევიან. ვარაუდობენ, რომ არქეოციათიდების ცალდი ან კოლონიური ფორმები თბილი ზღვების მცირე (20-30 მ) სიღრმეებზე ფსკერზე მიმაგრებულები ბინადრობდნენ, ზოგჯერ საკმაოდ ვრცელი დასახლებების სახით სტრომატოპორებთან, წყალმცენარეებთან და ბრაქიოპოდებთან ერთად. ისინი წარმოადგენდნენ უძველეს რიფისმშენებელ ორგანიზმებს. არქეოციათიდების უდავო ნაშთები კამბრიულის დასაწყისიდანვე (ტომოტის საუკუნიდან) არის ცნობილი. თუმცა ზოგი მკვლევარი ვარაუდობს, რომ ისინი კამბრიულამდეც არსებობდნენ. თავდაპირველად გაჩნდნენ ერთკედლიანი, ცოტა მოგვიანებით კი ორკედლიანი არქეოციათიდები. მათ ძალიან სწრაფი ევოლუცია განიცადეს – არსებობდნენ სულ რაღაც 40 მლნ. წლის განმავლობაში, ფაქტიურად, მხოლოდ კამბრიულის დასაწყისში.

შესაძლოა, ზოგი არქეოციათიდი შუა კამბრიულშიც გადავიდა. შემდეგ კი ჯგუფი მლიანად მოისპო. გვარების რიცხვი დიდი არ არის. მათგან შეიძლება დავასახელოთ: Coscynocyathus, Archaeocyathus, Dokidocyathus, Verthocyathus და სხვა. მიუხედავად იმისა, რომ ეს პრობლემატური ჯგუფი შედარებით პრიმიტიულ ორგანიზმებს აერთიანებს, ის მაინც მრავალმხრივ არის გეოლოგიურად საინტერესო, პირველ რიგში ქვედა კამბრიულის სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციისათვის. სწრაფი ევოლუციისა და დიდი გეოგრაფიული გავრცელების წყალობით არქეოციათიდები კარგი ნამარხების რიგს განეკუთვნებიან. არქეოციათიდები აღმოჩენილია მრავალ რეგიონში: ციმბირში, ჩინეთში, ავსტრალიაში, ანტარქტისზე, ჩრდილო ამერიკაში, ჩრდილო აფრიკაში და ა.შ. მათი ასეთი ფართო გავრცელება მნიშვნელოვანია პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციებისთვისაც. ისინი, როგორც უკვე ვთქვით, უძველეს რიფისმშენებელ ორგანიზმებს წარმოადგენდნენ. მხოლოდ ორდოვიციული პერიოდიდან მოყოლებული მარჯნები გვეელინებიან ბიოგერმებისა და რიფის ძირითად მშენებლებად. კამბრიულში მათი როლი ამ მხრივ არ ჩანს. ამ დროის რიფული კრჩქები ძირითადად არქეოციათიდების, წყალმცენარეების, სტრომატოპორების სკელეტების დაგროვებით არის წარმოქმნილი. როგორც ვარაუდობენ, რიფებისა და ბიოგერმების გავრცელება დღევანდელის მსგავსად, გეოლოგიურ წარსულშიც ტროპიკულ პირობებთან იყო დაკავშირებული. ამიტომ არქეოციათიდების გეოგრაფიული გავრცელების მიხედვით შესაძლებელია არამარტო კამბრიული პერიოდის ტროპიკული რეგიონების აღდგენა, არამედ იმდროინდელი კონტინენტების მდებარეობის განსაზღვრაც გეოლოგიური დროის ცალკეული მონაკვეთების (ეპოქების, საუკუნეების) მიხედვით.



სურ. 50.არქეოციათიდი (გვარი Aldanayathus, $Є_1$)
ა, ბ, გ, დ – განივი ჭრილები;
შკ – შიგა კედელი; გკ – გარე კედელი; კ – პორები; ს – სეპტები.
ქ – ფსკერზე მისამაგრებელი „ჭუსლი".

კამბრიულის დასაწყისიდანვე საკმაოდ მრავლად არიან წარმოდგენილი მ ო ლ უ ს კ ე ბ ი (Mollusca), თუმცა ბევრი მათგანი იმდენად პრიმიტიულია და არქაული იერის მქონე, რომ ხშირად საკმაოდ რთულია მათი ამა თუ იმ ტაქსონზე მიკუთვნება. იმ დროს უკვე არსებობდნენ ორსადგულიანი მოლუსკების (კლასი Bivalvia) მცირე ზომის თხელნიჟარიანი ფორმები ტაქსოდონტური კბილის აპარატით. ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული, უძველესი გვარია Fordilla, რომელიც პრაქტიკულად თითქმის ყველა კონტინენტის კამბრიულ ნალექებშია ნაპოვნი.

მრავლად იყვნენ კამბრიულში მ უ ც ე ლ თ ფ ე ხ ი ა ნ ე ბ ი ს (კლასი Gastropoda) სპირალურნიჟარიანი ფორმები. ერთ-ერთი უძველესი გვარია სპირალური ნიჟარის მქონე Aldanella, რომელიც მდ. ალდანის (ციმბირი) აუზის ქვედა კამბრიულში (ტომოტის სართულში) არის ნაპოვნი. სარქველის ფორმის ნიჟარა ჰქონდათ მონოპლაკოფორებს, რომლებიც ქვედა კამბრიულიდან არის აგრეთვე აღწერილი. ამ კლასის (Monoplacophora) იშვიათი წარმომადგენლები თანამედროვე ღრმა ზღვებშიც ბინადრობენ. მონოპლაკოფორების კამბრიულ-სილურული გვარია Triblidium.

კამბრიულში უკვე არსებობდნენ ნამდვილი თ ა ვ თ ფ ე ხ ი ა ნ ი მ ო ლ უ ს კ ე ბ ი ც (კლასი Cephalopoda). მათ ჰქონდათ მცირე ზომის, სწორი, კონუსური ფორმის ნიჟარები. სპირალურად დახვეული ნიჟარის მქონე ცეფალოპოდები მოგვიანებით გაჩნდნენ. დიდი ხნის განმავლობაში თავთფეხიანი მოლუსკების ერთ-ერთ უძველეს გვარად მიაჩნდათ ვოლბორტელა (Volbortella) – რამდენიმე მილიმეტრის სიგრძის კონუსური ფორმის ორგანული წარმონაქმნები, რომელთაც ბალტიისპირეთის ე.წ. „ცისფერ თიხებში" პოულობდნენ ჯერ კიდევ XIX საუკუნეში. უახლესმა გამოკვლევებმა ნათელჰყო, რომ ვოლბორტელას სახელით აღწერილი სხეულები თავთფეხიანების ნიჟარა კი არ არის, არამედ SiO_2-ისგან აგებული მილაკები, რომლებშიც, როგორც ვარაუდობენ, ცხოვრობდა პოლიხეტების (ჭიების) რომელილაც უძველესი წარმომადგენელი.

მხართფეხიანების (Brachiopoda) უძველესი ფორმები კამბრიულის დასაწყისიდანვე არსებობენ. მართალია კამბრიულის განმავლობაში ბრაქიოპოდების ფაუნა არც მრავალფეროვნებით და არც სიმრავლით არ გამოირჩევა, მაგრამ უკვე არსებობდნენ როგორც უკლიტონი, ისე კლიტიანები. შუა კამბრიულიდან მოყოლებული ისინი თანდათან აფართოვებენ თავის არეალს და უკვე შუა პალეოზოურიდან პალეოფაუნის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს ტაქსონს შეადგენენ. ბრაქიოპოდებიდან შეიძლება დავასახელოთ უკლიტოთა კლასის ლინგულიდების რიგის კამბრიულ-ორდოვიციული გვარი Obolus. კლიტიანებს ეკუთვნის გვარი Orthis, რომელიც უფრო მნიშვნელოვანია ორდოვიციულში.

ეკალკანიანების (ტიპი Echinodermata) პირველი პრიმიტიული წარმომადგენლები ქვედა კამბრიულიდან (ატდაბანის საუკუნიდან) ჩნდებიან, კერძოდ მიმაგრებული, სფეროს ფორმის ჯამის მქონე თეკოიდები (კლასი Thekoidea). შუა კამბრიულიდან იწყებენ განვითარებას კარპოიდები (კლასი Carpoidea).

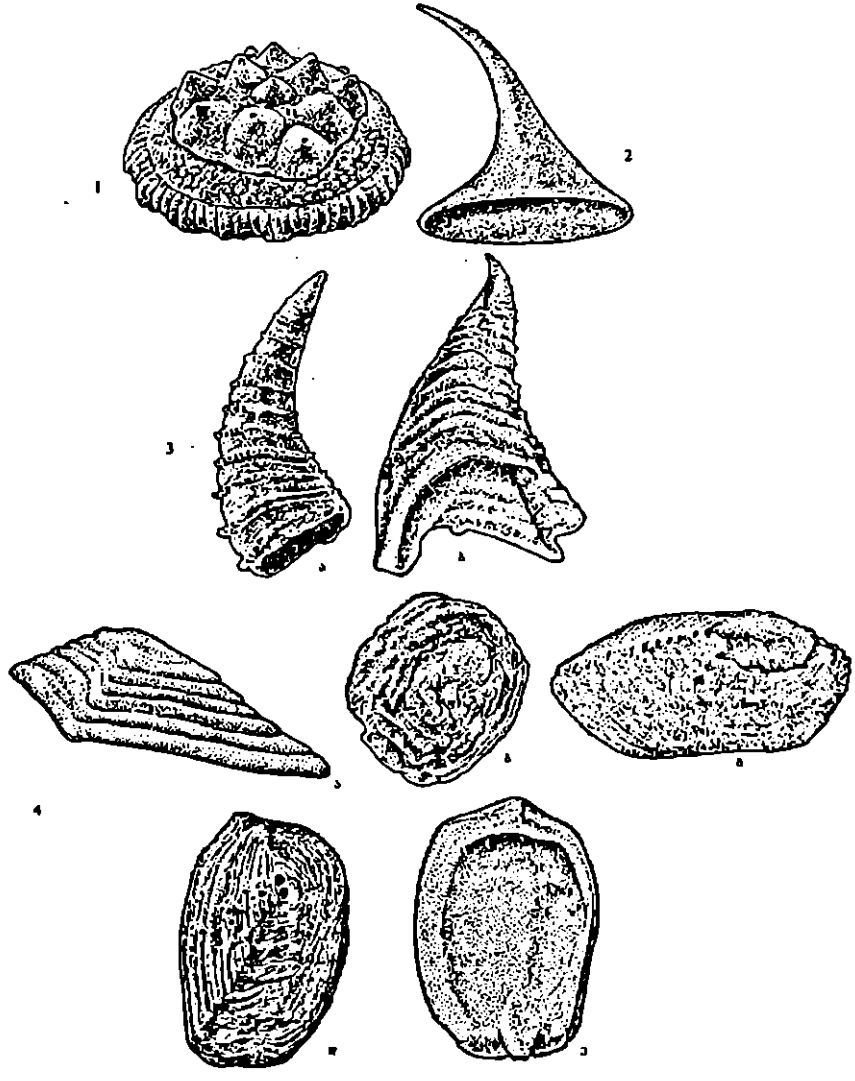
კამბრიულის დასასრულს ჩნდებიან პირველი აულოპორიდები – ინკომუნიკატური ტაბულატები. მათი კოლონიები, რომლებსაც კონუსის ფორმის კორალიტები ჰქმნიდნენ, აუზის ფსკერზე იყო გართხმული. კამბრიულის ბოლოსვე უკვე არსებობდნენ სტერეოსტოლონატები – გრაპტოლითები (ტიპი Hemichortada), რომლებიც ბუჩქისებურ კოლონიებს ჰქმნიდნენ.

რაც შეეხება ხერხემლიანებს, ქორდიანთა ამ ქვეტიპის წარმომადგენელთა უდავო ნაშთები კამბრიულში დღემდე ნაპოვნი არ არის. თუმცა, გამორიცხული არ არის, რომ ძალზე პრიმიტიული ხერხემლიანები ადრე კამბრიულშიც კი არსებობდნენ. აქ ნაპოვნია მცირე ზომის ორგანული წარმონაქმნები ე.წ. ჰადიმოპანელები (Hadimopanella, სურ. 51, 1), რომლებიც შინაგანი აგებულებით ძალიან გვანან უძველეს თევზისნაირთა „ქერწლებს“ (ჯავშნის ნაწილებს).

ამრიგად, კამბრიულ პერიოდში ცხოველთა სამეფოს თითქმის ყველა ის ტიპია წარმოდგენილი, რომელიც დღეს ცნობილია მეცნიერებისთვის. მაგრამ, როგორც დავინახეთ, ამ დროის ორგანიზმები გამოირჩევიან მცირე ზომებით, არქაული, პრიმიტიული აგებულებით. ყურადღებას იქცევს კიდევ ერთი საინტერესო გარემოება: კამბრიულ ნალექებში აღმოჩენილი ორგანიზმები, უკლებლივ ყველა, მარჩხი ზღვების ბინადარნი არიან. ფაქტიურად, დღემდე უცნობია იმ დროის ღრმა აუზებში მცხოვრები ორგანიზმების უტყუარი ნაშთები, ისევე როგორც თვით ის დანალექი ქანები, რომლებიც დიდ სიღრმეებზე უნდა იყვნენ დაგროვილი. ასევე არაფერი ვიცით ხმელეთის, ლაგუნების, მტკნარი აუზების ცოცხალი ბუნების თაობაზე, რადგან დღემდე, თითქმის არსად (ციმბირის ფარის გარდა) არ არის დადგენილი ლაგუნური და კონტინენტური ფაციესები კამბრიული ნალექების ჭრილებში.

და ბოლოს, კამბრიულ ნალექებში საკმაოდ ხშირად პოულობენ ორგანულ ნაშთებს, ძირითადად სკელეტურ წარმონაქმნებს, რომელთა ფუნქციური დანიშნულება და კავშირი ამა თუ იმ ტაქსონომიურ ერთეულთან სრულიად გაურკვეველია. ესაა მცირე ზომის (რამდენიმე მილიმეტრის) კონუსის, რქის ფორმის, პირამიდის მსგავსი, მილაკისებური, ქერცლისებური, ძირითადად ფოსფატოვანი, ან კარბონატული და სილიკატური შედგენილობის სხეულები. როგორც ვარაუდობენ, ისინი რომელიღაც უცნობი ორგანიზმების სკელეტურ ნაწილებს (სხეულის საფარველის ცალკეულ ქერცლებს, ეკლებს, ყბებს თუ ყბების ნაწილებს და ა.შ.) წარმოადგენენ და არა რომელიმე ორგანიზმის მთლიან ნიჟარას თუ ნაჭუჭს. ასეთებია ტომოტიდები, სუნნენგინები, მაიშანელები, როზანოვიელები და მრავალი სხვა (სურ. 51).

მიუხედავად იმისა, რომ კამბრიული პერიოდის ფაუნა საკმაოდ კარგად არის შესწავლილი ყველა კონტინენტზე, მაინც რჩება მასთან დაკავშირებული ზოგი პრობლემა, რომელთა შესახებ მეცნიერებას დღემდე არ გაუჩნია ერთნიშნა პასუხი. მათგან განსაკუთრებით საინტერესოა ვენდური და კამბრიული ფაუნების ნათესაური (ფილოგენეტური) კავშირების საკითხი, რომლის თაობაზე თავის დროზე უკვე გვქონდა სუბარი. არანაკლებ მნიშვნელოვანია და ამასთან საკმაოდ ბუნდოვანიც პალეოზოურის დასაწყისში ნიჟარიანი ორგანიზმების გამოჩენა არა თითო-ოროლა წარმომადგენლის სახით, არამედ როგორც ბიოლოგიური ევოლუციის უნივერსალური ნიშანი. მართალია, თვით ვენდური ბიოტაც უეცრად ჩნდება და მრავალფეროვნებითა და ორგანიზაციის მაღალი



სურ. 51. კამბრიული პერიოდის ზოგი პრობლემატური ორგანული წარმონაშენი (როზანოვიდან, 1986)
1 –Hadimopanella; 2 – Fomichella; 3 (ა, ბ) – Tommotida;
4. (ა, ბ, გ, დ, ე)- ნამარხები, რომლებიც ორსაგდულიან მოლუსკებს გვანან.

დონით მკვეთრად განსხვავდება გვიანი რიფეულის ბიოტისაგან, მაგრამ მემკვიდრეობითობა აქ მაინც მკაფიოდ ჩანს, განსაკუთრებით მიკრობიოტის (მიკროფიტოპლანქტონის, ბაქტერიების, ციანობიონტების) და ბიოლითების - სტრომატოლითებისა და მიკროფიტოლითების, მორფოლოგიური ტიპების ცვლაში. რაც შეეხება ორგანული სამყაროს მკვეთრ ცვლილებას პრეკამბრიული-პალეოზოურის მიჯნაზე, ის სულ სხვა ხასიათისაა. ედიაკარის (ვენდურ) ფაუნაში, როგორც უკვე ვიცით, მინერალური სკელეტის მქონე ორგანიზმების ნაშთები ცნობილი არ არის. ამავე დროს ადრე კამბრიულის დასაწყისიდანვე უეცრად ჩნდება, მართალია, პრიმიტიული, მაგრამ არა თითო-ოროლა, არამედ საკმაოდ მრავალრიცხოვანი და მრავალფეროვანი ორგანიზმები მინერალიზებული საფარველით (ნიჟარებით, ნაჭუჭებით) და სკელეტური წარმონაქმნებით. თანაც იმთავითვე გვხვდება მინერალური სკელეტის ყველა ის ვარიანტი, რომელიც შემდგომშიც, მთელი ფანეროზოულის განმავლობაში, არსებობს.

რამ გამოიწვია უსკელეტო ორგანიზმების ფაუნისტური კომპლექსების უეცარი შეცვლა მინერალური საფარველის მქონე ტაქსონებით? რა მოხდა 600 მლნ. წლის წინ? რა პირობებმა შეუწყო ხელი კამბრიული პერიოდის ფაუნაში უხერხემლოთა ტიპების წარმომადგენელთა სხეულის „აღჭურვას" ნიჟარებით, ნაჭუჭებით, სხვადასხვაგვარი მინერალიზებული სკელეტური წარმონაქმნებით? რა როლი ითამაშეს ამ პროცესში გარემო პირობებში მოხდარმა ცვლილებებმა? ერთი რამ ცხადია, რომ ტომოტის საუკუნის ფაუნის ტაქსონომიური მრავალფეროვნება შემთხვევითი მოვლენა კი არ არის, არამედ იმ საერთო ბიოქიმიური ცვლილებების გამოძახილია, რომლებიც ახალ პალეოეკოლოგიურ გარემოში მიმდინარეობდნენ და რომლებმაც მნიშვნელოვანი როლი ითამაშეს ცოცხალი ორგანიზმების სხეულში ნივთიერებათა ცვლის გარდაქმნასა და რეგულირებაში.

ქიტინოვანი საფერველის პირველი ნიშნები ჯერ კიდევ შუა ვენდურში ჩნდება საბელიტიდებში, ანაბარიტიდებში, პროტოკონოდონტებში. მაგარამ ნამდვილი ფოსფატური, ფოსფატ-კარბონატული და სილიკატური მინერალიზაციის ნიჟარები და სკელეტური წარმონაქმნები ბიოლოგიური ევოლუციის უნივერსალურ მოვლენად მხოლოდ ტომოტის საუკუნის დასაწყისიდან გვევლინება. გასათვალისწინებელია ერთი გარემოებაც: მართალია, პრეკამბრიულისა და პალეოზოურის მიჯნაზე არაერთი ტაქსონი იძენს მინერალიზებული ნიჟარის გამომუშავების უნარს, მაგრამ ზოგ ჯგუფში მხოლოდ ატდაბანის საუკუნიდან ჩნდებიან ნიჟარიანი ფორმები, ზოგში კი უფრო გვიანაც. საერთო ჯამში, ეს პროცესი თითქმის 70-100მლნ. წლის განმავლობაში რამდენიმე ეტაპად მიმდინარეობდა. მათ შორის განსაკუთრებით მკაფიოა კამბრიულის დასაწყისთან დაკავშირებული ეტაპი. ნიშანდობლივია, რომ სწორედ კამბრიულის დასაწყისს ემთხვევა მნიშვნელოვანი ცვლილებები სედიმენტაციაშიც. კამბრიულის დასაწყისიდან შესამჩნევად იცვლება მაგნიუმიანი და კალციუმიანი კარბონატების შეფარდება – ამ დროს საგრძნობლად იკლებს დოლომიტების წილი და, პირიქით, იმატებს კირქვების როლი. ამავე დროს თვალში საცემია რკინის რაოდენობის მატება, რაც წითელი ფერის კირქვების ფართო გავრცელების ერთ-ერთი პირობა გახდა. როგორც ირკვევა, იმდროინდელ ზღვებში მაღალი იყო ფოსფორის კონცენტრაცია, რასაც მოწმობს ფოსფორიტების დაგროვების პროცესების თვალსაჩინო გააქტიურება ტომოტისა და ატდაბანის საუკუნეების განმავლობაში. ამ დროის ნალექებში ხშირად აღინიშნება P_2O_5-ის შემცველობის მაღალი დონე და ფოსფატური შედგენილობის სკელეტური წარმონაქმნების მქონე ნამარხი ორგანიზმების სიმრავლე ისეთ რეგიონებში, სადაც ფოსფორის სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოები საერთოდ არ არსებობს. ამრიგად, სახეზეა ზღვებში წყლის ქიმიზმში მოხდარი ცვლილებები, რასაც თან სდევდა, უთუოდ, ცოცხალი ორგანიზმების ნივთიერებათა ცვლის პროცესების გარდაქმნა გარკვეული მიმართულებით. ასეთია მკვლევართა ერთი ჯგუფის მოსაზრება კამბრიული პერიოდის დასაწყისში ნიჟარიანი ფაუნის უეცარი გამოჩენის მიზეზების თაობაზე.

სხვანი ვარაუდობენ, რომ ამგვარ „ევოლუციურ აფეთქებაში" მნიშვნელოვანი როლი ითამაშეს კოსმოსურმა ფაქტორებმა, კერძოდ დედამიწის ზედაპირზე კოსმოსური დასხივების გაძლიერებამ, რამაც მკვეთრი მუტაციური ცვლილებები გამოიწვია ორგანულ სამყაროში. სწორედ ამას მოჰყვა ნიჟარიანი ორგანიზმების მაღალი რანგის ტაქსონების – რიგების, კლასების, ტიპების, უეცარი გაჩენა. კოსმოსური დასხივების გაძლიერებას ავტორები მიაწერენ მზის სისტემიდან შედარებით მცირე მანძილით დაშორებული ზეახალი ვარსკვლავის ძლიერ აფეთქებას. მაგრამ ჩვენ პლანეტაზე ამგვარი კოსმოსური მოვლენის არავითარი სხვა კვალი არ ჩანს.

არის მოსაზრება, რომ მინერალიზებული ნიჟარით სხეულის დაფარვის აუცილებლობა ზღვებში მტაცებლების გაჩენასთან უნდა იყოს დაკავშირებული. ზოგი მეცნიერი კი მიიჩნევს, რომ ეს პროცესი კამბრიული ბიოტის ცხოვრების ბენთონურ წესზე გადასვლამ განაპირობა. არც ეს შეხედულებაა დამაჯერებელი – გავიხსენოთ, რომ ედიაკარის ფაუნის მნიშვნელოვან ნაწილს სწორედ ბენთოსი შეადგენს, მაგრამ იმ დროინდელ ბიოტაში მინერალიზებული სკელეტის მქონე ორგანიზმები საერთოდ ცნობილი არ არის.

სრულიად განსხვავებულია რუსი მეცნიერის გ. ლეონოვის მიერ გამოთქმული ვარაუდი ნიჟარიანი ფაუნის უეცარი გაჩენის თაობაზე. მის შეხედულებას ჩვენ გაკვრით შევეხეთ, როდესაც ვენდურ ფაუნას გავეცანით. გ. ლეონოვის შეხედულებით, სიცოცხლის „აკვანი" დედამიწაზე ოკეანე კი არ არის, როგორც ეს ბუნებისმეტყველთა დიდ ნაწილს მიაჩნია, არამედ ეპიკონტინენტური წყლები – ლაგუნები, ლიმანები, ტბები და ა.შ. მათი ბუნებრივი პირობების – ტემპერატურის, მარილიანობის დონისა და მინერალიზაციის ხასიათის, ფსკერისა და სანაპიროს რელიეფის და სხვა ფაქტორების – მრავალფეროვნება, უეჭველად, შეუდარებლად უფრო ხელსაყრელი უნდა ყოფილიყო სიცოცხლის ჩასახვისთვის, ვიდრე ოკეანეების ერთგვაროვანი, ნაკლებად ცვალებადი გარემო. აბიოტური ფაქტორების მრავალფეროვნებამ შემდგომშიც ხელი შეუწყო სიცოცხლის საწყისი ფორმების დიფერენციაციას და ორგანული სამყაროს ნაირგვარი განშტოებების წარმოქმნას. ამავე დროს ეპიკონტინენტური აუზების მცირედ მინერალიზებულ წყლებში ცხოვრებას შეგუებულ ორგანიზმებს არც ნიჟარის გამომუშავება შეეძლოთ და არც მაღალი მინერალიზაციის ზღვის წყლის გარემოსთან ადაპტაცია. ეს იყო იმის მიზეზი, რომ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ზღვებში მხოლოდ ყველაზე პრიმიტიული, ნაკლებად დასპეციალებული პროკარიოტული ფორმები – ბაქტერიები და ცოტა მოგვიანებით კი ციანობიონტები ბინადრობდნენ. მხოლოდ მათ შესძლეს პირველებმა „მარილიანობის ბარიერის" დაძლევა და ნორმულ ზღვებში ფეხის მოკიდება. მხოლოდ მოგვიანებით პრეკამბრიულის ბოლოს „მოახერხეს" ამ ბარიერის გადალახვა უკვე მკაფიოდ გამიჯნული და საკმაოდ განვითარებული ზოგი სხვა ტაქსონის წარმომადგენლებმა – პირველ რიგში უმარტივესებმა, ღრუბლებმა, შემდგომ კი ნაწლავღრუიანებმა და ა.შ. პირველი ექსპანსია ეპიკონტინენტური წყლებიდან ნორმულ ზღვებში, გ. ლეონოვის შეხედულებით, ვენდურში მოხდა, მაგრამ ორგანიზმების დიდი ნაწილი ვერ შეეგუა ზღვის წყლის მარილიანობას, ვერც მინერალიზებული სკელეტის გამომუშავება შესძლო და თითქმის მთლიანად გადაშენდა. უფრო წარმატებული აღმოჩნდა მეორე ექსპანსია პროტეროზოულისა და კამბრიულის მიჯნაზე. ამჯერად ზღვებში იმიგრირებულმა ორგანიზმებმა მაღალი მარილიანობის პირობებში შედარებით სწრაფად გამოიმუშავეს მინერალიზებული ნიჟარებით რბილი სხეულის დაფარვის უნარი. რაც შეეხება უძველესი ნიჟარიანი ორგანიზმების პრეკამბრიულ (გვიანი პროტეროზოულის) უშუალო წინაპრებს, მათმა განამარხებულმა ნაშთებმა, ბუნებრივია ჩვენამდე ვერ მოაღწიეს, რადგანაც მათი შემცველი კონტინენტური ფაციესები დენუდაციურ პროცესებს იშვიათად თუ გადაურჩებიან ხოლმე, თვით ახალგაზრდა ნალექებიც კი.

კამბრიულის დანაწილება. როგორც უკვე ვთქვით, საერთაშორისო გეოლოგიურმა კონგრესმა 1888 წელს ლონდონის სესიაზე მიიღო გადაწყვეტილება კამბრიული სისტემის სამ სექციად (ჩ. უოლკოტი მათ „ზონებს" უწოდებდა) დანაწილების თაობაზე. დანაწილება ემყარება ტრილობიტების ფაუნისტური კომპლექსების ცვლას კამბრიული სისტემის ჭრილში. ქვედა კამბრიულისთვის დამახასიათებელია გვარი Olenellus და მისი თანამგზავრი გვარები. შუა კამბრიულიდან მას ცვლის Paradoxides-ის კომპლექსი, ხოლო ზედა კამბრიული სექციისთვის დამახასიათებელია გვ. Olenus და მისი თანამგზავრი ფორმები. კამბრიული სისტემის დანაწილება სამ სექციად იმ დროიდან ტრადიციულად დამკვიდრდა და დღესაც მიღებულია საერთაშორისო გეოქრონოლოგიურ შკალაზე. მაგრამ ამავე დროს ჯერაც არ არსებობს კამბრიული სისტემის სართულებად დანაწილების საყოველთაოდ მიღებული სქემა და სექციებს პირდაპირ ზონებად ყოფენ ტრილობიტების სახეთა კომპლექსების მიხედვით. ცხადია სართულების არ არსებობა მნიშვნელოვნად ართულებს რეგიონული სტრატიგრაფიული ერთეულების შორეულ კორელაციას.

1958 წელს რუსეთში მიღებულ იქნა ქვედა და შუა კამბრიულის სართულებად დანაწილების შემდეგი სქემა: ქვედა კამბრიულში გამოყვეს ალდანის და ლენის, ხოლო შუა კამბრიულში –

ამგისა და მაიის სართულები. მოგვიანებით ციმბირისა და მცირე ყარათაუს კამბრიული ნალექების ჭრილების დეტალური სტრატიგრაფიული კვლევისა და ნალექებში დაცული პალეონტოლოგიური მასალის შესწავლის საფუძველზე შესაძლებელი გახდა კამბრიული სისტემის სამივე სექციის დანაწილება სართულებად. საბოლოო ჯამში მიღებულ იქნა კამბრიული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილების შემდეგი სქემა:

კამბრიული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილება

ნუსხა N7

სექცია	სართული[1]		ეპოქის ხანგრძლივობა (მლნ. წ.)
ზედა კამბრიული ϵ_3	აქსაის საკსის აიუსოკის		25
შუა კამბრიული ϵ_2	მაიის ამგის		25
ქვედა კამბრიული ϵ_1	ლენის ზესართული	ტოიონის ბოტომის	30
	ალდანის ზესართული	ატდაბანის ტომოტის	

მართალია, რუსეთში მიღებულ კამბრიული სისტემის სართულებს ჯერჯერობით საერთაშორისო სტრატიგრაფიული ერთეულების სტატუსი არ გააჩნიათ, მაგრამ სარეგიონთაშორისო კორელაციისათვის ისინი გარკვეულ დასაყრდენს მაინც წარმოადგენენ.

როგორც დავინახეთ, კამბრიულის სექციებად დანაწილებაში უმთავრესი დასაყრდენი ტრილობიტების ფაუნაა. ტრილობიტების სახეთა კომპლექსების ცვლა კამბრიული ნალექების ჭრილში დაედო საფუძვლად კამბრიულ სისტემაში უმცირესი სტრატიგრაფიული ერთეულების – ზონების გამოყოფასაც. დასავლური ევროპის კამბრიულში (ინგლისში, სკანდინავიის ქვეყნებში, ბოჰემში და სხვა) 14 ზონაა გამოყოფილი. თითოეული ზონისათვის ნიშანდობლივია ტრილობიტების სახეების მხოლოდ მისთვის დამახასიათებელი, გარკვეული კომპლექსი. პალეოზოური ასოსახსრიანების ამ თავისებურმა ჯგუფმა ძალიან სწრაფი ევოლუცია განიცადა. ამასთან ორგანიზმის შინაგან აგებულებაში მოშდარი ფუნქციონალური ცვლილებები აისახებოდა მის ქიტინოვან საფარველზეც, რაც აადვილებს განამარხებული ტრილობიტების უმცირესი ტაქსონების – სახეების, ერთიმეორისაგან გარჩევას. ამას ემატება ისიც, რომ ტრილობიტებს ფართო გეოგრაფიული გავრცელება ჰქონდათ კამბრიული პერიოდის ზღვებში და უფრო გვიანაც – ორდოვიციულსა და სილურულში. ამას უეჭველად ხელს უწყობდა ის, რომ ონტოგენეტური განვითარების საწყის სტადიაზე ტრილობიტების მურა პლანქტონს წარმოადგენდა და ამიტომ მათი პროქორეზი ვრცელ ტერიტორიაზე მიმდინარეობდა.

კამბრიული ნალექების გავრცელება და ხასიათი. როგორც უკვე ითქვა, პალეოზოურმა ერამ პრეკამბრიულისაგან მემკვიდრეობით მიიღო დედამიწის ქერქის ხანგრძლივი

[1] კამბრიული სისტემის სართულების სტრატოტიპები ზოგი მდ. ლენის აუზში მდებარეობს, ზოგიც მცირე ყარათაუს ქედის ტერიტორიაზე, მდ. კირშაბაქტის ხეობაში. სართულების სახელწოდებები ამ მხარეების გეოგრაფიული ობიექტების სახელებიდან წარმოსდგება.

ევოლუციის პროცესში ჩამოყალიბებული შემდეგი სტრუქტურული ქარგა: სამხრეთ ნახევარსფეროში მდებარე ვრცელი, მონოლითური, ძირითადად კრატონის ბუნების სუპერკონტინენტი – გონდვანა. პალეოზოურის დასაწყისისთვის ის მოიცავდა სამხრეთ ამერიკის, აფრიკა-არაბეთის, ინდოეთის და ავსტრალიის კონტინენტურ პლატფორმებს. ვარაუდობენ, რომ მასთან იყო დაკავშირებული ანტარქტისიც. ოროგენული სარტყლები ამ დროისათვის მხოლოდ გონდვანისის პერიფერიებზე არსებობდა: აღმოსავლეთით ახალი ზელანდიისა და აღმოსავლური ავსტრალიის, დასავლეთით – სამხრეთ ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის მომიჯნავე ანდების მოძრავი სარტყელი, ხოლო ჩრდილოეთით – ვრცელი ოკეანე პალეოტეთისი,[1] რომელიც სამხრეთის სუპერკონტინენტს ჩრდილოეთის სამი დიდი კონტინენტური პლატფორმისაგან გამოჰყოფდა. გონდვანისი პალეოზოურის განმავლობაში აზევებული იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. მისი გეოლოგიური განვითარების უფრო მრავალფეროვანი პროცესები მეზოზოური ერიდან იწყება, როცა დასაბამი მიეცა მის გახლეჩვას და დასახსვრას რამდენიმე კონტინენტად.

ჩრდილოეთით კი ამ დროს გონდვანისისგან პალეოტეთისით გამიჯნული სამი დიდი კონტინენტური პლატფორმა არსებობდა: ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლური ევროპის და ციმბირის. ისინი ერთმანეთისაგან ოროგენული სარტყლებით იყვნენ გათვისებული: ჩრდილო ამერიკისა და აღმოსავლური ევროპის კრატონები – ჩრდილოატლანტური ოროგენით, ურალ-მონღოლეთის ოროგენით კი ერთმანეთისაგან იყო გათიშული ციმბირისა და აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმები. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმას დასავლეთიდან ესაზღვრებოდა კორდილიერების, ხოლო ჩრდილოეთიდან ინუიტის ოროგენი. ამას გარდა, ჩრდილო ნახევარსფეროს მოზაიკურ სტრუქტურაში როგორც პლატფორმული, ისე გეოსინკლინური ბუნების კიდევ რამდენიმე, უფრო მცირე მასშტაბის ერთეული არსებობდა.

პალეოზოური ჯგუფის ქანები ზემოთ ჩამოთვლილი ყველა სტრუქტურის აგებულებაში მეტნაკლებად მნიშვნელოვან როლს თამაშობს და თანაც მრავალფეროვანი ფაციესებით არიან წარმოდგენილი. ამჟამად მათი შესწავლის დონე საკმაოდ მაღალია და ყველა კონტინენტზე მოპოვებულია უმდიდრესი ფაქტობრივი მასალა დედამიწის ქერქის ევოლუციის პალეოზოური ერის, საერთოდ, ფანეროზოულის ცალკეული პერიოდების შესახებ. ცხადია, სახელმძღვანელოს მოცულობა ყველა კონტინენტის ფანეროზოულის დეტალურ დახასიათებას გამორიცხავს. ამიტომ, თითოეული სისტემის გაცნობისათვის პირველ რიგში მივმართავთ იმ კონტინენტს, სადაც ყველაზე უკეთ არის ის შესწავლილი, რომლის ტერიტორიაზეც არსებობს მოცემული სისტემის ისტორიული ტიპი (სტრატოტიპი) და კლასიკური ჭრილები. ამ თვალსაზრისით ყველაზე საინტერესოა ევროპის კონტინენტი, უპირველეს ყოვლისა კი ის ქვეყნები, რომლებმაც ისტორიულად უმნიშვნელოვანესი როლი შეასრულეს გეოლოგიური მეცნიერების განვითარებაში. მათგან ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის პოზიციებიდან კლასიკური ქვეყნებია ინგლისი, გერმანია და საფრანგეთი, რომლებმაც ალ. ჯანელიძის სიტყვებით რომ ვთქვათ „ხელმძღვანელი როლი ითამაშეს გეოლოგიის პირველ განვითარებაში"[2]. შემდეგ კი სინთეზისათვის, ბუნებრივია, ზოგადად გაეცნობით თითოეული პერიოდის წარმონაქმნებს ყველა დანარჩენი კონტინენტის ფარგლებში.

ევროპა. ევროპაში კამბრიული ნალექების გავრცელების რამდენიმე რეგიონი გამოიყოფა:

1. ჰებრიდული კუნძულები და განაპირა ჩრდილო-დასავლური შოტლანდია, სადაც დანაოჭებულ პრეკამბრიულზე მკაფიო, მაგრამ არა მკვეთრი, უთანხმოებით არის განლაგებული კონტინენტური პლატფორმის პირობებში დაგროვილი, ღრმედ აუშლელი ნალექები.

2. ამგვარივე ბუნებისაა კამბრიული ბალტიური ფარის ფარგლებში – სამხრეთ შვედეთის ტერიტორიაზე, ქ. ოსლოს რაიონში, ბალტიისპირეთში და სანქტპეტერბურგის ოლქში.

3. გეოსინკლინური ბუნების სედიმენტაციის ორი ზოლი ეკვრის ბალტიურ ფარს კამბრიულში: ერთი ჩრდილო-დასავლეთიდან (სკანდინავიის მთები, ჩრდილო შოტლანდიის მთიანეთი, გრამპიანის მთები და ჩრდილო ირლანდია); გეოსინკლინური კამბრიული ნალექების მეორე ზოლი იწყება უელ-

[1] ტეთისი – (ბერძნ.) ზღვის ქალღმერთი.

[2] ალ. ჯანელიძე, ისტორიული გეოლოგიის მოკლე კურსი, „ცოდნა", თბ. 1963,გვ. 235.

სიდან. კონტინენტზე მის ბუნებრივ გაგრძელებას წარმოადგენენ არდენები, ფრანკეთის, სილეზიისა და პოლონეთის ძველი მთები.

4. შუა ევროპის ტერიტორიაზე მნიშვნელოვანია არმორიკული მასივისა (დასავლური საფრანგეთი) და ბოჰემიის (ჩეხეთი) კამბრიული, რომელიც ნალექების ბუნებით გარდამავალი ხასიათისაა გეოსინკლინურსა და ეპიპლატფორმულ ფაციესებს შორის.

5. და ბოლოს, სამხრეთ ევროპის ვრცელი, ტიპური ოროგენული სარტყელი, რომელიც საფრანგეთიდან აღმოსავლეთით შორს გაიდევნება. ამავე ზოლს, როგორც ვარაუდობენ, უნდა მიეკუთვნებოდეს სამხრეთით არსებული მაროკოს გეოსინკლინური პალეოზოური აუზი, რომელსაც გონდვანისი (საჰარის ფარი) ესაზღვრებოდა.

ჩრდილო-დასავლურ შოტლანდიაში კამბრიული პროტეროზოული ასაკის ტორიდონის ქვიშაქვების გადარეცხილ ზედაპირზე ცხადი, მაგრამ არა მკვეთრი უთანხმოებითაა განლაგებული. მცირე სისქის კონგლომერატებს ზევით მოჰყვება კვარციტების 150-180მ. სისქის დასტა. დასტის ზედა ნაწილში კვარციტების შრეები დასერილია ჭიების (Scholithus) ხვრელებით, რის გამოც ინგლისელები მათ ჩიბუხა ქანს (Piperock) უწოდებენ. კვარციტებზე განლაგებულია დოლომიტები და ფიქლები, რომლებთანაც კვარციტები მორიგეობენ. დასტიდან აღწერილია ტრილობიტები (Olenellus და ზოგი სხვაც), მიკვლეულია აგრეთვე ბრაქიოპოდების, გასტროპოდებისა და სხვა ჯგუფების წარმომადგენელთა ნაშთები. კიდევ უფრო ზევით კვარციანი ქვიშაქვებია, რომლებიც ქვედა დასტის გადარეცხილ ზედაპირზეა განლაგებული. აღმავალ ჭრილში მათ თანდათანობით ცვლიან უფრო წვრილმარცვლოვანი გადოლომიტებული ქვიშაქვები (10-15მ.). დასტის ქვედა ნაწილში ნაპოვნია რაღაც პრობლემატური მილაკისებური ნამარხები და Olenellus-ის კუდის ფარი. ჭრილი მთავრდება ე.წ. დარნესის კირქვებით, რომლებიც თანდათანობით ცვლიან მათ ქვეშ განლაგებულ ქვიშაქვებს. დარნესის კირქვების სისქე 1000მ-მდეა. ქვედა ნაწილში (100-150მ.) ნამარხები მიკვლეული არ არის, ზევით კი ქვედა ორდოვიციულისთვის დამახასიათებელი ფაუნისტური კომპლექსია წარმოდგენილი (ტრილობიტები, მბართფეხიანები და გასტროპოდები). არც ორდოვიციულის უფრო ახალგაზრდა წევრები და არც სილურული ჰებრიდულ ზოლში და განაპირა ჩრდილო შოტლანდიაში არ არის.

5. დარნესის კირქვები – 1000 მ. ზედა ნაწილში ადრეორდოვიციული ფაუნა;

4. კვარციანი ქვიშაქვები, რომელთაც ზევით წვრილმარცვლოვანი გადოლიმიტებული კვარციანი ქვიშაქვები ცვლიან – 10-15 მ. Olenellus-ის ფრაგმენტი;

3. დოლომიტები და ფიქლები - 15-20 მ. Olenellus;

2. კვარციტები. ზედა ნაწილში Piperock – 150-180 მ.;

1. კონგლომერატი.

უთანხმოება

ტორიდონის ქვიშაქვები

აღწერილ ჭრილში დასტები 1, 2 და 3 ქვედა კამბრიულს ეკუთვნის დასტა 3-ის ქანებში ნაპოვნი Olenellus-ის საფუძველზე. ამავე ასაკის უნდა იყოს დასტა 4-იც, თუმცა, ზოგი მკვლევარის აზრით, აქ ნაპოვნი კუდის ფარი, რომელიც ქვედაკამბრიული გვარის Olenellus-ის რომელიღაც სახეს ეკუთვნის, ქვედა შრეებიდან უნდა იყოს გადმოლექილი ე.ი. მეორედ განლაგებაშია და მისი შემცველი კვარციანი ქვიშაქვები დარნესის კირქვებთან ერთად ორდოვიციულს უნდა მიეკუთვნებოდეს. ეს ავტორები ეჭვმიუტანლად თვლიან სტრატიგრაფიული უთანხმოებისა და ხარვეზის არსებობას წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების (დასტა 4) ქვეშ. ასეთი დაშვების შემთხვევაში გამოდის, რომ განაპირა ჩრდილო შოტლანდიის და ჰებრიდული ზოლის კამბრიული მხოლოდ ქვედა სეჭციის ნაწილით (ალდანის ზესართულით) არის წარმოდგენილი, ხოლო ლენის ზესართული, ისევე როგორც შუა და ზედა კამბრიული, ან ორდოვიციულ ტრანგრესიას მოუსპია, ან იმთავითვე არ დალექილა. აქვე უნდა მოვიხსენიოთ შპიცბერგენისა და აღმოსავლური გრენლანდიის კამბრიული – იქაც კამბრიულის ჭრილებში წარმოდგენილი არ არის შუა და ზედა კამბრიულისთვის დამახასიათებელი ფაუნა, ხოლო

ჰებრიდული ზოლის კამბრიულისაგან განსხვავება ძირითადად ნალექების რამდენადმე დიდ სისქეებშია გამოხატული. როგორც ჩანს, ადრე კამბრიულის ბოლოს ზღვამ უკან დაიხია და დატოვა ჩრდილო ატლანტური კონტინენტის ის ნაწილი, რომელსაც იმ დროს შეადგენდა აღმოსავლური გრენლანდიის, შპიცბერგენის, ჰებრიდული კუნძულებისა და განაპირა ჩრდილო-დასავლური შოტლანდიის ტერიტორია.

ბალტიური ფარის ფარგლებში, კერძოდ მის დასავლურ და სამხრეთ-დასავლურ პერიფერიებზე – ქ. ოსლოს რაიონში, საბრუნ შეღეთში, ბალტიისპირეთში, სანქტპეტერბურგის ოლქში, კამბრიული ეპიპლატფორმული ფაციესებით არის წარმოდგენილი. ბალტიური ფარის ცენტრალური ნაწილი, როგორც ჩანს, მთელი კამბრიულის განმავლობაში გაშიშვლებული იყო და გადარეცხვის არეს წარმოადგენდა. ჰებრიდული ზოლის კამბრიულ-ორდოვიციულის ანალოგიურად, ბალტიური ფარის სინქრონული ნალექებისთვისაც ნიშანდობლივია მცირე სიმძლავრეები, არაიშვიათად ხარვეზები, ზოგჯერ მნიშვნელოვანი, ნალექდაგროვებაში, მეტამორფიზმის მხოლოდ სუსტი კვალი, მეტწილად კი არ არსებობა და მშვიდი, ჰორიზონტული განლაგება.

სამხრულ ნორვეგიაში (ქ. ოსლოს რაიონი) კამბრიულის ჭრილი იწყება კონგლომერატებით, რომლებიც ვენდური ასაკის კვარციტების გადარეცხილ ზედაპირზეა განლაგებული. კონგლომერატებს ზევით მოჰყვება 30-50მ. სისქის დასტა, რომლის ქვედა ნაწილი ქვიშაქვების, კვარციტებისა და თიხაფიქლების მორიგეობით არის აგებული, ზედა ნაწილი კი, ძირითადად, თიხაფიქლებით. თიხაფიქლების წყებასთან დაკავშირებული კირქვის ლინზები ტრილობიტების მრავალრიცხოვან ნაშთებს შეიცავენ. ამ ფაუნის საფუძველზე თიხაფიქლების დასტის უდიდესი ქვედა ნაწილი ალდანის ზესართულს, ხოლო ზედა – ლენის ზესართულს მიეკუთვნება. რაც შეეხება თიხაფიქლების ქვეშ განლაგებულ კონგლომერატებს, ასევე კვარციტებისა და თიხაფიქლების დასტას, კონგლომერატების სახურავში ნაპოვნი Holmia-ს ერთეული ნაშთების საფუძველზე ნალექების ამ კომპლექსს მთლიანად ქვედა კამბრიულს აკუთვნებენ. ქვედაკამბრიულ თიხაფიქლებს ალმავალ ჭრილში აგრძელებს შავი ფერის არგილიტების წყება, რომელიც გეოლოგიურ ლიტერატურაში ,,შაბიანი ფიქლების''[1] სახელით არის ცნობილი. ფიქლების წყებასთან დაკავშირებულია ,,მყრალი კირქვების'' ლინზები (ასე უწოდებდნენ ამ კირქვებს მათთვის დამახასიათებელი გოგირდწყალბადის სუნის გამო). ფიქლებში მრავლადაა ტრილობიტების ნაშთები, რომლებიც მათი დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილების საშუალებას იძლევიან – ფიქლებში გამოყოფილია 15 გრაპტოლითური ზონა. წყების ქვედა ნაწილში გვ. Paradoxides-ის სახეებია, რომლებიც შემცველ ნალექებს შუა კამბრიულად ათარიღებენ. ზედა ნაწილში გვიანი კამბრიული ეპოქისთვის დამახასიათებელი Olenus-ის ნაშთებია დაცული. შავი არგილიტების კამბრიულად დათარიღებული ნაწილი 75მ-მდე სისქისაა. უფრო ზევით კი შაბიან ფიქლებში ქვედა ორდოვიციული გრაპტოლითები ჩნდება – ჯერ Dictyonema flabelliformis, შემდეგ კი სხვა ფორმებიც. ამრიგად, ოსლოს რაიონში კამბრიულის ჭრილი სრულია, მაგრამ ნალექების სისქე მცირეა (50-120მ.), ხოლო ქანები შედარებით წვრილმარცვლოვანი და თხელშრეებრივი. მართალია, ნალექდაგროვება, უდავოდ, ეპიკონტინენტურ ზღვაში მიმდინარეობდა, მაგრამ აუზი, როგორც ჩანს, შედარებით ღრმა იყო და, უთუოდ, გოგირდწყალბადით მოწამლული (გავიხსენოთ ,,მყრალი კირქვები'').

სანქტპეტერბურგის ოლქის ტერიტორიაზე, ისევე როგორც ბალტიისპირეთში, ქვედა პალეოზოური (კამბრიული და ორდოვიციული) გაშიშვლებულია ფინეთის ყურის სამხრული სანაპიროს გაყოლებით რელიეფში მკვეთრად გამოხატული საფეხურის – გლინტის,[2] ციცაბო ფერდობებზე. ამ ზოლში კამბრიული ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ან ვენდური ასაკის ვალდაის სერიის თიხიან-ქვიშიან ნალექებზე სტრატიგრაფიული უთანხმოებით, ან მკვეთრი კუთხური უთანხმოებით ბალტიური ფარის კრისტალური სუბსტრატის მეტამორფიტებსა და გრანიტოიდებზე. კამბრიულის ჭრი-

[1] შუასაუკუნეებში ფიქლების გამოწვით მოიპოვებდნენ შაბს, რომელსაც მთელი საშუალებად იყენებდნენ. ზოგჯერ ფიქლები გამდიდრებულია ორგანული ნივთიერებით და ისინი არაიშვიათად ბიტუმიან ფიქლებად არიან გადაქცეული. ფიქლებში ურანის არსებობამ შესაძლებელი გახადა მათი იზოტოპური ასაკის დადგენა (500მლნ. წელზე მეტი).

[2] გლინტი – დანიურიდან წარმოსდგება (Klint – ფლატე, კიდე) და ეწოდება რელიეფში მეტნაკლებად მკაფიოდ გამოხატულ საფეხურს, რომელიც სამხრეთით მიუყვება ფინეთის ყურის სანაპიროს ლადოგის ტბამდე (ესტონეთისა და სანქტპეტერბურგის ოლქის ტერიტორიაზე). ის უნდა წარმოადგენდეს ფინეთის ყურის ადგილზე არსებული ძველი აუზის სანაპიროს. ესტონეთში მისი სიმაღლე 45მ-მდეა.

ლი იწყება საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი მომწვანო-ნაცრისფერი კვარციან-არკოზული ქვიშაქვებით, რომლებიც ზევით თანდათანობით გადადიან თიხებში. 100-150მ. სისქის თიხების წყება შეადგენს სანქტპეტერბურგის ოლქის კამბრიულის ჰრილის ძირითად ნაწილს. თიხები მოცისფრო-მწვანე ფერისაა და გეოლოგიურ ლიტერატურაში მათ „ცისფერი თიხების" სახელწოდებით ალწერენ. მათ დღემდე აქვთ შერჩენილი პლასტიურობა იმდენად მაღალი ხარისხით, რომ წარმატებით გამოიყენებიან კულტურების შესაქმნელად. თიხები გლაუკონიტისა და პირიტის მარცვლებს შეიცავენ. დასტაში მიკვლეული ი'შვიათი პალეონტოლოგიური მასალის (გასტროპოდების ნაშთები, ნაუტილოიდების თითო-ოროლა წარმომადგენელი, რგოლური ჭიების ფრაგმენტები, აკრიტარხები) საფუძველზე მათ პირობითად ალდანის ზედართულის ქვედა ნაწილად მიიჩნევენ. „ცისფერი თიხების" დასტის ზედა ნაწილში კვლავ ჩნდება მომწვანო-ნაცრისფერი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების ცვალებადი სისქის (2-50მ.) შრენარი. ამ შრენარით მთავრდება, უმეტეს შემთხვევაში, კამბრიულის ჰრილი ბალტიისპირეთსა და სანქტპეტერბურგის მიდამოებში. ზევით მას ეროდირებულ ზედაპირზე განლაგებული ე.წ. ობოლუსიანი[1] ქვიშაქვები აგრძელებს. ფიქლებში, რომლებიც ქვიშაქვებთან მორიგეობენ, ადრეორდოვიციული Dictyonema არის მიკვლეული. ამრიგად აქ მხოლოდ ქვედა კამბრიულია წარმოდგენილი, რომელიც ყველა ნიშნით, უდავოდ, ეპიპლატფორმული ბუნებისაა – არა ჩანს არც მეტამორფიზმისა და არც მაგმატური აქტივობის კვალი, ნალექები დაუნაოჭებელია. ნალექდაგროვებაში ნათლად ჩანს ხარვეზები – როგორც ჰრილის აღწერისას დავრწმუნდით, ხარვეზია როგორც ვენდურსა და კამბრიულს შორის, ისე ორდოვიციულის ქვეშ, რომელიც მეტწილად ქვედა კამბრიულზეა განლაგებული. სანქტპეტერბურგის მიდამოებში მხოლოდ რამდენიმე ჭრილშია მიკვლეული ობოლუსიანი ქვიშაქვების ქვეშ განლაგებული ალევროლითების ცვალებადი სისქის (რამდენიმე მეტრიდან ორმოცდაათ მეტრამდე) დასტა შუა და ზედა კამბრიულისთვის დამახასიათებელი ნამარხებით.

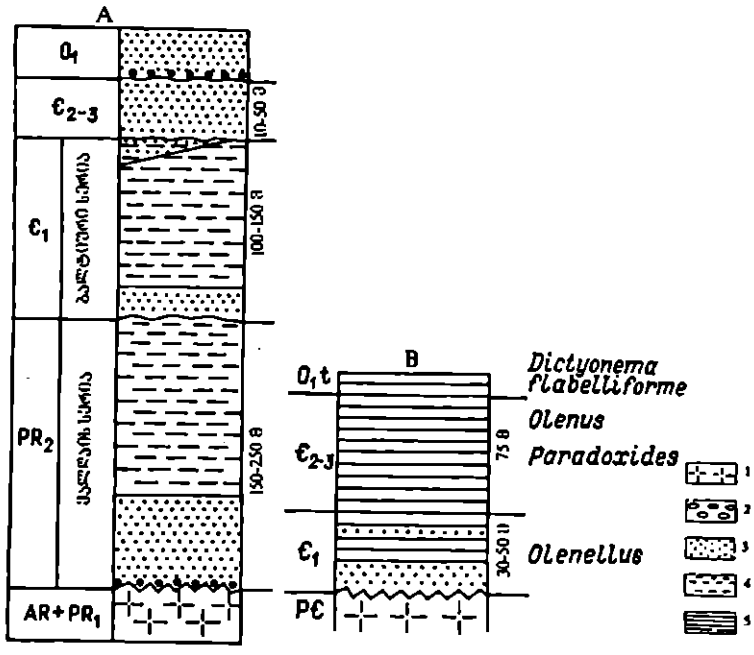
ამრიგად, თუ შევადარებთ ერთიმეორეს ქ. ოსლოს მიდამოებისა და სანქტპეტერბურგის ოლქის კამბრიულის ჰრილებს (სურ. 52), ნათლად დავინახავთ, რომ სანქტპეტერბურგის კამბრიულის სისქე მეტია, ქანები კი უფრო მსხვილმარცვლოვანი. ვარაუდობენ, რომ აღმოსავლეთით ბალტიური ფარის გაშიშვლებული ნაწილი მთაგორიანი იყო, ხოლო აუზი, რომელშიც აქედან ტერიგენული მასალა შედიოდა, უფრო მარჩხი იყო, ვიდრე სამხრულ შვედეთსა და ოსლოს რაიონში.

ბალტიისპირეთისა და სანქტპეტერბურგის კამბრიული, ისევე როგორც ორდოვიციული, სამხრეთი და სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულებით იძირებიან უფრო ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ. მათი არსებობა ბურღვით დადგენილია რუსეთის ბაქნის ცენტრალურ ნაწილში (მოსკოვის ოლქის, ვალდაის მაღლობის ტერიტორიაზე).

ახლა დავუბრუნდეთ ბრიტანეთის კუნძულს და გავეცნოთ ჯერ გრამპიანის მთების, შემდეგ კი უელსის კამბრიულ ნალექებს.

ჰებრიდული ზოლის ეპიპლატფორმული ბუნების კამბრიულს აღმოსავლეთიდან ტექტონიკური კონტაქტით ტორიდონ-ერიობლის შეცოცების გასწვრივ (იხ. სურ. 39, გვ. 121) უშუალოდ ემიჯნება გრამპიანის მთების მეტემორფიტების კომპლექსი, რომელშიც პეტროგრაფიული თავისებურებების მიხედვით ორი სერია გამოიყოფა: ქვედა – ე.წ. მოინის გნეისების კომპლექსი, რომელიც გვიანპროტეროზოულად თარიღდება, და ზედა – დალრეიდის სერია. ეს უკანასკნელი, როგორც ვარაუდობენ, უნდა შეიცავდეს ზედა პროტეროზოულის სულ ზედა ნაწილს და, აგრეთვე, ქვედა და შუა კამბრიულს. მოინის გნეისები ღრმადმეტამორფიზებული ქანების მძლავრი (6000-8000 მ.) კომპლექსია. რაც შეეხება დალრეიდის სერიას, ის ფაციესურად უფრო მრავალფეროვანია. ამასთან მოინის გნეისებთან შედარებით, აქ უფრო სუსტია მეტამორფიზმი. დალრეიდის სერია თანხმობით აგრძელებს მოინის გნეისებს და ქვედა ნაწილში აგებულია კვარციტებითა და კირქვებით. მათზე უთანხმოდ განლაგებული შუა დალრეიდის ჭრილი იწყება მყინვარული ნალექების კომპლექსით, რომელსაც ზევით მოყვება კვარციტების, ასპიდური ფიქლებისა და გრაველიტების მორიგეობით აგებული წყება. ქვედა და შუა დალრეიდს მოინის გნეისებთან ერთად პროტეროზოულს აკუთვნებენ, ხოლო დალრეიდის

[1] ობოლუსიანი ქვიშაქვები – ასე იწოდებიან მათში დაცული მჭართფეხიანების – Obolus-ების ნიჟარების მიხედვით. ამ ქვიშაქვებს ზოგჯერ უნგულიტებიანსაც უწოდებენ იმის გამო, რომ Obolus-ების ნაშთები ფორმით ჰგავს (ლათინ. Ungula) წაგავს



სურ. 52. სანქტპეტერბურგის ოლქის (A) და ჩ ოლოის მიდამოების (B) კამბრიული ნალექების ნორმული გეოლოგიური ჭრილები (ე. ვლადიმირსკაიას და ა. კაგარმანოვის მიხედვით, 1985).
1-პრეკამბრიული; 2 – კონგლომერატები; 3- ქვიშაქვები; 4 – თიხები, არგილიტები; 5 – თიხაფიქლები, ფიქლებრივი არგილიტები.

სერიის ზედა ნაწილი, რომელიც კიდევ უფრო ნაკლებად სახეცვლილი ქანებით – გრაუვაკებით, თიხაფიქლებით, გრაველიტებით, კირქვის შუაშრეებითა და ლავური განფენებით არის წარმოდგენილი, შუა– და ზედა კამბრიულად თარიღდება. მათი ასაკი დადგენილია მიომერების ქვეკლასის წარმომადგენლების, კერძოდ გვ. Pagetia-ს ნაშთების საფუძველზე, რომლებიც კირქვის შუაშრეებშია მიკვლეული. დალრედის სერიის საერთო სიმძლავრე 10.000მ-ს აღემატება. ნალექების ასეთი დიდი სისქე, მეტამორფიზმი და ინტენსიური დანაოჭება, ისევე როგორც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში უწყვეტი სედიმენტაცია (გავიხსენოთ, რომ უთანხმოება მხოლოდ შუა დალრედის მყინვარული ნალექების საგებში აღინიშნება), მოწმობს, რომ გრამპიანის მთების ზოლში კამბრიული პერიოდის განმავლობაში ნალექდაგროვების პირობები სრულიად განსხვავებული იყო იმ სედიმენტაციური გარემოსაგან, რაც ჰებრიდულ ზოლში, სამხრულ სკანდინავიასა და ბალტიისპირეთში იყო. აშკარაა, რომ აქ იმ დროს (კამბრიულ პერიოდში) არსებობდა გეოსინკლინური აუზი, რომლის ფსკერი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში – გვიან პროტეროზოულსა და პალეოზოურის დასაწყისშიც, დაძირვას განიცდიდა.

მოინის გნეისებისა და დალრედიული სერიის ანალოგიური ფაციესებია განვითარებული არამარტო შოტლანდიის ჩრდილო მთიანეთში, არამედ სამხრეთ მთიანეთშიც და შუა შოტლანდიის დაბლობის სიღრმეშიც პალეოზოური ნალექების ქვეშ. ასეთივე ბუნების ქანების კომპლექსებით არის აგებული დასავლეთის მიმართულებით ჩრდილო ირლანდიის მთიანეთი, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთით – სკანდინავიის გასწვრივი მთები. სკანდინავიის მთების აგებულებაში წარმოდგენილი დიდი სისქის (12.000მ-მდე) მეტამორფიტების კომპლექსი, აქ მიკვლეული იშვიათი პალე-

ონტოლოგიური მასალის მიხედვით, არა მხოლოდ პრეკამბრიულს, არამედ ქვედა პალეოზოურსაც, კამბრიულს, ორდოვიციულს და სილურულს უნდა შეიცავდეს. მთელ ამ ზოლში (ირლანდია, გრამპიანის მთები, შოტლანდიის მთიანეთი და სკანდინავიის გასწვრივი მთები) განვითარებული ზედა პროტეროზოული და ქვედა პალეოზოური ნალექებისთვის, როგორც დავინახეთ, ნიშანდობლივია დიდი სისქეები, თითქმის უწყვეტი, უხარვეზო ნალექდაგროვება, ძლიერი მეტამორფიზმი და ინტენსიური დანაოჭება. უდავოა, რომ სედიმენტაცია გეოსინკლინურ აუზში მიმდინარეობდა. გეოსინკლინი ჩრდილო ნახევარსფეროს ორ კონტინენტურ მასივს შორის მდებარეობდა. ის ერთიმეორისაგან თიშავდა კანადისა და ბალტიურ ფარებს, რომელთა მნიშვნელოვანი ნაწილი დენუდაციის არეს წარმოადგენდა და მხოლოდ პერიფერიებზე დროგამოშვებით მიმდინარეობდა ნალექდაგროვება მარჩხ ეპიკონტინენტურ ზღვებში. გეოსინკლინს, რომელიც ბალტიურ ფარს ჩრდილო-დასავლური მხრიდან ესაზღვრებოდა, გრამპიანის გეოსინკლინის სახელით აღწერენ. სხვაგვარად მას კალედონიურ გეოსინკლინსაც უწოდებენ (კალედონია შოტლანდიის ძველი სახელია).

გეოსინკლინური ბუნებისაა კამბრიული უელსისა და შროპშირის ტერიტორიაზეც – ესაა კალედონიური ოროგენის ის ნაწილი, რომელიც ბალტიურ ფარს დასავლური მხრიდან ემიჯნებოდა, უელსი წარმოადგენს დასავლური ევროპის კამბრიული ნალექების კლასიკურ მხარეს – ესაა ბრიტანეთის კუნძულის ის ნაწილი, სადაც ისტორიულად კამბრიული და სილურული სისტემების გამოყოფა მოხდა. როგორც ვთქვით, უელსისა და შროპშირის ტერიტორია უშუალოდ ეკვრის დასავლეთიდან აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის კიდეს, რაც გარკვეულ გამოხატულებას ჰპოვებს კამბრიულის ფაციესების განაწილების კანონზომიერებებში. უელსის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში როგორც კამბრიულის, ასევე ორდოვიციული და სილურული ნალექების დანაოჭებაც და მეტამორფიზმიც საკმაოდ ინტენსიურია, ნალექდაგროვება უხარვეზოა, დიდია სისქეები. კამბრიულის ჭრილი უელსის ამ ნაწილში იწყება ზედა პროტეროზოულის ვულკანოგენებზე და ფერად ქვიშიან-თიხიან ნალექებზე უთანხმოდ განლაგებული კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების დასტით. მას ზევით მოჰყვება ქვიშაქვებისა და ფიქლების მორიგეობა (500მ.), ნალექების ამ კომპლექსში წარმოდგენილი ტრილობიტების ფაუნა (გვარები Olenellus, Holmia, Callavia და სხვ.) შემცველ ქანებს ადრეკამბრიულად ათარიღებს.

კამბრიული
- ტრემადოკული – თიხაფიქლები და ალევროლითები
- ზედა კამბრიული – ლინგულიანი კირქვები (1500მ) Olenus-ით
- შუა კამბრიული – წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები და შავი ფიქლები (800 მ.) Paradoxides-ით
- ქვედა კამბრიული – ქვიშაქვები და ფიქლები (500მ.) Olenellus-ით კონგლომერატები და ქვიშაქვები

უთანხმოება

პროტეროზოული – ვულკანოგენები და ფერადი ქვიშაქვები და თიხაფიქლები

ალმავალ ჭრილში ქვიშაქვები უფრო წვრილმარცვლოვანი ხდება. ქვიშაქვებთან მორიგეობენ შავი ფერის ფიქლები, რომლებშიც Paradoxides-ის ფაუნაა განამარხებული. ამრიგად, ქანების ეს წყება (სიმძლავრე 800 მ-ია) შუა კამბრიულს მიეკუთვნება. Olenus-ის ფაუნით გვიანკამბრიულად თარიღდება ე.წ. ლინგულებიანი ფიქლები (ინგლისელების Lingula-flags) – ესაა კირქვები, რომლებიც კარგად იყოფიან ფილებად და თანაც არაიშვიათად განამარხებულ Lingula-ს შეიცავენ. ამ ნალექების სისქე საკმაოდ დიდია (1500 მ.). Olenus-ის ნაშთები, რომლებიც კირქვების წყებაშია მიკვლეული, ნალექებს გვიანკამბრიულად ათარიღებს. ზევით კამბრიულს თანხმობით აგრძელებს ტრემადოკული სართულის თიხაფიქლები და ალევროლითები ორდოვიციული ფაუნით (გვ. Dictyonema და Niobe). ტრემადოკულზე უთანხმოდ არის განლაგებული არენიგული სართულის გრაპტოლითიანი ფიქლები.

ამ უთანხმოების გამოა, რომ ინგლისელები დღემდე არენიგულით იწყებენ ორდოვიციულ სისტემას და არა ტრემადოკულით, როგორც ევროპის სხვა ქვეყნებში და აგრეთვე რუსეთში (ამაზე უფრო დეტალურად ორდოვიციულის საზღვრების შესახებ საუბრისას).

ამრიგად, უელსის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში კამბრიულის ჭრილში სამივე სექციაა წარმოდგენილი. ნალექების სისქე 3000 მეტრამდეა. სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ თანდათან იკლებს დანაოჭების ინტენსივობა და მეტამორფიზმის ხარისხიც, იცვლება ფაციესებიც. ჩრდილო-დასავლური უელსის ერთფეროვანი ქვიშიან-თიხიანი ნალექების ნაცვლად აქ კამბრიული წარმოდგენილია მცირე სისქის (სულ რაღაც 400-ოდე მ.), მარჩხი ზღვის ტერიგენულ-კარბონატული, არამეტამორფიზებული, ფაუნით საკმაოდ მდიდარი ნალექებით. ამრიგად, ფაციესები სანაპიროა, აშკარად ჩანს ხმელეთის სიახლოვე, რომელიც, როგორც ჩანს, ბალტიური ფარის დასავლურ შვერილს წარმოადგენდა.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას, როგორც უკვე ვიცით, პალეოზოურის დასაწყისში სამხრეთით ვრცელი ორogონული სარტყელი – პალეოტეთისი ემიჯნებოდა, რომელიც მას გონდვანისის დიდი კონტინენტისაგან თიშავდა. პალეოტეთისის ჩრდილო ნაწილში, კონკრეტულად კი იმ ზოლში, რომელიც შუა ევროპისა და ხმელთაშუა ზღვის ოლქის ტერიტორიას მოიცავდა, კამბრიული პერიოდის დასაწყისიდან მოყოლებული ერთიან ვრცელ აუზში ნალექდაგროვების პირობების მიხედვით ერთიმეორისაგან განსხვავებული სამი არე გამოიყოფოდა. უშუალოდ ბალტიურ ფარს სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა გეოსინკლინური აუზი, რომელიც კორნუელსის ნახევარ-კუნძულიდან პოლონეთამდე გაიდევნება და მოიცავს ბელგიაში არდენებს, გერმანიაში რაინის მასივს, მადნიან მთებს, ჰარცს, სუდეტებს. პოლონეთის ტერიტორიაზე გეოსინკლინური კამბრიულის სრული ჭრილია ქ. ვარშავიდან სამხრეთით 200კმ-ზე სვენტოკშის მთებში. აქ კამბრიული წარმოდგენილია 2000 მეტრამდე სიმძლავრის ქვიშაქვებისა და ფიქლების კომპლექსით, რომელშიც კამბრიულის სამივე სექციისთვის დამახასიათებელი ტრილობიტების ფაუნაა წარმოდგენილი. მართალია, ზემოთ ჩამოთვლილი ძველი მასივების სტრუქტურაში კამბრიულის გაშიშვლებები შედარებით მცირეა – დაკავშირებულია მხოლოდ ზოგი ანტიკლინური სტრუქტურის გულთან, მაგრამ ყველგან ის წარმოდგენილია დიდი სისქის, ფაუნით ღარიბი, მეტამორფიზებული ქანების – ფილიტების, კვარციტების, ასპიდური ფიქლების, კომპლექსებით, რომლებიც, როგორც მწირი პალეონტოლოგიური მასალის მიხედვით ვარაუდობენ, ორდოვიციულის გარდა კამბრიულსაც უნდა შეიცავდნენ. არდენებში კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული დანაოჭებულია და მათზე უთანხმოდ არის განლაგებული დევონური.

არდენების გეოსინკლინს სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა ბრეტან-ბოჰემის ზოლი, რომელიც მას სამხრული ევროპის გეოსინკლინიდან გამოჰყოფდა და ნალექდაგროვების სპეციფიკური პირობებით ერთისგანაც და მეორისგანაც მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდა. ბოჰემის მასივი ჩეხეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. პალეოზოური ნალექები მასივის დაბალ ნაწილს უკავშირდება, რომელიც სტრუქტურულად შედარებით მარტივ სინკლინორიუმს წარმოადგენს. ის დაახლოებით 100კმ-ის სიგრძეზე გაიდევნება სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ ქალაქებს პრაღასა და პილზენს შორის, განი 35-40კმ-ია. დეპრესიას სამი მხრიდან პროტეროზოული გრანიტოიდებითა და კრისტალური ფიქლებით აგებული ძველი მასივები ერტყმის – ჩრდილო-დასავლეთიდან მადნიანი მთები, სამხრეთ-დასავლეთიდან – ბოჰემიის ტყე, სუდეტები და რიზენგებირგე – ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან. პრაღის სინკლინორიუმის პალეოზოური ნალექების შესწავლა ისტორიულად მჭიდროდ არის დაკავშირებული ფრანგი იოაჰიმ ბარანდის სახელთან. პრაღაში ის 1892 წელს ემიგრანტად ჩამოვიდა საფრანგეთიდან, სადაც მანამდე იმპერატორ კარლოს X-ის შვილიშვილის აღმზრდელი იყო. 50 წელი მიუძღვნა ი. ბარანდმა ჩეხეთის პალეოზოური ნალექების სტრატიგრაფიის პრობლემებისა და ამ ნალექებში დაცული მდიდარი ფაუნის პალეონტოლოგიურ კვლევას. მთელი ამ ხნის განმავლობაში მან დააგროვა უმდიდრესი პალეონტოლოგიური კოლექცია და შეისწავლა 4000-ზე მეტი სხვადასხვა ფორმა.

პრაღის სინკლინორიუმში ფაუნით დახასიათებული მხოლოდ შუა კამბრიულია, რომელიც თანხმობით აგრძელებს მსხვილმარცვლოვანი ქანების – კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების დიდი სისქის (1000 მ-მდე) დასტას. კონგლომერატები მკაფიო უთანხმოებით, ტრანსგრესიულად არის განლაგებული პროტეროზოული მეტამორფიტების ინტენსიურად დანაოჭებული კომპლექსის ეროდირებულ ზედაპირზე. თიხაფიქლების 200-300 მ სისქის დასტა, რომელიც თანხმობით მოჰყვება კონგლომერატებს,

მდიდარ ზღვიურ ფაუნას, მეტწილად ტრილობიტებს შეიცავს (გვარები Paradoxides, Ellipsocephalus და სხვ.) და შუაკამბრიულად თარიღდება. კონგლომერატები უნამარხოა, როგორც ვარაუდობენ, კონტინენტურ პირობებში დაგროვილი და, რაკი შუა კამბრიულ ფიქლებსა და პროტეროზოულს შორის არიან მოქცეული, მათ მხოლოდ პირობითად მიიჩნევენ ქვედა კამბრიულად. ხმელეთის პირობებშია დაგროვილი ის დასტებიც, რომლებიც ალმავალ ჭრილში მოჰყვებიან შუაკამბრიული ფიქლების წყებას: ჯერ ისევ კონგლომერატებისა და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების შედარებით მცირე სისქის დასტა, შემდეგ კი — მეავე ტუფოგენების, კვარცპორფირებისა და პორფირების კომპლექსი. ამით მთავრდება ბოჰემის მასივის ფარგლებში კამბრიულის ჭრილი. მეავე ეულკანოგენებისა და მათ ქვეშ განლაგებული კლასტური ქანების დასტა უფაუნოა და მხოლოდ სტრატიგრაფიული მდებარეობის მიხედვით ფაუნით დათარიღებულ შუა კამბრიულზე (იხ. სქემატური ჭრილი) ზედა კამბრიულს მიეკუთვნება. კამბრიულზე უთანხმოდ, ტრანგესიულად არის განლაგებული ქვიშაქვების, ფიქლებისა და კვარციტების 1500მ-მდე სიმძლავრის დასტა, რომელშიც მთელი ორდოვიციულია წარმოდგენილ — მისი ქვედა ნაწილი ტრემადოკულისთვის დამახასიათებელ ფაუნას შეიცავს, ზედა ნაწილში კი აშჰილური ფაუნა არის წარმოდგენილი.

ორდოვიციული — ქვიშაქვები, ფიქლები, კვარციტები.
ქვედა ნაწილში ტრემადოკული ფაუნა.
ზევით — აშჰილური (1500მ)

უთანხმოება და ხარვეზი

ზედა კამბრიული — მეავე შედგენილობის ვულკანოგენური ქანების კომპლექსი ლავურ განფენებთან ერთად. ქვიშაქვები და კონგლომერატები

უთანხმოება

შუა კამბრიული — თიხაფიქლები (200-300მ.) მდიდარი ფაუნა, ძირითადად ტრილობიტები (Paradoxides, Ellipsocephalus და სხვ.)

ქვედა კამბრიული (?) — კონგლომერატები და არკოზები (1000 მ)

უთანხმოება

პროტეროზოული — ინტენსიურად დანაოჭებული მეტამორფიტები და გრანიტები

აღწერილ ჭრილში, როგორც დავინახეთ, მხოლოდ შუა კამბრიულია ზღვიური ფაციესებით წარმოდგენილი, ხოლო როგორც ზედა, ისე ქვედა კამბრიულის დაგროვება ხმელეთის პირობებში მიმდინარეობდა. უთანხმოება და ხარვეზია პროტეროზოულის თავზე, ზედა კამბრიულის ქვეშ და ორდოვიციულსა და კამბრიულს შორის. მხოლოდ ამ ნიშნების მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, აქ ეპიკონტინენტურ გარემოში დაგროვილი ქანების კომპლექსებთან უნდა გვქონდეს საქმე ე.ი. ბოჰემის მასივი კონტინენტური პლატფორმის ტიპის სტრუქტურას უნდა წარმოადგენდეს. მეორე მხრივ, კამბრიულის (და ორდოვიციულის) დიდი სისქე, მეტამორფიზმი, დანაოჭება და ეულკანური აქტივობა,

რომელსაც ადგილი ჰქონდა გვიან კამბრიულში, გეოსინკლინური სტრუქტურებისათვის არის ნიშანდობლივი. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ ანალოგიური ვითარებაა არმორიკულ მასივშიც, დასავლურ საფრანგეთში — ბრეტანში, სადაც პროტეროზოულ მეტამორფიტებზე უთანხმოდ არის განლაგებული კამბრიული კონგლომერატები, ფერადი ფიქლები, მარმარილოები და არკოზები. ხარვეზებია თვით კამბრიულის ჭრილშიც და ორდოვიციულის ძირშიც, რომელიც არენიგული სართულით იწყება. ამავე დროს ბრეტანშიც ნალექები ინტენსიურად არის დანაოჭებული. ამრიგად, უნდა ვიფიქროთ, რომ შუა ევროპაში - ბრეტან-ბოჰემის ზოლში, პალეოზოურის დასაწყისში უკვე არსებობდა მთების პირველი ჩანასახები, რომლებიც ან მარჩხი ზღვით იყო დაფარული, ან კიდევ კუნძულების სახით იყვნენ ამოზიდული წყალზევით და დენუდაციის პროცესები სპობდნენ აქ მანამდე დალექილი ქანების გარკვეულ ნაწილს. ასეთი გარდამავალი ზოლები, რომელთაც გეოლოგები გეოანტიკლინებს უწოდებენ, შემდგომში გეოსინკლინში დაძირვითი პროცესების ხელახალი გააქტიურების შედეგად კვლავ წყლით იფარებოდნენ და მათ გადარეცხილ, ეროდირებულ ზედაპირზე სედიმენტაცია ისევ გრძელდებოდა. საბოლოოდ, ახალი, უფრო ინტენსიური ოროგენეტული მოძრაობების შედეგად მთლიანად გეოსინკლინთან ერთად გეოანტიკლინებიც დანაოჭება-აზევებას განიცდიდნენ და ახალგაზრდა ნაოჭა მთების სტრუქტურაში ექცეოდნენ.

სხვაგვარი იყო ნალექდაგროვების პირობები კამბრიული პერიოდის განმავლობაში, და უფრო გვიანაც, პალეოტეთისის იმ ნაწილში, რომელიც ბრეტან-ბოჰემის გეოანტიკლინს სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა. დასავლური ევროპის ფარგლებში ის მოიცავდა პირენეებს, იბერიის მთებს, საფრანგეთის სამხრეთს, ალპებს, ბალკანეთის ტერიტორიის ფარგლებში დინარიდებს და სხვ. ამავე ოროგენულ სარტყელში იყო მოქცეული ატლასიც. კამბრიულის გამოსავლების ფართობი თუმცა მაინცდამაინც დიდი არ არის, მაგრამ იმის მიხედვით, რაც გაშიშვლებულია და კვლევისთვის ხელმისაწვდომი საფრანგეთის ცენტრალური პლატოს სამხრეთით მდებარე მთაშავას (Montagne-Noire) მასივში, კ. სარდინიაზე, მაროკოში და ზოგ სხვა რეგიონში, შეიძლება დავასკვნათ, რომ კამბრიულში და შემდგომაც საკმაოდ ხანგძლივი დროის განმავლობაში ყველგან აქ გეოსინკლინური რეჟიმისთვის ნიშანდობლივი სენდიმენტაციური პირობები იყო. სამხრული ევროპის გეოსინკლინური ზოლის კამბრიულის კარგად შესწავლილი ჭრილებია მთაშავას მასივში (მისი სიმაღლე 1000-1200 მ-ია). მასივის ღერძული ნაწილი პრეკამბრიული ასაკის მეტამორფული და მაგმური ქანებით არის აგებული. ჩრდილო ფერდზე მათ მიუყვება პალეოზოური ნალექების გამოსაველების ფართო ზოლი. აქ კამბრიული უთანხმოდ არის განლაგებული პრეკამბრიულ კრისტალურ ფიქლებზე და წარმოდგენილია სახეცვლილი ტერიგენული ქანების კომპლექსით. ფაუნისტურად დათარიღებული კამბრიული განვითარებულია მთა-შავას მასივის სამხრულ ფერდზე. როფებში კამბრიული თანხმობით აგრძელებს ზედა პროტეროზოულს, ანტიკლინური სტრუქტურების გასწვრივ კი ის უთანხმოდ არის განლაგებული პრეკამბრიული ქანების ეროდირებულ ზედაპირზე. კამბრიულის ჭრილი იწყება პუდინგისმაგვარი კონგლომერატებით და ალაგ მეავე შედგენილობის ლავური განფენებით. კონგლომერატებს ალმავალ ჭრილში ჯერ ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების წყება მოსდევს, შემდეგ კი კირქვების 1000 მ-მდე სისქის დასტა ტრილობიტებითა და არქეოციათებით. კირქვებზე თანხმობით არის განლაგებული შუა კამბრიული ასაკის ტერიგენული ნალექების კომპლექსი, რომლის ფუძეშიც წარმოდგენილია კარბონატული ნალექების დასტა ტრილობიტებისა (Paradoxides და მისი თანამგზავრი ფორმები) და ციასტოიდების მრავალრიცხოვანი ნაშთებით. ზედა კამბრიული, რომელიც თანხმობით არის განლაგებული შუა კამბრიულზე, ტერიგენული ქანებით — ქვიშაქვებითა და ფიქლებით არის წარმოდგენილი. ფაუნა ნალექებში მწირია, მაგრამ მაინც მოხერხდა ზედა კამბრიულისთვის დამახასიათებელი ზოგი ტრილობიტის განსაზღვრა. კამბრიულს თანხმობით აგრძელებს ტრემადოკული სართულის მომწვანო ფერის ქარსიანი ქვიშაქვები, რომლებშიც ამ სართულისთვის დამახასიათებელი ტრილობიტებია (გვ. Euloma) მიკვლეული. ამრიგად, მთაშავას კამბრიულის ჭრილი ასეთია:

ორდოვიციული	მწვანე ფერის ქარსიანი ქვიშაქვები ტრემადოკული ტრილობიტებით (გვ. Euloma)
ზედა კამბრიული	ქვიშაქვები და ფიქლები ზედაკამბრიული ტრილობიტებით
შუა კამბრიული	კარბონატული ფიქლები ტრილობიტებით (Paradoxides) და ცისტოიდებით
ქვედა კამბრიული	კირქვები არქეოციათიდებით და ტრილობიტებით, ქვიშაქვები და ფიქლები, პუდინგისმაგვარი კოლომერატები, ალაგ მჟავე შედგენილობის ლავური განფენები

უთანხმოება

პროტეროზოული კრისტალური ფიქლები

კამბრიულის ჭრილი აქ სრულია, ნალექების სისქე დიდია — მარტო ქვედა კამბრიულის სისქე 1000მ-ს აღემატება, ამას უნდა დავუმატოთ, რომ დანაოჭება ინტენსიურია, ამასთან კამბრიულთან ერთად დანაოჭებულია ორდოვიციული, სილურული, დევონური და უფრო ახალგაზრდა ნალექებიც.

სამხრული ევროპის გეოსინკლინის გაგრძელებას კამბრიულ პერიოდში და შემდგომაც ის ვრცელი ოროგენული სარტყელი წარმოადგენდა, რომლის დანაოჭება-აზევების შედეგად არის წარმოშობილი მცირე აზიის, ირანის, ჰიმალაის, ინდოჩინეთის მთები. მისგან ჩრდილოეთით მდებარეობდა ჩინეთისა და ტარიმის ფარები, რომელნიც ციმბირის კონტინენტური პლატფორმისაგან გათვისებული იყვნენ ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის იმ მონაკვეთით, რომლის ადგილასაც პალეოზოურის ბოლოს შუა აზიის მთები წარმოიშვა.

ასეთია კამბრიული ნალექების გავრცელება და ხასიათი ევროპაში. კამბრიულის როგორც ეპიკონტინენტური, ისე გეოსინკლინური ფაციესები შესწავლილია სხვა კონტინენტებზეც.

ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში კამბრიული განვითარებულია ალდანის ფარის პერიფერიებზე ვრცელ როფებში, ანაბარის ფარზე და ენისეის ქედის სტრუქტურაში. ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე კამბრიულის სამივე სექციაა წარმოდგენილი. ქვედა კამბრიულში მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ ლაგუნური ფაციესები — ფერადი თიხების, ქვიშაქვებისა და დოლომიტების კომპლექსი, რომლის სისქეები ცვალებადია და 600-დან 2300 მ-ის ფარგლებში მერყეობს. შუა კამბრიულში გაბატონებულია კირქვები (500-550 მ.) ტრილობიტებისა და მწართფეხიანების საკმაოდ მდიდარი ფაუნით. ზედა კამბრიულში ისევ ლაგუნური ფაციესებია — წითელი ფერის ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობა. მათთან დაკავშირებულია მერგელებისა და კირქვების შუაშრეები და ქვამარილისა და თაბაშირის ლინზები. შუა კამბრიულის სისქე 200-300 მ-ია.

განსხვავებულია კამბრიული ნალექების ხასიათი ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის ფარგლებში. ალტაი-საიანის ზოლში კამბრიულის სისქე 20000 მეტრს აღემატება და წარმოდგენილია ინტენსიურად დანაოჭებული, ძლიერ მეტამორფიზებული ქანების კომპლექსით — ესაა მარმარილოები, კაჟიანი ფიქლები, დოლომიტები, ვულკანოგენები, მწვანე ფიქლების ფაციესის მეტამორფიტები — მეტწილად ეფუზივები. ქანების მთელი ეს კომპლექსი გაკვეთილია ინტრუზიული სხეულებით. ურალზე კამბრიული დადგენილია ქედის ცენტრალურ და სამხრულ ნაწილში, აგრეთვე ახალი მიწის კუნძულებზე. აქაც განვითარებულია მეტამორფიზებული და ინტენსიურად დანაოჭებული ვულკანოგენურ-დანალექი წყებები, რომელთა სიმძლავრე რამდენიმე ათასი მეტრის ტოლია.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის კამბრიული შუა და ზედა სექციით არის წარმოდგენილი. შუა კამბრიულის ჭრილი ტერიგენული ნალექებით იწყება, ზე-

ვით კი კირქვები და დოლომიტებია განლაგებული. განსაკუთრებით ფართო მასშტაბის იყო გვიანი კამბრიულის ტრანგრესია. ამ დროს ზღვამ მთლიანად დაფარა ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის სამხრული ნაწილი დიდი ტბების მხარემდე. აუზში ძირითადად თიხები გროვდებოდა კირქვის შეუშრეებთან ერთად. აპალაჩების გეოსინკლინში, რომელიც კანადის ფარს აღმოსავლური მხრიდან ესაზღვრებოდა, კამბრიულში და შემდგომაც დიდი სისქის ნალექები გროვდებოდა, რომელთაც ინტენსიური მეტამორფიზმი განიცადეს ჯერ ადრე პალეოზურის ბოლოს, ხოლო პალეოზურის დასასრულს – ხელახალი მეტამორფიზმი და დანაოჭება-აზევება. ინტენსიური დაძირვის პროცესები მიმდინარეობდა კამბრიულში ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის დასავლური კიდის გასწვრივ გადაჭიმულ ოროგენულ სარტყელშიც. უშუალოდ კონტინენტური პლატფორმის სიახლოვეს აუზში მარჩხი ზღვის ფაციესები გროვდებოდა, ხოლო მოშორებით - ღრმა აუზისთვის ნიშანდობლივი ნალექდაგროვების პროცესები მიმდინარეობდა. ნალექების სისქე კილომეტრების რიგისაა. ალიასკისა და ნევადის შტატის ტერიტორიაზე კამბრიული ეუღკანოგენური და ტერიგენული ნალექებით არის წარმოდგენილი.

სამხრეთის სუპერკონტინენტის – გონდვანისის მნიშვნელოვანი ნაწილი კამბრიული პერიოდის განმავლობაში აზევებული იყო და მხოლოდ დროგამოშვებით ჰფარავდა მის ცალკეულ ნაწილებს მარჩხი ეპიკონტინენტური ზღვა, რომელშიც მცირე სისქის (რამდენიმე ასეული მეტრი) ტერიგენული და კარბონატული ნალექები გროვდებოდა. მხოლოდ გონდვანის მოსაზღვრე ოროგენულ სარტყლებში – სამხრეთ ამერიკის ანდებისა და აღმოსავლური ავსტრალიის გეოსინკლინურ აუზებში მიმდინარეობდა ინტენსიური სედიმენტაცია მთელი პალეოზოურის განმავლობაში, მაგრამ ინტენსიურად დანაოჭებული და ძლიერ მეტამორფიზებული ქანების დიდი სისქის კომპლექსებში კამბრიულის გამიჯვნა მხოლოდ იშვიათად ხერხდება. ამიტომ ეჭვმიუტანლად დათარიღებული კამბრიული სამხრეთის ოროგენული სარტყლების სტრუქტურაში მხოლოდ მცირე ტერიტორიაზეა დადგენილი.

ტრანსგრესიები და რეგრესიები. ჩრდილოეთის კონტინენტური პლატფორმების დაძირვის პროცესი, რომელიც ვენდურში დაიწყო, კამბრიულშიც გრძელდებოდა. ტრანსგრესიის მაქსიმუმში კამბრიული პერიოდის განმავლობაში ყველა კონტინენტზე ერთდროული არ იყო. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე ტრანსგრესიის მაქსიმუმში ადრე კამბრიულზე მოდის. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო დაძირვითი მოძრაობები ბალტიური ფარის სამხრული კიდის გასწვრივ. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე, პირიქით, რეგრესიაა და ამ დროს მისი პლატფორმული ნაწილის მნიშვნელოვანი ტერიტორია ხმელეთს წარმოადგენდა. ზღვის ფართობი მხოლოდ რამდენადმე გაფართოვდა შუა კამბრიულში, მაქსიმუმს კი ტრანსგრესიამ გვიან კამბრიულში მიაღწია, როცა ზღვამ მთლიანად დაფარა ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის სამხრული ნაწილი დიდი ტბების მხარემდე.

დაძირვას განიცდიდა ციმბირის კონტინენტური პლატფორმაც. ადრე და შუა კამბრიულში მისი სამხრეთ-დასავლური ნაწილი მარჩხ, ლაგუნურ აუზებს ეკავა, რომლებშიც ცხელი და მშრალი კლიმატური პირობებისთვის ნიშანდობლივი ფერადი წყებები გროვდებოდა (გლაუკონიტიანი კირქვები, თაბაშირი, ანჰიდრიტი, ქვამარილი და ა.შ.). ამასთან აუზები მარჩხი იყო, რასაც შრეებრივობის ზედაპირზე არსებული რიპელმარკები და გვალვის ნასკდომები მოწმობს. მაგრამ ფსკერი, როგორც ჩანს, დაძირვას განიცდიდა, რამაც შესაძლებელი გახადა აქ 2 – 2,5 კმ-ის სიმძლავრის ლაგუნური ნალექების დაგროვება. ამ დროს ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლური ტერიტორია ეკავა მარჩხ, მაგრამ გაშლილ ზღვას, რომელშიც ტერიგენული და კარბონატული სედიმენტაცია მიმდინარეობდა.

სამხრეთის დიდი კონტინენტის – გონდვანის მნიშვნელოვანი ნაწილი, როგორც ზემოთაც უკვე ვთქვით, კამბრიულში აზევებული იყო, ხმელეთს წარმოადგენდა და გადარეცხვას განიცდიდა. მხოლოდ დროგამოშვებით ავსტრალიის, აფრიკის და სამხრული ამერიკის კონტინენტური პლატფორმების ცალკეული ოლქები განიცდიდნენ დაძირვას, იფარებოდნენ მარჩხი ეპიკონტინენტური ზღვით, რომელშიც მცირე სისქის ტერიგენული ნალექები – კონგლომერატები, ქვიშაქვები და არგილიტები გროვდებოდა. გონდვანისის ის ნაწილები კი, რომლებიც სამხრული პოლუსის სიახლოვეს იყო განლაგებული და ამასთან ჰიფსომეტრიულადაც საკმაოდ მაღალ დონეზე იყვნენ აზევებული, მყინვარე-

ბით იყო დაფარული. გამყინვარების პროცესი განსაკუთრებით მკაფიოდ ჩანს მომდევნო პერიოდში – ორდოვიციულში, ტილიტების სახით.

ო რ ო გ ე ნ ე ზ ი ს ი და ვ უ ლ კ ა ნ უ რ ი მ ო ვ ლ ე ნ ე ბ ი. დიდი ხნის განმავლობაში გეოლოგებს მიაჩნდათ, რომ კამბრიული პერიოდი, ოროგენეტული და მაგმატური პროცესების გამოვლინების თვალსაზრისით, დედამიწის ქერქის ევოლუციის შედარებით მშვიდი ეტაპია. ასეთი დასკვნა ემყარებოდა აპალაჩებისა და დასავლური ევროპის ფარგლებში კამბრიული სისტემის კვლევით მოპოვებულ ფაქტობრივ მასალას, რომელიც ცხადჰყოფდა, რომ ბაიკალური დანაოჭების დასრულების შემდეგ მხოლოდ ორდოვიციული პერიოდის ბოლოს აღინიშნება ტექტონიკურ-მაგმატური აქტივობის გამოცოცხლება – ორდოვიციულ-სილურულის მიჯნასთანაა დაკავშირებული კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პირველი ფაზისი (ტაკონიური). მაგრამ მოგვიანებით გამოირკვა, რომ ალტაი-საიანის ოლქში მნიშვნელოვან ოროგენეტულ მოძრაობებს ადგილი ჰქონდა კამბრიულშიც. მართალია, ალტაი-საიანის მხარე, ცენტრალური ყაზახეთის ნაწილი და ჩრდილო ტიან-შანი კალედონიური ოროგენეზისის შედეგად დანაოჭდნენ, მაგრამ სხვა რეგიონების კალედონიდებისაგან განსხვავებით, მათ სტრუქტურაში მკაფიოდ ჩანს უფრო ადრე კონსოლიდირებული უბნები. მათი ჩამოყალიბებისთვის უმნიშვნელოვანესი იყო ოროგენეტული პროცესები, რომლებიც კამბრიულში (ადრე კამბრიულის შემდეგ) გამოვლინდნენ. ეს მოძრაობები განსაკუთრებული სიცხადით ჩანს ს ა ლ ა ი რ ი ს ქედის სტრუქტურაში, ამიტომ დანაოჭებას ს ა ლ ა ი რ უ ლ ს უწოდებენ. მაგრამ მისი სტატუსი ერთნიშნად გადაწყვეტილი ჯერაც არ არის. ზოგი მკვლევარი მას დამოუკიდებელ ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლად მიიჩნევს, სხვანი ბაიკალური ციკლის ბოლო ფაზისად და სახელწოდებასაც შესატყვისს აკუთვნებენ – გ ვ ი ა ნ ბ ა ი კ ა ლ უ რ ი. არსებობს შეხედულება, რომ სალაირული დანაოჭება, პირიქით, კალედონიური ოროგენეტული ციკლის სულ პირველ – ს ა ლ ა ი რ უ ლ ფ ა ზ ი ს წარმოადგენს. სალაირის დანაოჭება სალაირის ქედის გარდა დადგენილია აღმოსავლური საიანის ანტიკლინორიუმის SW ნაწილში, ტუვის ნაოჭა სისტემაში, კუზნეცკის ალათაუს ანტიკლინორიუმის, აბაკანის ანტიკლინორიუმისა და კატუნის ანტიკლინორიუმის სტრუქტურაში. სალაირის დანაოჭებასთანვე იყო დაკავშირებული გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრა ბურეის და ხანგაის (მონღოლეთი), მასივებში.

მაგმატური პროცესები შედარებით სუსტი იყო ევროპის კონტინენტის ფარგლებში. შეიძლება გავიხსენოთ ვულკანური აქტივობის პროდუქტები ბოჰემის მასივის ზედა კამბრიულში. კამბრიულის ბოლოს გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრას ჰქონდა ადგილი ავსტრალიის კონტინენტის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში და კ. ტასმანიაზე.

ორდოვიციული სისტემა

ორდოვიციული სისტემის გამოყოფა. მართალია, XIX საუკუნის 30-იან წლებში დაწყებული „კამბრიულის კონფლიქტს" საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის ლონდონის სესიაზე (1888წ.) კამბრიულის საზღვრებისა და მოცულობის დაზუსტებითა და მისი სილურულისაგან (s.lat.) მკაფიო გამიჯვნით თითქმის საბოლოოდ დაესვა წერტილი, რაშიც დიდი იყო ჩრდილო ამერიკელი ჩ. უოლკოტის დამსახურება, მაგრამ მას შემდეგ კიდევ გავიდა თითქმის მთელი საუკუნე, ვიდრე დევონურზე ძველი და პრეკამბრიულზე ახალგაზრდა ნალექების სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა დღევანდელ სახეს მიიღებდა. ა. სეჯვიკისა და რ. მერჩისონის მიერ გეოლოგიურ მეცნიერებაში შემოტანილი ცნებების – „კამბრიული სისტემა" და „სილურული სისტემა", შინაარსის საბოლოო გარკვევა ჯერ კიდევ ლონდონის სესიამდე თითქმის 10 წლით ადრე (1879 წ.) ჩარლზ ლეპვორსმა[1] სცადა, რომელმაც დევონურის ქვეშ განლაგებული ფაუნიანი ნალექები სამ დამოუკიდებელ სისტემად გაყო: კამბრიული, ორდოვიციული[2] და სილურული.[3] თუმცა, ჩ. ლეპვორსის მიერ წარმოდგენილ სტრატიგრაფიულ სქემაში ამ სამი სისტემის გამიჯვნას ფაუნისტური კომპლექსების მცდარი ინტერპრეტაცია ედო საფუძვლად, მაინც, როგორც ევროპელი, ისე ამერიკელი გეოლოგების დიდმა ნაწილმა გაიზიარა სილურულის ორ სისტემად გაყოფის იდეა. თუმცა, ფაქტიურად, აღიარებული იყო მხოლოდ საკითხის ნომენკლატურული მხარე, რადგან პალეოზოურის ქვედა სამი სისტემის საზღვრებისა და მოცულობის თაობაზე მკვლევართა შორის აზრთა სხვადასხვაობა კიდევ დიდხანს არსებობდა. ამიტომ იყო, რომ 1888 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის IV სესიაზეც კი „კამბრიულ-სილურულის" სტრატიგრაფიული კლასიფიკაციის ზოგი პრობლემა მაინც გადაუჭრელი დარჩა. თუმცა, დევონურზე ძველი ფაუნიანი ქანების კომპლექსის სამ სისტემად დაყოფას ამ სესიის მონაწილეთა უმრავლესობა მხარს უჭერდა, დისკუსიის შეჯამებისას თავმჯდომარემ მ. კაელინიმ კენჭისყრის ჩატარებისგან თავი შეიკავა. მაინც მეტწილ ქვეყნებში შემდგომში პალეოზოურ ჯგუფში დევონურზე ძველ ნალექებს სამ სისტემად ანაწილებდნენ. საბოლოო იურიდიული გადაწყვეტილება ამის თაობაზე მხოლოდ 1960 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის 21-ე სესიაზე იქნა მიღებული (ქ. კოპენჰაგენში). ამრიგად, ვენდურსა და დევონურს შორის სამ სისტემას გამოჰყოფენ: კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული. ორდოვიციული სისტემა, როგორც ვთქვით, 1839 წელს ჩ. ლეპვორსმა გამოჰყო. მანამდე ის ორდოვიციული სექციის რანგით სილურულ სისტემაში განიხილებოდა გოთლანდურ სექციასთან ერთად. დღეს სილურული სისტემის სახელწოდება გოთლანდურ სექციას აქვს მიკუთვნებული.

ორდოვიციული სისტემის საზღვრები. იქ, სადაც ორდოვიციული თანხმობით აგრძელებს კამბრიულს, ორდოვიციული სისტემის ქვედა საზღვრის დადგენა პალეონტოლოგიურ კრიტერიუმს ეფუძნება. იმ შემთხვევაში, როცა საქმე გვაქვს ფიქლებთან, რომლებშიც გრაპტოლითების ნაშთების პოვნაა შესაძლებელი, სისტემის ქვედა საზღვარს მიგვანიშნებს გრაპტოლითის – Dictyonema flabelliformis-ის არსებობა ნალექებში. ხოლო თუ ჭრილი იწყება ქვიშაქვებით, რომლებშიც გრაპტოლითების ნაზი ჭიტინოვანი „სკელეტის" განამარხების შესაძლებლობა თითქმის არ არსებობდა, მაშინ საკითხის გადაჭრა ტრილობიტების ფაუნის მიხედვით ხდება – გვარი Ceratopyge, რომელსაც გრაპტოლითებიან ფიქლებში Dictyonema flabelliformis-თან ერთად პოულობენ, ამავე ასაკის ქვიშაქვებშიც არის ხოლმე ხშირად დაცული. მაინც, ორდოვიციული სისტემის ქვედა საზღვრის თაობაზე ერთი აზრი დღემდე არ არსებობს. ინგლისელი გეოლოგები ორდოვიციულს იწყებენ არენიგული სართულის საგებიდან, ხოლო ტრემადოკულ სართულს ტრადიციულად კამბრიულში ათავსებენ, რადგანაც უელსში ტრემადოკული თანხმობით აგრძელებს კამბრიულს, უთანხმოება კი არენიგულის საგებში აღინიშნება. ევროპის სხვა ქვეყნებში, ისევე როგორც რუსეთში, ორდოვიციულს ტრემადოკული სართულით იწყებენ. რაც შეეხება ორდოვიციულის ზედა საზღვარს, ბევრგან სილურულსა და ორდოვიციულს შორის მკაფიო უთანხმოება აღინიშნება, რაც აადვილებს ამ ორი

[1] ჩარლზ ლეპვორსი (Ch. Lappworth) – ინგლისელი გეოლოგი.

[2] ორდოვიციული – სახელწოდება წარმოსდგება ორდოვიკების ტომისაგან, რომლებიც ძველად უელსში ცხოვრობდნენ.

[3] სილურული – სილურები კელტების ძველი ტომის წარმომადგენლები იყვნენ.

სისტემის გამიჯვნას. ხოლო იმ შემთხვევაში, როცა ორდოვიციულის გადასვლა სილურულში თანდათანობით ხდება (უთანხმოების გარეშე), საზღვარი ფაუნისტური კომპლექსების ცვლას ემყარება, პირველ რიგში ისევ გრაპტოლითების ფაუნას. სილურულის სულ ქვედა სართულის — ლანდოვერიულის დასაწყისს მოასწავებს ე.წ. ღერძიანი გრაპტოლითების (Axonopora) გამოჩენა.

ორდოვიციული სისტემის დანაწილება. როგორც უკვე ითქვა, ორდოვიციულის სისტემის რანგში აყვანა ჩ. ლეპვორსის სახელთანაა დაკავშირებული. მანვე წამოაყენა წინადადება სისტემის სამ სექციად დანაწილების თაობაზე. რუსეთში ორდოვიციულის სამ სექციად გაყოფის შესახებ საბოლოო გადაწყვეტილება 1975 წელს მიიღეს.

ორდოვიციულის სართულებად დანაწილება საშრეთ-დასავლურ უელსსა და შროპშირში შესწავლილი ჭრილების საფუძველზე განხორციელდა. ამ მხარეში განვითარებული ორდოვიციულის მარჩხი ზღვის მრავალფეროვანი ფაციესები აადვილებდა ლითოლოგიურად მკაფიოდ განსხვავებული სტრატიგრაფიული ერთეულების გამიჯვნას. ნალექებში დაცული მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალა კი კარგი დასაყრდენი იყო პარალელიზაციის ამოცანების გადასაჭრელად. მოგვიანებით შოტლანდიასა და ტბების მხარეში, სადაც ორდოვიციული და სილურული სისტემები გრაპტოლითიანი ფიქლების შედარებით ერთფეროვანი ფაციესებით არის წარმოდგენილი, ნალექების უწყვეტ, უხარვეზო ჭრილებში შესაძლებელი გახდა მათი უფრო დეტალური სტრატიგაფიული დანაწილება, კერძოდ გრაპტოლითებიანი ზონების გამოყოფა. ამჟამად მათი რიცხვი 40-მდეა. გრაპტოლითიანი ზონების ფართო გეოგრაფიულმა გავრცელებამ, ერთი მხრივ, მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა ორდოვიციული ნალექების კორელაციის, მეორე მხრივ, სართულების მოცულობისა და საზღვრების დაზუსტების საქმეში ჯერ ბრიტანეთის კუნძულზე, შემდეგ კი ევროპის კონტინენტზე და უფრო შორეული რეგიონების მასშტაბითაც. ამჟამად ორდოვიციული სისტემის სტრატიგაფიული დანაწილების სქემა ამგვარად გამოიყურება:

ორდოვიციული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილება

ნუსხა N 8

სისტემა	სექციები	სართულები	ეპოქის ხანგძლივობა (მლნ წ.)
ორდოვიციული	ზედა O_3	აშჰილური	15
	შუა O_2	კარადოკული ლანდეილური ლანვირნული	15
	ქვედა O_1	არენიგული ტრემადოკული	25

ორდოვიციული სართულების სახელები ინგლისის ტერიტორიაზე არსებული გეოგრაფიული ობიექტებიდან (მხარე, ქალაქი, დაბა) არის წარმოქმნილი. მხოლოდ კარადოკული სართულის სახელი არ არის გეოგრაფიასთან დაკავშირებული. Caradoc-ი იყო კელტების დამოუკიდებლობისთვის მებრძოლი გმირი.

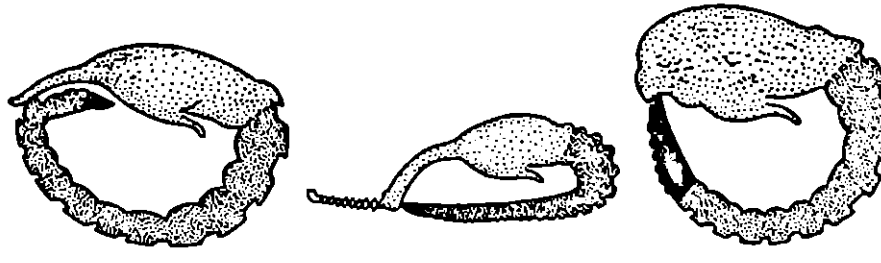
ორდოვიციული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. ორდოვიციულიდან იწყება ცხოველთა სამეფოს იმ ტაქსონების საბოლოოდ ჩამოყალიბება, რომლებიც პალეოზოური ერისთვის არის ნიშანდობლივი. კამბრიული პერიოდის პრიმიტიულ ფორმებს ახლა ცვლიან უკვე ნათლად, მკაფიოდ გამოკვეთილი მორფოლოგიური ნიშნების მქონე გვარები, ოჯახები, რიგები, კლასები, რომელთა ევოლუცია პალეოზოური ერის გეოლოგიურ ისტორიასთან არის დაკავშირებული.

ფორამინიფერები კვლავ აგლუტინირებული ნაჭუჭის მქონე ფორმებით არიან წარმოდგენილი. მათგან ყველაზე ხშირია ასტრორიზიდები.

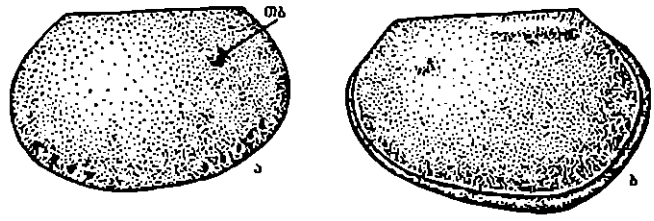
ღრუბლებს შორის მნიშვნელოვანია ქვიერი (Lithistidia) და ექვსხივიანი (Hexactinellida) ღრუბლები. გვხვდებიან აგრეთვე სფეროს, ან მსხლის ფორმის კირქვის სკელეტის მქონე რეცეპტაკულიკები – პრობლემატური ორგანიზმები, რომლებიც, როგორც ჩანს, არქეოციათიდებსა და ღრუბლებს ენათესავებოდნენ. ისინი შეადგენენ მთლიანად გადაშენებულ ჯგუფს, რომელიც გვიან კამბრიულში გაჩნდა და კარბონულის დასაწყისამდე არსებობდა. რეცეპტაკულიტებს შორის იყვნენ როგორც ცალედი, ისე კოლონიური ფორმები, ტიპური გვარია Receptaculites (ორდოვიციულ-დევონური). მათ ჰქონდათ 20სმ-მდე ზომის კონუსის ან თასის ფორმის კირქვიანი სკელეტი. ამ ორგანიზმების ტაქსონომიური ადგილი დღემდე გაურკვეველია. ვარაუდობენ, რომ ისინი მიეკუთვნებოდნენ უმდაბლეს მრავალუჯრედიანებს და გადაშენდნენ ისე, რომ მემკვიდრეები ევოლუციის შემდგომ ეტაპზე არ დაუტოვებიათ.

ნაწლავაღრუიანებიდან (Coelenterata) მნიშვნელოვან როლს თამაშობდნენ სტრომატოპორები. შუა ორდოვიციულიდან ჩნდებიან პირველი პრიმიტიული რუგოზები, ხოლო რამდენადმე უფრო გვიან – ნამდვილი ოთხსხივიანი მარჯნები, აგრეთვე ჰელიოლითები. ტაბულატებიდან მთავარ როლს თამაშობდნენ მრავალრიცხოვანი ინკრუსტატები – კოლონიური ფორმები, რომელთა კორალიტები ერთიმეორეს არ უკავშირდებოდნენ პორების საშუალებით. ასეთებია გვარები: Aulopora, Halysites. აქვე ჩნდებიან კომუნიკატური ტაბულატების პირველი წარმომადგენლებიც.

ორდოვიციულ ზღვებში კვლავ მრავალრიცხოვანია და მრავალფეროვანი ასოსახსრიანების (Arthropoda) ფაუნა, კერძოდ ტრილობიტები, რომელთა შორის ჩნდება არაერთი ახალი ჯგუფი: დიკელოცეფალიდები, ფაკოპიდები, ხეირურიდები. მრავლად იყვნენ ამ დროს პტეროპარიიდები, აზაფინები, ხარპინები. გარდა ამისა გაჩნდნენ ახალი ქვერიგები: ილენინები (Ylenina), ტრინუკლეუსები (Trinucleina). ილენუსები და აზაფუსები საინტერესონი არიან იმით, რომ საშიშროების შემთხვევაში მათ შეეძლოთ მოკეცვა იმგვარად, რომ მყარ საფარველს მოკლებული მუცლის მხარე დაცული ჰქონოდათ (სურ. 53).



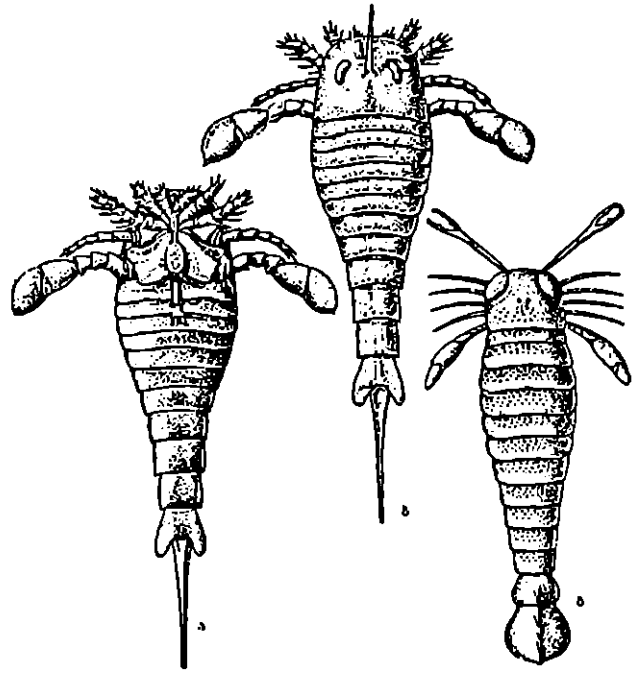
სურ. 53. ტრილობიტები, რომელთაც საშიშროების შემთხვევაში დახვევა შეეძლოთ. თავის ფარი ალნიშნულია იშვიათი წერტილებით, ტანი – ხშირი წერტილებით, კუდის ფარი – შავად.



სურ. 54. ოსტრაკოდების ერთ-ერთი გვარი – Leperditia (ორდოვიციულ-დევონური). თბ-თვალის ბორცვი; ა-მარჯვენა საგდული; ბ-მარცხენა საგდული.

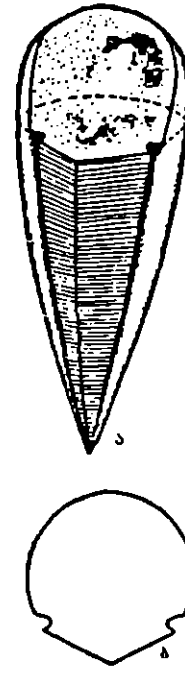
ასოსახსრიანებიდანვე ორდოვიციულში გავრცელებული იყვნენ ოსტრაკოდები – მცირე ზომის (10მმ-მდე), ორი საგდულისაგან შემდგარი ნაჭუჭით დაფარული ფორმები – ლეპერდიტიები, ბეირიხიები, ციპრიდინები. მართალია, მათი ნაჭუჭის ზომა მეტწილად 10 მმ-მდეა, მაგრამ ცალკეული ფორმები პალეოზოურში 20 მმ-ს, ძალიან იშვიათად 50 მმ-საც აღწევდნენ.

ორდოვიციულიდან ჩნდებიან მეროსტომატების კლასის პირველი წარმომადგენლები, კერძოდ, გადაშენებული პალეოზოური ქვეკლასის – ევრიპტეროიდების რიგში გაერთიანებული ზოგი გვარი (Mixopterus და სხვ.). ისინი, როგორც ჩანს, მტკნარ ან მარილიან წყლებში ცხოვრობდნენ და მეტწილად მტაცებლები იყვნენ. მართალია, ევრიპტეროიდები ორდოვიციულში ჩნდებიან, მაგრამ განსაკუთრებით სილურულსა და დევონურში არიან გავრცელებული (გვარები Eurypterus და Pterygotus, სურ. 55).



სურ. 55. Eurypterus (ა და ბ) და Pterygotus (გ).

ორდოვიციულში მოლუსკების ყველა კლასია წარმოდგენილი, მაგრამ მათ შორის ყველაზე ფართოდ არიან გავრცელებული თავთფეხიანები: გაშლილი ნიჟარის მქონე ნაუტილოიდები, ენდოცერატიტები, აქტინოცერატიტები, რომელთაც დიდი ზომის (იშვიათად 2-3მ სიგრძისაც) ნიჟარა გააჩნდათ. ენდოცერატიტები მხოლოდ ორდოვიციულში არიან წარმოდგენილი. აქტინოცერატიტებმა კი კარბონულამდე მიაღწიეს. უფრო მრავალფეროვანია და მრავალრიცხოვანიც ორსაგულიანების ფაუნა ორდოვიციულში. ამ დროს უკვე არსებობდნენ ორსაგდულიანთა მთელი რიგი ტაქსონები: მწკრივკბილიანები, გახლეჩილკბილიანები, საბმკბილიანები, უკბილონი. გასტროპოდებიდან ორდოვიციულში უფრო მნიშვნელოვანნი არიან წინალაყუჩიანთა ქვეკლასის (Prosobranchiata) წარმომადგენლები. მათგან შეიძლება დავასახელოთ ბელეროფონტიდები, რომლებიც ორდოვიციულში გაჩნდნენ და პერმულამდე იარსებეს, ეუმფალუსები (ორდოვიციულ-იურული), რომლებიც არქეოგასტროპოდების (ძველი გასტროპოდები) რიგს მიეკუთვნებიან.



ა

ბ

სურ. 56. Hyolithes (ორდოვიციული-სილურული) ა-ნიჟარის გარეგანი იერი; ბ-განივი კვეთა

განსაკუთრებით უნდა აღვნიშნოთ მოლუსკების ერთ-ერთი კლასი – Hyolitha (ჰიოლითები), რომელიც ტიპური პალეოზოური ტაქსონია. ჰიოლითების რბილი სხეული დაფარული იყო ორმხრივი სიმეტრიის მქონე ნიჟარით, რომელშიც გაირჩეოდა უფრო გრძელი, მეტნაკლებად გაბრტყელებული, გლუვზედაპირიანი ზურგის მხარე და უფრო მოკლე, ამოზნექილი და სკულპტირებული მუცლის მხარე (სურ. 56). ეს იყო ყრუ ფილოგენტური შტო, რომელსაც, როგორც ვარაუდობენ, გასტროპოდებთან საერთო წინაპარი ჰყავდა. პერმულის ბოლოს ჰიოლითები მთლიანად გადაშენდნენ.

ორდოვიციულის დასაწყისიდან ჩნდებიან ხავსცხოველების (ტიპი Bryozoa) პირველი წარმომადგენლები. ისინი მიეკუთვნებოდნენ შიშველპირიანი (Gymnolaemata) ბრიოზოების კლასის ხუთ რიგს. ამათგან საერთოდ პალეოზოურისათვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სამი რიგი – ცისტოპორიდა, კრიპტოსტომიდა და ციკლოსტომიდა. Cyclostomida (ციკლოსტომიდა), რომელმაც, პალეონტოლოგების ვარაუდით, დასაბამი მისცა ხავსცხოველების ყველა პალეოზოურ რიგს, ნალექებში იშვიათი ნაშთებით არის წარმოდგენილი, ისევე როგორც კტენოსტომიდათა რიგის ნაშთები. ამ უკანასკნელებმა იურულში დასაბამი მისცეს ხავსცხოველების ყველაზე ახალგაზრდა რიგს – Cheilostomida-ს.

მხართფეხიანებიდან ორდოვიციულში მრავლად არიან როგორც უკლიტონი – Lingula, Obolus და სხვა, ასევე კლიტიანი ბრაქიოპოდები – Orthis, Pentamerus, Strophomena. ამათ გვერდით ჩნდებიან რინჭონელიდების, ატრიპიდების, სპირიფერიდების პირველი წარმომადგენლები. ორდოვიციული ნალექებიდან ბრაქიოპოდების 200-მდე გვარია აღწერილი.

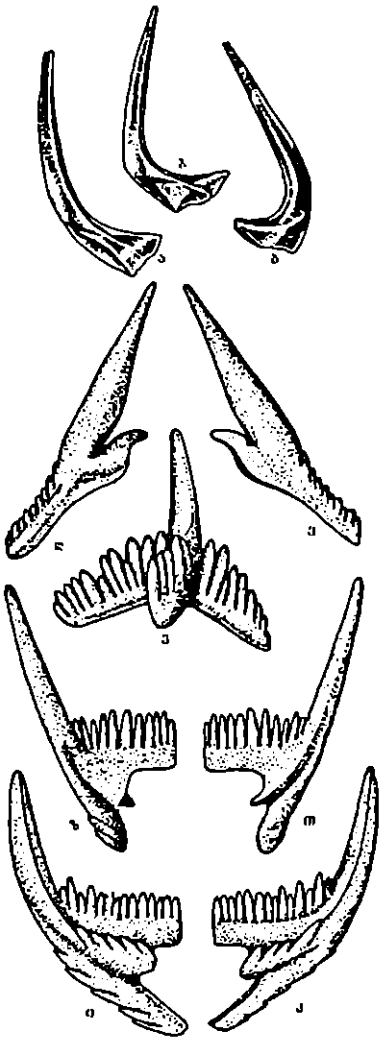
ეკალკანიანებს შორის ორდოვიციულში სჭარბობენ მიმაგრებული ფორმები, კერძოდ, ცისტოიდები. ჩნდებიან პირველი ბლასტოიდები, შუა ორდოვიციულიდან კი – ზღვის შროშნებიც. ორდოვიციულიდანვეა ცნობილი პირველი ზღვის ზღარბები; ამათგან განსაკუთრებით საყურადღებოა ბოთრიოციდარისები (Bothriocidaris, შუა და ზედა ორდოვიციული), რომლებიც უძველეს, პრიმიტიულ ზღვის ზღარბებად ითვლებიან. მათ გვერდით არის აგრეთვე ზღვის ვარსკვლავების, ოფიურებისა და ჰოლოთურიების იშვიათი ნაშთები.

გრაპტოლითების კლასი ორდოვიციულში წარმოდგენილია როგორც სტერეოსტოლონატების, ისე გრაპტოლოიდების (ნამდვილი გრაპტოლითების) ქვეკლასით. სტერეოსტოლონატები (სხვაგვარად მათ ხისებურ გარაპტოლითებს ან Dendroidea-ს უწოდებენ) შუა კამბრიულში გაჩნდნენ. განსაკუთრებულ აყვავებას მათ ორდოვიციულსა და სილურულში მიაღწიეს. დევონურიდან დაიწყო მათი დაქვეითება და ადრე კარბონულში მთლიანად გადაშენდნენ. სტერეოსტოლონატებიდან ადრე

ორდოვიციულში დასაბამს იღებენ გრაპტოლოიდები[1], რომელნიც ორდოვიციული და სილურული პერიოდების ნორმულ ზღვებში ფართოდ იყვნენ გავრცელებულები და პლაქტონურ ცხოვრებას ეწეოდნენ. სილურულის ბოლოს იწყება მათი მკვეთრი დაქვეითება და პერიოდის დასასრულს ისინი თითქმის მთლიანად გადაშენდნენ. მხოლოდ მათი თითო-ოროლა წარმომადგენელიღა გადადის ადრე დევონურში და მალე ისინიც ისპობიან. მათი ძალიან სწრაფი ევოლუციისა და ფართო გეოგრაფიული გავრცელების გამო გრაპტოლითებს ორდოვიციულისა და სილურულის სტრატიგრაფიისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვთ. სწორედ გრაპტოლითებზეა დაფუძნებული როგორც ორდოვიციული, ისე სილურული სისტემის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილება და კორელაცია. ორდოვიციულ სისტემაში გრაპტოლითების ფაუნისტური კომპლექსების ცვლაზე დაფუძნებული ოცამდე ზონაა გამოყოფილი.

ორდოვიციული პერიოდის მარჩხ ზღვებში ცხოვრობდნენ უძველესი (ეპიმიუტანელი) ხერხემლიანებიც – უყბო, თევზისმაგვარი ორგანიზმები – თელოდონტები (Thelodonti), რომლებსაც ჯერ კიდევ არ გააჩნდათ ნამდვილი შიგა სკელეტი. მის ადგილას განვითარებული იყო ხრტილოვანი ჩონჩხი. სხეულის ზედაპირი დაფარული იყო ან ძვლოვანი ფირფიტებისაგან შეკრული მთლიანი ჯავშნით, ან კანში გაბნეული ცალკეული, ერთმანეთისაგან გათავისებული ძვლოვანი დაკბილული ქერქწლებით. თელოდონტები ადრე ორდოვიციულში ჩნდებიან, მთელი ორდოვიციულისა და სილურულის განმავლობაში არსებობდნენ. შემდეგ კი ისინი თანდათან განდევნეს თევზების კლასის უფრო მაღალორგანიზებულმა წარმომადგენლებმა.

პრობლემატური განმარხებული ჯგუფებიდან ორდოვიციულ ნალექებში მრავლად არიან წარმოდგენილი კ ო ნ ო დ ო ნ ტ ე ბ ი[2]; დასწყისში კონუსური ფორმები, მოგვიანებით კი უფრო რთული მორფოლოგიური ტიპის კონოდონტები ჩნდებიან. ორდოვიციულის დასაწყისიდანვე ისინი სტრატიგრაფიულად მნიშვნელოვან ნამარხებს წარმოადგენენ – კონოდონტების კომპლექსების ცვლის საფუძველზე ორდოვიციულში ზონებს გამოყოფენ. კონოდონტები მიკროსკოპული (მილიმეტრების მეათედების, იშვიათად 3მმ-მდე ზომის) კბილის მაგვარი წარმონაქმნებია, რომლებიც ქარვისფერი ფოსფორმჟავა კალციუმისაგან შედგებიან (სურ. 57). 100 წელზე მეტია რაც მეცნიერება კონოდონტებს იცნობს, მაგრამ მათი სისტემატიკური ადგილი და ფუნქციური დანიშნულება დღემდე გაურკვეველია. ზოგი მკვლევარის ვარაუდით, ისინი რგოლური ჭიების ან გასტროპოდების ყბებს წარმოადგენენ, სხვანი პრიმიტიულ ქორდიანთა კანზე არსებულ ქერქწლებად მიიჩნევენ.



სურ. 57. კონოდონტები. ა, ბ, გ - მარტივი კონუსური კონოდონტები; დ, ე, ვ, ზ, თ, ი, კ, - რთული კონოდონტები (ა. მიხაილოვა და სხვ. მიხედვით, 1989).

[1] ორი რიგი – Axonolipa (უღერძო გრაპტოლითები) და Axonophora (ღერძიანი გრაპტოლითები), რომელთაც ადრე Graptoloidea-ს ქვეკლასში გამოჰყოფდნენ, უახლესი გამოკვლევებით ხელოვნური ტაქსონები აღმოჩნდა.

[2] Conodonta – ლათ. conus – კონუსი; odontos – კბილი.

მცენარეთა სამეფო ორდოვიციულში წარმოდგენილი იყო წყალმცენარეებით. მათთან ერთად იყვნენ სოკოებიც. ორდოვიციულ ნალექებში მიკვლეული მცენარეთა სპორების მიხედვით მეცნიერები ვარაუდობენ, რომ იმდროინდელი ზღვების დაბალ, ძლიერ დაჭაობებულ სანაპიროებზე უკვე არსებობდნენ ხმელეთის მცენარეები.

როგორც უკვე ვთქვით, კამბრიული პერიოდის ფაუნისტური კომპლექსები პრიმიტიული ფორმებისგან შედგებოდა. კამბრიულის ბოლოს თანდათან ჩნდება უფრო მაღალი ორგანიზაციის, ტიპური პალეოზოური ტაქსონები. ეს პროცესი განსაკუთრებით თვალსაჩინოა ადრე ორდოვიციულში. ისე რომ, გვიანი კამბრიული და ორდოვიციულის დასაწყისი წარმოადგენდა გარდამავალ ეტაპს ზღვის ბინადარ უხერხემლოთა, აგრეთვე პირველ ხერხემლიანთა ევოლუციაში. ამ ეტაპზე საბოლოოდ ყალიბდება ტიპური პალეოზოური ტაქსონები, რომლებიც აქედან მოყოლებული განსაკუთრებულ აყვავებას განიცდიან. ამათ რიგს უპირველეს ყოვლისა მიეკუთვნებიან ტრილობიტები, გიგანტური კიბომორიელები, გრაპტოლითები, კლიტიანი ბრაქიოპოდები, სტრომატოპორატები, ოთხსხივიანი მარჯნები, ტაბულატები, ღეროიანი ეკალკანიანების სხვადასხვა კლასი (ცისტოიდები, თეკოიდები, კარპოიდები, კრინოიდები, ბლასტოიდები), ნაუტილოიდები და ა.შ.

ორდოვიციულის გავრცელება და ნალექების ხასიათი. ორდოვიციული ნალექების გაცნობას ინგლისიდან დავიწყებთ. პირველყოვლისა მივმართავთ უელსის ჩრილებს, რადგანაც ბრიტანეთის კუნძულის სწორედ ამ მხარის პალეოზოურის კვლევის საფუძველზე მოხდა პირველად ჯერ სილურული სისტემის გამოყოფა, ხოლო მოგვიანებით ფართოდ გაგებული სილურულისაგან დამოუკიდებელი სისტემის რანგში ორდოვიციულის გამიჯვნაც. სანამ უელსის ორდოვიციულის დახასიათებას შევუდგებოდეთ, უნდა ისიც გავიხსენოთ, რომ ინგლისელი გეოლოგები ორდოვიციულს იწყებენ არენიგული სართულით, რომელიც მეტწილად ტრანსგრესიულად, მკაფიო კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული ტრემადოკულზე, ან კიდევ უფრო ძველ ნალექებზე, ზოგ უბანზე კი პროტეროზოულზეც. უელსის მხარეში ორდოვიციულიც და სილურულიც, ისევე როგორც კამბრიული, კარგად არის შესწავლილი. ინგლისში მდებარეობს არამარტო ორდოვიციულის, არამედ სილურულის სართულების სტრატოტიპები. აქვე იქნა გამოყოფილი გრაპტოლითებიანი ზონები ორდოვიციულსა და სილურულში. მათი რიცხვი თითქმის ოთხი ათეულია.

კამბრიული ნალექების გაცნობისას ჩვენ დავინახეთ, რომ კამბრიული პერიოდის დასასრულისთვის ბრიტანეთის კუნძულის აგებულებაში მკაფიოდ გამოიყოფოდა სამი განსხვავებული სტრუქტურულ-ფაციესური ოლქი, რომლებიც ერთიმეორისაგან განსხვავდებოდნენ ნალექდაგროვების რეჟიმითაც და სტრუქტურულადაც. ეს განსხვავება ნათლად ჩანს ორდოვიციულშიც. უელსი, ტბების მხარე, შოტლანდიის სამხრული მთიანეთი, შუა შოტლანდიის დაბლობი, შოტლანდიის ჩრდილო მთიანეთი გრამპიანებთან ერთად კალედონიურ გეოსინკლინურ სარტყელში იყო მოქცეული. გეოსინკლინური ფაციესების დაგროვება მიმდინარეობდა ამ აუზში ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაშიც. უელსის როფის ღერძულ ნაწილში(იხ. სურ. 47, გვ. 141) ტრემადოკული სართული თანხმობით აგრძელებს კამბრიულს და წარმოდგენილია დიდი სისქის ფიქლებრივი არგილიტებით, რომლებიც ტრილობიტებისა და გრაპტოლითების ფაუნას შეიცავენ. ტრემადოკულზე უთანხმოდ არის განლაგებული არენიგული სართულის ნალექები. ფუძეში ქვიშაქვების, გრაველიტებისა და თიხაფიქლების დასტაა. შემდეგ აღმავალ ჭრილში ჯერ ფუძე და საშუალო შედგენილობის (სპილიტები, ანდეზიტები), შემდეგ კი მჟავე ვულკანოგენებისა და ლავური განფენების დიდი სისქის (1200 მ-მდე) კომპლექსი მოდის. ლანვირნული სართულიც თანხმობით აგრძელებს არენიგულს და ძირითადად ფიქლებით არის წარმოდგენილი (600 მ). ფიქლები ტრილობიტების, მხართფეხიანებისა და გრაპტოლითების ფაუნას შეიცავენ. მიმართებაზე ფიქლებს ვულკანოგენური ქანები ცვლიან, რომლებთანაც ლავური განფენები მორიგეობენ. ასეთ ჭრილებში ლანვირნული სართულის ნალექების სისქე შესამჩნევად მატულობს და 1200 მ-ს აღწევს. ლანდეილური სართული უელსის ორდოვიციულის ჭრილში ყველა დანარჩენ სართულზე უფრო მდიდარია კარბონატებით – აქ სჭარბობენ დაფიქლებული კირქვები, რომლებიც ბრაქიოპოდებისა და ტრილობიტების საკმაოდ მდიდარ ფაუნას შეიცავენ. ლანდეილურის სისქე 750 მ-მდეა. კარადოკული სართულის აგებულებაში მონაწილეობენ ერთ შემთხვევაში ნორმული დანალექი ქანები – 600 მ-მდე სისქის კარბონატები, ან გრაპტოლითიანი ფიქლები, სხვა შემთხვევაში

კი 750მ-მდე სისქის ვულკანოკლასტოლითები. ორდოვიციულის ჭრილი მთავრდება აშჯილური სართულის პოლიმიქტური ქვიშაქვებით, რომლებიც არაიშვიათად ირიბშრეებრივია, შრეებრივობის ზედაპირზე კი რიპელმარკები აღინიშნება. ქვიშაქვებთან თიხაფიქლები მორიგეობენ, შიგადაშიგ კი ლუმაშელის ჰორიზონტებიც ჩნდება. ამრიგად, უელსის როფის ღერძული ნაწილის ორდოვიციული ნალექების ცვლა ვერტიკალურად (აღმავალ ჭრილში) ასეთია:

სილურული		ქვიშაქვები და თიხაფიქლები კონგლომერატები და ქვიშაქვები – (1500მ)
	აშჯილური	პოლიმიქტური ქვიშაქვები
ε	კარადოკული	კარბონატები და გრაპტოლითიანი ფიქლები (600მ)
Ɛ/		ან ვულკანოკლასტოლითები და ლავები (750მ)
ვ	ლანდეილური	ბრაქიოპოდებისა და ტრილობიტების ნაშთებით მდიდარი დაფიქლებული კირქვები (750მ.)
ε		ფიქლები ტრილობიტების, ბრაქიოპოდებისა
Ɔ	ლანვირნული	და გრაპტოლითების ფაუნით – (600მ.), ან
ε		ვულკანოკლასტოლითებისა და ეფუზივების
ო		კომპლექსი – (1200მ.)
ε	არენიგული	მეავე ეფუზივები და ვულკანოკლასტოლითები ფუძე და საშუალო შედგენილობის ეფუზივებისა
Ɐ/		და ვულკანოკლასტოლითების მორიგეობა (1200 მ)
⊀		ქვიშაქვები, გრაველიტები და ფიქლები
ε		უთანხმოება
	ტრემადოკული	ფიქლებრივი არგილიტები ტრილობიტებითა და გრაპტოლითებით

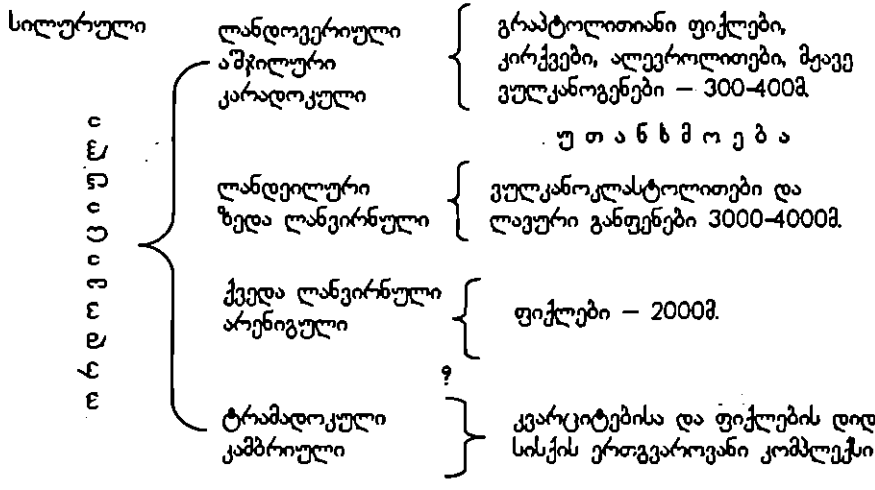
ასეთია ორდოვიციული ნალექების ხასიათი უელსის როფის ცენტრალურ ნაწილში. უელსის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში ორდოვიციული არენიგული სართულით იწყება, რომელიც აქ უშუალოდ პროტეროზოულზე არის განლაგებული. სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ კი წარმოდგენილია მხოლოდ ზედა ორდოვიციული. აქ კარადოკული სართული კამბრიულის სხვადასხვა ჰორიზონტებზე, ან უშუალოდ პროტეროზოულზე არის განლაგებული. ამრიგად, ნათელია, რომ არენიგულში დაწყებული ტრანსგრესია თანდათანობით ფართოვდებოდა და ზღვა სულ ახალ და ახალ ტერიტორიებს ჰფარავდა. ტრანსგრესიამ მაქსიმუმს კარადოკულ საუკუნეში მიაღწია.

როგორც დავინახეთ, ორდოვიციული ნალექების საერთო სიმძლავრე უელსის როფის ღერძულ ზოლში 3500-5000 მ-ია. ერთ-ერთი ნიშანდობლივი თავისებურება დიდ სისქესთან ერთად ისაა, რომ თითქმის ყველა სართულის ჭრილში (არენიგულში, ლანვირნულში, კარადოკულში) მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის ვულკანოკლასტოლითებს და ლავურ განფენებს. მხოლოდ ორდოვიციულის დასასრულს (აშჯილურ საუკუნეში) წყდება ვულკანური აქტივობა. თუ ამ ფაქტს დავუმატებთ იმასაც, რომ უელსში ორდოვიციული ასაკის ქანები დანაოჭებულია და არაიშვიათად მეტამორფიზებულიც, ცხადი გახდება, რომ ორდოვიციულ პერიოდში უელსის ტერიტორია ოროგენულ სარტყელში იყო მოქცეული და კალედონიური გეოსინკლინის ერთ-ერთ უბანს წარმოადგენდა. მკაფიო კუთხური უთანხმოებები, რომლებიც კარადოკული სართულისა და სილურულის საგებში აღინიშნება, დაკავშირებულია კალედონიურ ოროგენეტულ პროცესებთან. ამ ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის თაობაზე დაწვრილებით ცოტა მოგვიანებით გვექნება საუბარი.

ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაში სედიმენტაციის გეოსინკლინური რეჟიმია იმ აუზშიც, რომელიც უელსიდან ჩრდილოეთით მდებარეობდა და მოიცავდა ტერიტორიას ტბების მხარედან გა-

ნაპირა ჩრდილო შოტლანდიის მასივამდე. ყველაზე სრულია ორდოვიციულის ჭრილი ტბების მზარეში. სისტემის ფუძე, მართალია, თვით ტბების მზარეში გაშიშვლებული არ არის, მაგრამ მეზობელ რეგიონებში, კერძოდ კ. მენზე (ირლანდიის ზღვაში), ზედა კამბრიულის და ტრემადოკული სართულის კარგი გაშიშვლებებია – ესაა კვარციტებისა და ფიქლების დიდი სისქის, ერთფეროვანი კომპლექსი. ვარაუდობენ, რომ ტბების მზარეშიც ასეთივე ქანების კომპლექსი უნდა იყოს განლაგებული არენიგულის ქვეშ, სილრმეში. თავად არენიგული აქ გრაპტოლითიანი ფიქლების სქელ (2000მ.) წყებაშია წარმოდგენილი ლანვირნული სართულის ქვედა ნაწილთან ერთად. ფიქლებს ალმავალ ჭრილში აგრძელებს ვულკანოკლასტოლითებისა და ლავური განფენების ძლიერ სქელი (3000-4000მ) სერია. ლავებიც და პიროკლასტიკაც ძირითადად საშუალო შედგენილობისაა (ანდეზიტები და მათი ტუფები), შედარებით მცირეა მჟავე ვულკანიტების (რიოლითები) წილი. ამ მძლავრი სერიის ასაკი ლანვირნულ-ლანდეილურია. ვულკანოგენური ქანების ერთობრიბულ ზედაპირზე უთანხმოდ არის განლაგებული გრაპტოლითებიანი ფიქლების 300-400მ. სისქის წყება, რომელშიც ზედა ორდოვიციულის (კარადოკული და აშჭილური სართულები) გარდა სილურული სისტემის სულ ქვედა სართულიც (ლანდოველრიული) არის წარმოდგენილი.

ტბების მზარის ორდოვიციული:



სამხრული შოტლანდიის ტერიტორიაზე ორდოვიციულის ჭრილი იწყება არენიგული სართულით, რომელიც ეფუზიებითა და პიროკლასტოლითებით არის წარმოდგენილი. არენიგულზე უთანხმოდ არის განლაგებული კარადოკული და აშჭილური ასაკის დიდი სისქის (4500მ.) ტერიგენული ნალექები – კონგლომერატები, ქვიშაქვები და თიხაფიქლები. აქვე ტერიგენებთან ერთად კირქვის შრეებიც აღინიშნება. ასეთივეა ორდოვიციულის ხასიათი ჩრდილო ირლანდში. ჩრდილო-დასავლეთისაკენ ორდოვიციულის ჭრილში თანდათანობით უფრო უხეშმარცვლოვანი ნალექები ჩნდება, სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, პირიქით, შედარებით ღრმა აუზისა და უფრო მშვიდი სედიმენტაციის პირობებში წარმოქმნილი ქანების კომპლექსებია გაბატონებული.

ტბების მზარეს ჩრდილოეთიდან ესაზღვრება ზოლი, რომელიც მოიცავს შოტლანდიის სამხრეთ მთიანეთსა და ე.წ. შუა დაბლობებს. ამავე ზოლის გაგრძელებას წარმოადგენს ირლანდიის კუნძულის მნიშვნელოვანი შუა ნაწილი. შოტლანდიის შუა დაბლობების ტერიტორიაზე ორდოვიციულის ზედაპირული გამოსავლები მცირეა – ის ნაწილობრივ გადარეცხილა, დიდი ნაწილი კი, ისევე როგორც სილურული, დაძირულია და დევონურითა და კარბონულით არის გადაფარული. მთელი ამ

ზოლის აგებულებაში საკმაოდ დიდ როლს თამაშობენ გვიანი კამბრიულის, ორდოვიციული და სილურული ქანების ინტენსიურად დანაოჭებული კომპლექსები, რომელთაც მეტამორფიზმის პროცესების შესამჩნევი ზეგავლენა არ განუცდიათ. სამაგიეროდ, საკმაოდ ინტენსიურად არის არამარტო დანაოჭებული, არამედ მეტამორფიზებულიც ქვედა და შუა კამბრიული გრამპიანის მთებისა და შოტლანდიის ჩრდილო მთიანეთის ფარგლებში. აქ გეოსინკლინურმა აუზმა არსებობა შუა კამბრიულის ბოლოს, სალაირული დანაოჭების პროცესების გამოვლინების შედეგად დაასრულა, ამიტომ ორდოვიციული (უფრო ზუსტად, მისი ქვედა სექცია) ჩრდილო შოტლანდში 700-ოდე მეტრის სისქის გადოლომიტებული კირქვებით არის წარმოდგენილი.

ბრიტანეთის კუნძულებიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთით ოროგენული სარტყლისთვის ნიშანდობლივი გეოსინკლინური ბუნების ორდოვიციული და სილურული, სკანდინავიის მთების ზოლშია განვითარებული. აქ ორდოვიციულის ჭრილი იწყება 600-700 მ-ის სისქის თიხაფიქლების წყებით, რომელშიც ტრემადოკული სართულისთვის დამახასიათებელი გრაპტოლითებია მიკვლეული. ამასთან გამორიცხული არ არის, რომ თიხაფიქლების წყების ქვედა ნაწილში კამბრიულიც იყოს წარმოდგენილი. აღმავალ ჭრილში თიხაფიქლებს მოსდევს 2000-2500 მ. სიმძლავრის ფუძე შედგენილობის ვულკანიტები, რომლებიც მეტამორფიზებულია მწვანე ფიქლების საფეხურამდე.

ამრიგად, ბრიტანეთის კუნძულის ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი, ისევე როგორც კამბრიულ პერიოდში, ორდოვიციულშიც გეოსინკლინური ბუნების სტრუქტურას წარმოადგენდა. კალედონიური გეოსინკლინის ჩრდილო ტოტი, რომელიც მოიცავდა უელსს, ტბების მხარეს, შუა დაბლობებს, ირლანდიის კუნძულის მნიშვნელოვან ჩრდილო ნაწილსა და სკანდინავიის მთების ზოლს, სილურული პერიოდის ბოლომდე არსებობდა. სილურულის ბოლოს გეოსინკლინი დაიხურა და მისი ადგილი კალედონიურმა მთათა სისტემამ დაიკავა. ამ მნიშვნელოვან მოვლენაზე მხოლოდ მას შემდეგ ვისაუბრებთ, როცა სილურულ სისტემასაც გავეცნობით.

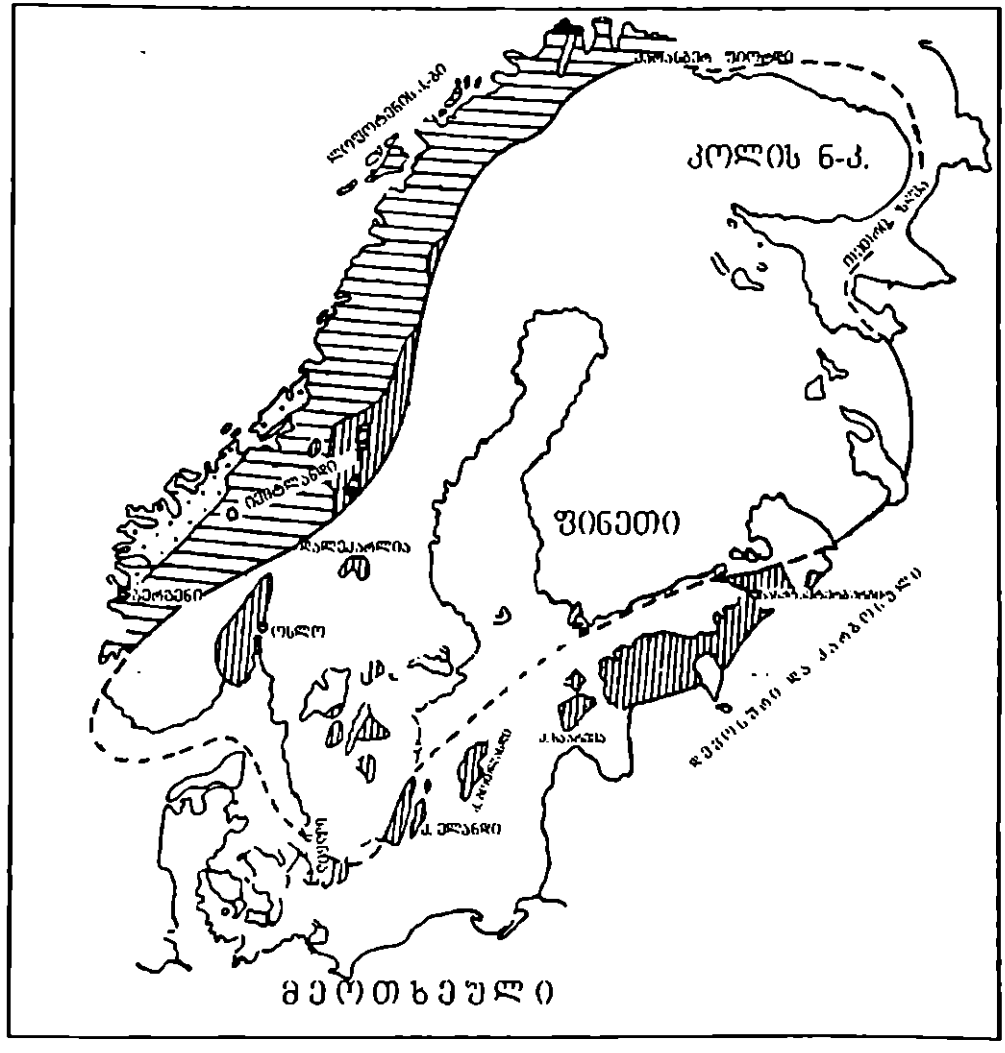
კალედონიური გეოსინკლინის გარეთ კვლავ რჩებოდა ბრიტანეთის კუნძულის განაპირა ჩრდილო ნაწილი ჰებრიდულ კუნძულებთან ერთად. აქაური ეპიპლატფორმული კამბრიული ნალექების დახასიათებისას უკვე ვახსენეთ დარნესის კირქვების 1000 მეტრიანი დასტა, რომელშიც კამბრიული ფაუნაა (Archaeocyathus, Paradoxides) წარმოდგენილი. წყების ზედა ნაწილში კი ორდოვიციული იერის მხართფეხიანებია მიკვლეული.

გეოსინკლინური ბუნებისაა ორდოვიციული კორნეულსის ტერიტორიაზე, მაგრამ ის სხვა გეოტექტონიკურ სტრუქტურას – ცენტრალური ევროპის გეოსინკლინურ სარტყელს, მიეკუთვნება, რომელშიც კალედონიური გეოსინკლინური სარტყლისაგან განსხვავებით, არა მხოლოდ ორდოვიციულსა და სილურულში, არამედ დევონურ პერიოდშიც გეოსინკლინური ნალექდაგროვების რეჟიმი იყო შენარჩუნებული. მისი დახურვა და მთებად გადაქცევა მხოლოდ გვიან პალეოზოურში, ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინების შედეგად დასრულდა.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ფარგლებში ორდოვიციული ნალექების ზედაპირული გამოსავლები დიდ ფართობს არ იკავებენ, თუმცა ამ ნალექების გავრცელება სიღრმეში, უფრო ახალგაზრდა ბაქნური კომპლექსების ქვეშ, საკმაოდ დიდია, განსაკუთრებით პოლონეთის, ბალტიისპირეთის, მოსკოვის ოლქის ტერიტორიაზე. ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაში არდენების გეოსინკლინურ აუზთან დაკავშირებული შელფური ზღვა მხოლოდ დროგამოშვებით ჰფარავდა ბალტიური ფარის სამხრეთ პერიფერიას. ამ ასაკის ეპიპლატფორმული ნალექები მხოლოდ მცირე წყვეტილი გაშიშვლების სახით არის წარმოდგენილი ბალტიური ფარის პერიფერიებზე. ფარის მნიშვნელოვანი, ცენტრალური ნაწილი ჰიფსომეტრიულად უფრო მაღალი იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ამას მოწმობს როგორც ორდოვიციულის, ისე სილურული ფაციესების კანონზომიერი ცვლა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე (სამხრული შვედეთი, ქ. ოსლოს რაიონი, დალეკარლია, სკანია, ვესტერ- და ოსტერ-გოთლანდი, კუნძულები — ელანდი, გოთლანდი, საარემა), აგრეთვე ბალტიისპირეთში (იხ. სურ. 58).

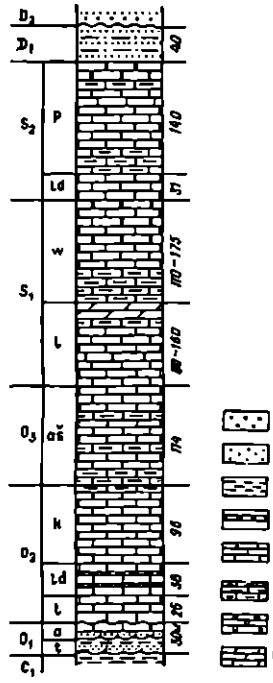
ჩრდილო ესტონეთში ორდოვიციული გაშიშვლებულია ბალტიური ზღვის სანაპირო ფლატეებზე, აგრეთვე კარიერებში, შესწავლილია მრავალრიცხოვან ჭაბურღილებშიც. ორდოვიციულის ჭრილი იწყება ქვედაკამბრიული კირქვების ეროდირებულ ზედაპირზე განლაგებული კირქვებით (სურ.

59) – ესაა ე.წ. ობოლუსიანი კირქვები, რომლებიც გაჭედილია ბრაქიოპოდის – Obolus apollinis-ის ნიჟარებითა და დამსხვრეული ნიჟარების ფრაგმენტებით. ალმავალ ჭრილში მათ თანხმობით მოჰყვება შავი ფერის გრაპტოლითებიანი (დიქტიონემიანი) ფიქლები. ორივე დასტა ტრემადოკულად თარიღდება. თანხმობითვე აგრძელებს გრაპტოლითებიან ფიქლებს გლაუკონიტიანი ქვიშაქვებისა და კირქვების მორიგეობით აგებული არენიგული სართული. ფაუნა ამ დასტაშიც მრავალრიცხოვანია და წარმოდგენილია მზართფეხიანებითა და ტრილობიტებით. ქვედა ორდოვიციულის (ტრემადოკულის და არენიგულის) სიმძლავრე 30-ოდე მეტრია.



სურ. 58. ფინეთ-სკანდინავიის ძლიერ გამარტივებული სქემატური გეოლოგიური რუკა (Hogbomi-ს და Holtedali-ს მიხედვით, ალ. ჯანელიძიდან, 1963). წერტილებით აღნიშნულია ბერგენის კრისტალური მასივი (კამბრიულისწინა); მეჩხერად დაშტრიხული – სკანდინავიის მიების გეოსინკლინური ფაციესები (პრეკამბრიული, კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული); მჭიდროდ დაშტრიხული – დაუნაოჭებელი კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული.

ქვედა ორდოვიციულზე თანხმობით არის განლაგებული 160 მეტრამდე სისქის, ფაუნით (ტრილობიტები, ბრაქიოპოდები, ოსტრაკოდები, გრაპტოლითები და სხვ.) მდიდარი კირქვები და თიხიანი კირქვები. კარბონატულია ზედა ორდოვიციულიც – ის წარმოდგენილია სხვადასხვაგვარი კირქვებით (დეტრიტული, ორგანოგენული, ორგანოგენულ-დეტრიტული). სიმძლავრე 100მ-მდეა. ზედა ორდოვიციულიც საკმაოდ მდიდარი ფაუნით არის დახასიათებული. ორდოვიციულს თანხმობით მოჰყვება სილურული, რომელიც აგრეთვე კარბონატულია.



სურ. 59. ესტონეთის ორდოვიციულისა და სილურულის ნორმალური გეოლოგიური ჭრილი.(ე. ვლადიმირსკაიას და ავტ. მიხედვით, 1985)
1-გრაველიტები; 2-ქვიშაქვები; 3-თიხები; 4-სწორკეთა ფიქლები; 5-კირქვები; 6-თიხიანი კირქვები; 7-დოლომიტები; 8-შერგელები.

ამრიგად, ორდოვიციულის ჭრილი აქ სრულია, მაგრამ მცირე სიმძლავრის (სამასიოდე მეტრი). მარჩხი ზღვის ნალექები დაუნაოჭებელია, მეტამორფიზმის პროცესების ზეგავლენის ნიშნებს მოკლებული – ე.ი. საქმე გვაქვს ტიპურ ეპიპლატფორმულ კომპლექსთან.

სკანდინავიის ნახევარკუნძულის სამხრეულ ნაწილში (დალეკარლია, ოსლოს მიდამოები, სკანია) ორდოვიციულის ჭრილების შესწავლა ნათელჰყოფს, რომ სამხრეთის მიმართულებით – არდენების გეოსინკლინისაკენ, ზღვის სიღრმე თანდათანობით მატულობდა: დალეკარლიაში ორდოვიციული მცირე სისქის ქვიშაქვებითა და კირქვებით არის წარმოდგენილი; ოსლოს მიდამოებში კარბონატულ ქანებთან გრაპტოლითებიანი ფიქლები მონაცვლეობენ ე.ი. აქ მარჩხი ზღვის ნალექებში უფრო ღრმა ზღვის ფაციესებიც გამოერევა და შერეულ ფაციესებთან გვაქვს საქმე. კიდევ უფრო სამხრეთით – სკანიაში, ორდოვიციული გრაპტოლითებიანი ფიქლების სქელი (1200მ-მდე) წყებით არის წარმოდგენილი. აშკარაა, რომ ბალტიური ფარის სამხრეულ კიდეზე ორდოვიციულში ზღვა არდენების გეოსინკლინიდან ვრცელდებოდა. ოსლოს რაიონში არსებული შერეული ფაციესები მოწმობს, რომ ზღვის სიღრმე ცვალებადი იყო. დროგამოშვებით ის წინ მიიწევდა ჩრდილოეთისაკენ და ამ დროს კარბონატულ ნალექებზე გრაპტოლითებიანი ფიქლები განლაგდებოდა.

არდენების გეოსინკლინური სარტყელი, რომელიც კამბრიულშიც და შემდგომაც – ორდოვიციულსა და სილურულში, ბალტიურ ფარს სამხრეთიდან ემიჯნებოდა, წარმოადგენდა იმ ვრცელი ოროგენის განაპირა ჩრდილო აუზს, რომელიც ერთიმეორისაგან ჰყოფდა აღმოსავლური ევროპისა და აფრიკა-არაბეთის კონტინენტურ პლატფორმებს. ეს ჩრდილოეთი გეოსინკლინური სარტყელი კორნეულსიდან იწყება. ამ მხარის ორდოვიციული, როგორც უკვე ვიცით, გეოსინკლინური ბუნებისაა. აღმოსავლეთისაკენ ორდოვიციული (საერთოდ პალეოზოური) იძირება და უფრო ახალგაზრდა – მეზოზოური და კაინოზოური, ნალექებით არის გადაფარული. მხოლოდ ჭაბურღილებით არის დადგენილი ორდოვიციულის გრაპტოლითებიანი ფიქლების არსებობა კენტში (სამხრეთ-აღმოსავლური ინგლისი) და პადეკალეს მეორე მხარეს – საფრანგეთის ტერიტორიაზე (ქ. ბულონის მიდამოებში). ორდოვიციული კვლავ გამოჩნდება ზედაპირზე არდენებში, რაინის ფიქლებიან მასივში, საქსონიასა და ტურინგიაში, აგრეთვე პოლონეთში – ლისა გორას მასივში. მთელ ამ ზოლში, რომელსაც არდენების გეოსინკლინს უწოდებენ, ორდოვიციული თანხმობით არის განლაგებული კამბრიულზე, ამასთან გადასვლა მათ შორის იმდენად თანდათანობითია, რომ ამ ორი სისტემის ერთიმეორისგან გამიჯვნა ხშირ შემთხვევაში საკმაოდ ძნელია, ისევე როგორც საზღვრის ზუსტად გატარება ორდოვიციულსა და სილურულს შორის. მკაფიო

კუთხური უთანხმოება აღინიშნება მხოლოდ დევონურის ძირში. მთელ ამ ზოლში ორდოვიციული გაშლილი ღრმა ზღვის ფაციესებით, მეტწილად გრაპტოლითებიანი ფიქლებით არის წარმოდგენილი. საკმაოდ მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალა, რომელიც ორდოვიციული ნალექების ჭრილებში სხვადასხვა დონეზეა მიკვლეული, მოწმობს, რომ სისტემა სრულად არის წარმოდგენილი ე.ი. ორდოვიციული პერიოდის განმავლობაში ნალექდაგროვება უხარვეზოდ მიმდინარეობდა. ორდოვიციულიც და სილურულიც დანაოჭებულია, ისევე როგორც მათზე უთანხმოდ განლაგებული დევონური.

ბრეტან-ბოჰემის ზოლში, ისევე როგორც კამბრიულში, ნალექდაგროვების თავისებური პირობები იყო ორდოვიციულში. ბრეტან-ბოჰემის გეოანტიკლინი (ან კუნძულთა რკალი, როგორც ახლა უწოდებენ ანალოგიურ სტრუქტურებს) სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა არდენების გეოსინკლინურ აუზს და გამოჰყოფდა მას სამხრული ევროპის ან ხმელთაშუა ზღვის ვრცელი ოროგენული სარტყლისაგან, რომელიც შორს ვრცელდებოდა სამხრეთისაკენ – აფრიკაარაბეთის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო კიდემდე. ბრეტან-ბოჰემის გეოანტიკლინს კამბრიულის თავისებური, გარდამავალი ბუნების ფაციესების გამო ჩვენ უკვე გავეცანით. სედიმენტაციის სპეციფიკური პირობები აქ ორდოვიციულ პერიოდშიც გრძელდებოდა. ზოლის დასავლურ ნაწილში – არმორიკულ მასივში, ორდოვიციული ტრანსგრესიით იწყება. მის ძირში ხარვეზია, აკლია ტრემადოკული და კამბრიულზე უშუალოდ არის განლაგებული არეგინული სართულის კონგლომერატები, რომელთაც ზევით ჯერ ე.წ. არმორიკული ქვიშაქვების (500მ) და გრაპტოლითიანი ფიქლების მორიგეობა მოჰყვება, შემდეგ კი გრაპტოლითებიანი ფიქლები, ქვიშაქვები და ჭრილის სულ ზედა ნაწილში – კარადოკული სართულის ასპიდური ფიქლები. ორდოვიციულზე თანხმობით არის განლაგებული სილურულის შავი ფიქლები.

ტრანსგრესიულია ორდოვიციული ბოჰემის მასივშიც, მაგრამ ზღვამ აქ უფრო ადრე, ტრემადოკულ საუკუნეშივე მოალწია და დაფარა გვიან კამბრიულ ეპოქაში ხმელეთზე დაგროვილი ვულკანოკლასტოლითები და ლავური განფენები. ისე რომ, ამჯერადაც ხარვეზია ნალექდაგროვებაში, რომელიც ორდოვიციულ პერიოდს უძღვოდა წინ. ტრემადოკული სართული იწყება ფუძის კონგლომერატით, რომელსაც ზევით ქვიშაქვები და გრაპტოლითებიანი ფიქლები მოჰყვება. შემდეგ ალმაცერ ჭრილში ისევ ქვიშაქვები და ფიქლებია ტრილობიტების ფაუნით და ბოლოს, ბრაქიოპოდების ნაშთების შემცველი კვარციტების წყება, რომელზეც მკაფიო უთანხმოებით არის განლაგებული სილურული სისტემის გრაპტოლითიანი ფიქლები. ორდოვიციულის სისქე ბოჰემის მასივში 1500მ-მდეა. ისევე როგორც კამბრიული, ბრეტან-ბოჰემის ზოლში ორდოვიციულიც დანაოჭებულია. აღსანიშნავია კიდევ ერთი გარემოებაც – ბოჰემის მასივის ორდოვიციულ ნალექებთან ფუძე ქანების – დიაბაზების, შრეძარღვებია დაკავშირებული. მაგმატური აქტივობის პროდუქტები არაიშვიათად გვხვდება შუა ევროპის სხვა მასივების ორდოვიციულშიც (საფრანგეთის ცენტრული პლატო, ვოგეზები, შვარცვალდი და ა.შ.).

ოროგენული სარტყელი, რომელიც ადრე პალეოზოურში ბრეტან-ბოჰემის გეოანტიკლინიდან სამხრეთით მდებარეობდა, მოიცავდა ხმელთაშუა ზღვის ოლქის ყველა ქვეყნის ტერიტორიას. ამ ზოლში მოქცეულია არაერთი ძველი მასივი, რომელთა აგებულებაში ძლიერ მეტამორფიზებული, ინტენსიურად დანაოჭებული, უნამარხო ქანების დიდი სისქის წყებებში საკმაოდ რთულია ნალექების ზუსტი დათარიღება და სტრატიგრაფიული ერთეულების ერთმანეთისგან გამიჯვნა. უდავოდ დათარიღებული ორდოვიციული და სილურული ცნობილია ცენტრალურ და აღმოსავლურ პირენეებში, იბერიის (მეზეტის) მასივში, აღმოსავლურ ალპებში, მთაშავას მასივში, კუნძულ სარდინიაზე და მაროკოში. როგორც ორდოვიციულის ფაციესების ცვლის კანონზომიერებიდან ირკვევა, ამ დროისთვის ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყელი ალარ წარმოადგენდა ვრცელ, ერთიან აუზს და გეოანტიკლინებით (კუნძულთა რკალებით, მიკროკონტინენტებით) ის უკვე ცალკეულ გეოსინკლინურ როფებად იყო დანაწევრებული. როფებში ორდოვიციული მეტწილად თანხმობით აგრძელებს კამბრიულს. აქ მათ შორის კუთხური უთანხმოება მხოლოდ იშვიათად აღინიშნება, ისევე როგორც ორდოვიციულსა და სილურულს შორის. როფების ფარგლებში ორდოვიციულის ჭრილებში გრაპტოლითებიანი ფიქლები სჭარბობს. გეოანტიკლინებთან მიახლოვებისას იზრდება ქვიშაქვების, ნაწილობრივ ორგანოგენული კირქვების როლი. ასეთ ადგილებში უფრო ხშირია უთანხმოება არა მხოლოდ ორდოვიციულის საგებში, არამედ სილურულსა და ორდოვიციულის შორისაც. ჩანს, ეს ის ადგილებია, სადაც სილურულისწინა (ტაკონიური) ფაზისის გამოვლინების პროცესში გეოანტიკლინების აზევება ემერსიამდე მიიყვანა, ადრე დაგროვილი ნალექები

ნაწილობრივ გადაირეცხა, შემდგომ კი – სილურულში, დაძირვითი მოძრაობების ხელახალმა გაძლიერებამ ისინი კვლავ გადააქცია სედიმენტაციის არედ. ასეთია სურათი, მაგალითად, კ. სარდინიაზე სამხრეთისკენ, რაც უფრო ეუახლოვდებით აფრიკის კონტინენტურ პლატფორმას, თანდათან მატულობს კლასტური მასალის სიმსხო და რაოდენობა. აშკარაა, აქეთკენ მდებარეობდა ხმელეთი, საიდანაც ხმელთაშუა ზღვის ოროგენულ სარტყელში დიდძალი ტერიგენული პროდუქტები შემოდიოდა. ხმელთაშუა ზღვის სარტყელის ორდოვიციულის ერთ-ერთი თავისებურებაა აგრეთვე ვულკანიზმის პროდუქტების მნიშვნელოვანი წილი, განსაკუთრებით ბალკანეთის რეგიონში, ალპებსა და კარპატებში.

ორდოვიციული ნალექები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ **ურალ-მონღოლეთის ოროგენულ სარტყელში**. ოროგენის ჩრდილო სეგმენტს ურალის გეოსინკლინი შეადგენდა. თანამედროვე ურალის აღმოსავლურ კალთებზე ორდოვიციულის ჭრილში დიდ როლს თამაშობენ ვულკანოგენური და ვულკანური ქანების კომპლექსები – ფუძე ეფუზიური მაგმატიზმის პროდუქტები – ლავები და პიროკლასტოლითები (ტუფები, ტუფიტები). ისინი შეადგენენ ამ რეგიონის ორდოვიციული ნალექების თითქმის ორ მესამედს. მათი საერთო სიმძლავრე რამდენიმე ათას მეტრს აღწევს. ურალის დასავლური კალთების გასწვრივ, პირიქით, სინქრონული ნალექები, მეტწილად, ტერიგენულია, კარბონატული და კარბონატულ-ფიქლებრივი – იგრძნობა აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის სიახლოვე. ტიპური გეოსინკლინური ბუნებისაა ორდოვიციული სისტემა ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის ცენტრალური სეგმენტის (ყაზახეთი, ცენტრალური აზია) ფარგლებში. ესაა რამდენიმე ათასი მეტრის სისქის, ფაუნით (გრაპტოლითები, ტრილობიტები, მბარათფეხიანები, მარჯნები) მდიდარი ნალექები. ამავე სეგმენტის სამხრულ ნაწილში დიდია ფუძე (იშვიათად, მჟავე) შედგენილობის ეფუზივების როლი, რომლებიც ტერიგენულ ქანებთან მორიგეობენ. ტერიტორია, რომელსაც ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყელი მოიცავდა, ორდოვიციულ პერიოდში ერთიანად არ იყო ზღვით დაფარული. ოროგენულ სარტყელში უკვე არსებობდა ადრეკალედონიური (სალაირის) დანაოჭების პროცესში წარმოშობილი კუნძულები, საიდანაც ტერიგენული მასალა შედიოდა მოსაზღვრე აუზებში. ასეთი კუნძულების არსებობა დაფიქსირებულია ცენტრალური ყაზახეთის ტერიტორიაზე, ალტაი-საიანის მხარეში და მონღოლეთში. ამავე სეგმენტის დასავლურ ნაწილში საკმაოდ ძლიერი იყო კალედონიური ოროგენეზისის ტაკონიური (სილურულის წინა) ფაზისის გამოვლინება, რასაც თან ახლდა ინტრუზიული მაგმატიზმის გაცხოველება და დიდი გრანიტოიდული ინტრუზიების შემოჭრა ჩრდილო ტიანშანიდან მოყოლებული ვიდრე პეტროპავლოვსკა და ომსკამდე ვრცელი ტერიტორიის სიღრმეში.

ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე ორდოვიციულს საკმაოდ მნიშვნელოვანი ტერიტორია უკავია ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილებში, თუმცა, კამბრიულთან შედარებით, ეპიკონტინენტური აუზის ფართობი რამდენადმე შემცირებულია. მართალია, ორდოვიციულის ფაციესები ამ ვრცელ ტერიტორიაზე საკმაოდ მრავალფეროვანია, მაგრამ ერთი ნიშანდობლივი თავისებურება მაინც თვალშისაცემია – ყველა შემთხვევაში საგრძნობია კარბონატული ნალექდაგროვების უპირატესი წილი. ესაა თბილ ზღვებში დაგროვილი, მრავალრიცხოვანი და მრავალფეროვანი ზღვიური ფაუნით დახასიათებული ნალექები. ბევრ ჭრილში შუა ორდოვიციულის წინ ხარვეზი აღინიშნება. ორდოვიციულის სისქე ციმბირის პლატფორმის ფარგლებში რამდენიმე ასეულ მეტრს არ აღემატება.

საკმაოდ ფართო გავრცელება აქვს ორდოვიციული პერიოდის ნალექებს **ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე**. აპალაჩებში ორდოვიციული წარმოდგენილია, ერთი მხრივ, დიდი სისქის (4000მ-მდე) ვულკანოგენურ-დანალექი წყებებით და კაჟიანი ფიქლებით – აღმოსავლურ ნაწილში, მეორე მხრივ კი, ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმასთან სიახლოვეს – შედარებით მცირე სისქის კარბონატული ნალექებით, რომელთაც ზევით ზედაორდოვიციული ტერიგენული კომპლექსები – თიხაფიქლები და ქვიშაქვები ცვლიან. გვიან ორდოვიციულში ტერიგენული მასალის როლის მკვეთრი მატება, როგორც ვარაუდობენ, დაკავშირებული უნდა იყოს კალედონიური ოროგენეტული ციკლის ტაკონიური ფაზისის საკმაოდ ძლიერ გამოვლინებასთან, რამაც აუზში წყლის დონის ზევით საკმაოდ აზევებული კუნძულების წარმოშობა განაპირობა. ორდოვიციულში ზღვამ დაფარა ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის მნიშვნელოვანი ნაწილი. ეპიკონტინენტურ ზღვაში თავდაპირველად კარბონატული ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა, შუა ორდოვიციულში ხანმოკლე რეგრესიას ემერსია მოჰყვა და გაჩნდა კუნძულები, რომლებიც დენუდაციას

განიცდიდნენ და აუზში ტერიგენული მასალის წილმა მოიმატა. გვიან ორდოვიციულში აუზის ძირითადი ნაწილი კვლავ კარბონატული ნალექდაგროვების არედ იქცა. ამავე დროს ეპიკონტინენტური აუზის აღმოსავლურ ნაწილში აპალაჩების მხრიდან ტაკონიური ფაზისის შედეგად აზეევებული უბნების გადარეცხვის პროდუქტები შემოდის და ტერიგენული ნალექები გროვდება.

სხვაგვარია ამ დროს სედიმენტაციის პირობები ჩრდილო ამერიკის დასავლურ ნაწილში. უკიდურეს დასავლეთში კორდილიერების ოროგენულ სარტყელში ალიასკიდან კალიფორნიამდე ორდოვიციულის განმავლობაში გროვდებოდა თიხაფიქლები, კაჟიანი ფიქლები, ტუფოგენები და ლავები. გეოსინკლინური. აუზის დანარჩენი ნაწილის ერთი უბანი (აღმოსავლური) კარბონატული ნალექდაგროვების არეს წარმოადგენს, დასავლეთით კი ამ დროს გრაპტოლითიანი ფიქლები ილექება. ყველა შემთხვევაში ნალექების სისქე დიდია, დანაოჭება – ინტენსიური.

სამხრული ამერიკის გეოსინკლინურ ზოლში ორდოვიციული ძირითადად დიდი სისქის ტერიგენული წყებებით არის წარმოდგენილი. აღმოსავლეთით მნიშვნელოვანია ქვიშაქვების როლი. დასავლეთისკენ ქვიშაქვის შრეები თანდათან გამოისოლება და მათ ადგილს ჰრილში თიხაფიქლები იკავებენ. ამავე დროს სამხრული ამერიკის კონტინენტის დანარჩენი ტერიტორია თითქმის მთლიანად (კონტინენტური პლატფორმა) აზეევებულია და დენუდაციის არეს წარმოადგენს. აზეევებულია აგრეთვე გონდვანისის სუპერკონტინენტის აფრიკული ნაწილის ტერიტორიაც. ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა აუზში, რომელიც სამარის ტერიტორიას ჰფარავდა. აქ ორდოვიციული წარმოდგენილია ზღვიური კვარციანი ქვიშაქვებით, კონგლომერატებისა და თიხების შუაშრეებით. ნალექების სისქე 500-800მ-ია, თუმცა პლატფორმის ფუნდამენტის უფრო ღრმად დაძირულ უბნებში 2000 მ-საც აღწევს. ეპიკონტინენტური ზღვით მისი ცენტრალური ნაწილი იყო დაფარული. აქედან ზღვა განედური მიმართულებით ვრცელდებოდა კონტინენტის დასავლურ კიდემდე.

ავსტრალიის ალპების იმ ზოლში, რომელიც კონტინენტურ პლატფორმას ქსაზღვრება, ორდოვიციულის ჰრილში მნიშვნელოვანია ტერიგენული ნალექების წილი, ნაკლებ როლს თამაშობენ კარბონატული ქანები. აღმოსავლეთისაკენ დიდი სისქის (4000მ) გეოსინკლინური კომპლექსების აგებულებაში დომინირებენ ტუფები და ლავები, თიხაფიქლები და კაჟიანი ფიქლები, არაიშვიათად გრაპტოლითიანი ფიქლებიც. ორდოვიციული დანაოჭებულია და მასზე მკაფიო კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული სილურული. უთანხმოება ამჯერადაც, როგორც ჩანს, ტაკონიური ფაზისის გამოვლინებას უკავშირდება, თუმცა გეოსინკლინის საბოლოო დახურვა და მის ადგილას მთათა სისტემის წარმოშობა ამ დროს არ მომხდარა. სილურულში ისევ ზღვიური ნალექდაგროვება გრძელდება, თუმცა აუზი უკვე შედარებით უფრო მარჩხია, ვიდრე ორდოვიციულის ზღვა იყო.

ტრანსგრესიები და რეგრესიები. პალეოზოური ერის განმავლობაში მომხდარ ტრანსგრესიათა შორის ერთ-ერთი უდიდესი იყო ორდოვიციულ პერიოდში მომხდარი ზღვის წინსვლა. იმდროინდელ ზღვიურ ფაციესებს თანამედროვე კონტინენტების ტერიტორიის თითქმის ნახევარი უკავიათ. ზღვით იყო დაფარული ჩინეთის კონტინენტური პლატფორმის თითქმის სამი მეოთხედი, ციმბირის პლატფორმის ორი მესამედი, აღმოსავლური ევროპისა და ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმების ორი მეხუთედი. რაც შეეხება გონდვანას, მისი დიდი ნაწილი, ისევე როგორც კამბრიულში, ორდოვიციულშიც აზეევებული იყო. ზღვას ეკავა მხოლოდ ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის მნიშვნელოვანი ნაწილი და აფრიკის კონტინენტის ჩრდილო-დასავლური ტერიტორია ატლასების გეოსინკლინის სამხრეთით. სწორედ ამ გეოსინკლინურ აუზთან იყო დაკავშირებული მარჩხი, ეპიკონტინენტური ზღვა სამარის ტერიტორიაზე.

ოროგენეტული და მაგმატური მოვლენები ორდოვიციულში საკმაოდ ძლიერად გამოვლინდა. ინტენსიური ეფუზიური ვულკანური აქტივობის შედეგად წარმოქმნილ პროდუქტებს (ლავებს, პიროკლასტოლითებს) ჩვენ არაერთხელ შევხვედით ორდოვიციული პერიოდის ნალექების დახასიათებისას. რაც შეეხება ოროგენეტულ პროცესებს, რომლებიც ორდოვიციულსა და სილურულში ზოგ გეოსინკლინში საკმაოდ ძლიერი იყო, მათ შესახებ მხოლოდ მას შემდეგ ვისაუბრებთ დეტალურად, როცა სილურულ სისტემასაც გავეცნობით. ახლა კი მხოლოდ ის შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ ამ ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ერთ-ერთმა ძლიერმა პაროქიზმმა, რომელსაც ტაკონიურ ფაზისს უწოდებენ, ბევრგან მკაფიო კუთხური უთანხმოება წარმოშვა ორდოვიციულსა და სილურულს შორის.

სილურული სისტემა

სილურული სისტემის გამოყოფა. სილურული სისტემა იმ მოცულობით, როგორც ამჟამად არის გეოლოგების მიერ აღიარებული, მხოლოდ 1960 წელს იქნა საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის მიერ დაკანონებული. სილურული პერიოდი მოიცავს დროის ინტერვალს ორდოვიციულის დასასრულსა და დევონურის დასაწყისს შორის და მხოლოდ 35 მილიონ წელს ითვლის — დაიწყო 435 მილიონი წლის წინ და 400 მლნ. წლამდე გრძელდებოდა. თავდაპირველად, ფართოდ გაგებული (ორდოვიციული + სილურული s.sts) სილურულის გამოყოფა, როგორც უკვე ვიცით, ინგლისში (უელსში) ქვედა პალეოზოურის კლევებთან არის დაკავშირებული. აქვეა ორდოვიციულისა და სილურულის სტრატოტიპული ჭრილები. ამ ჭრილების პალეონტოლოგიური მასალა დაედო საფუძვლად სილურულის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემას — სართულები და გრაპტოლითებიანი ზონები სწორედ უელსში იქნა გამოყოფილი. იმდროინდელ სტრატიგრაფიულ სქემებში და შემდგომაც — 1960 წლამდე, დღევანდელი სილურული სისტემა გოთლანდური სექციის რანგში ფიგურირებდა.

სილურული სისტემის საზღვრები. სილურული სისტემის ქვედა საზღვარი ხშირ შემთხვევაში საკმაოდ მკაფიოა და გამოხატულია სისტემის საგებში არსებული კუთხური უთანხმოებით, რომელიც ჩვენ არაერთი რეგიონის ორდოვიციულის გაცნობის დროს შევნიშნეთ. მაშინვე ითქვა, რომ უთანხმოება დაკავშირებულია კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინებასთან, კერძოდ, ტაკონიურ, ფაზისთან, რომელმაც სილურულის წინ მრავალ ადგილას ემერსიამდე მისული დანაოჭება-აზევება გამოიწვია და სილურული ნალექების საგებში კუთხური უთანხმოება წარმოშვა. ასეთი მკაფიო უთანხმოება მკვეთრ ფაციესურ (ლითოლოგიურ) განსხვავებასთან ერთად, გახდა რ. მერჩისონისეული სილურულის ორ დამოუკიდებელ სისტემად გაყოფის ერთ-ერთი უმთავრესი საფუძველი. იქ, სადაც უთანხმოება არ აღინიშნება და სილურული თანდათანობით აგრძელებს ორდოვიციულს, ამ ორი სისტემის გამიჯვნა პალეონტოლოგიურ მასალას ეფუძნება. სილურული პერიოდის ცოცხალი ბუნების გაცნობისას დავრწმუნდებით, რომ სილურული პერიოდის დასაწყისიდან ფაუნა გაცილებით უფრო მდიდარი და მრავალფეროვანია ვიდრე ორდოვიციულში იყო. მართალია, მაღალი რანგის ძირითადი ტაქსონები იგივე რჩება, მაგრამ ჩნდება ამ ტაქსონების (რიგების, ოჯახების) სილურულისთვის დამახასიათებელი, უამრავი ახალი წარმომადგენელი.

კიდევ უფრო მკაფიოდ არის გამოხატული უთანხმოება სისტემის ზედა საზღვარზე — სილურულსა და დევონურს შორის, თანაც, მეტწილად, თვალშისაცემია სხვაობა ფაციესებში. ბევრ რეგიონში, რომელთა შესახებ ცოტა მოგვიანებით გვექნება საუბარი, სილურულის დანაოჭებულ, ნორმულ ზღვიურ ნალექებზე უთანხმოდ არის განლაგებული დაუნაოჭებელი, კონტინენტური პირობებში დაგროვილი ქანების კომპლექსი. თუმცა, არაიშვიათად სილურულისა და დევონურის მიჯნაზე არსებობს გარდამავალი წყება, (ე.წ. „დაუნტონური სართული“), რომლის ალმავალ ჭრილებშიც ერთიმეორეს ენაცვლებიან ნორმულ ზღვიური და კონტინენტური ნალექები. ამგვარი შერეული ფაციესების არსებობა ორი სისტემის მიჯნაზე, ბუნებრივია, ართულებს ზუსტი საზღვრის დადგენას მხოლოდ ლითოლოგიური კრიტერიუმების გათვალისწინებით. ასეთ შემთხვევაში გეოლოგი პალეონტოლოგიურ მასალას იშველიებს. სილურულის ბოლოს ისპობიან უკანასკნელი ნამდვილი გრაპტოლითები — სილურული სისტემის ჭრილს აგვირგვინებს Monograptus colonus-ის ზონა. სწორედ ამ ზონის სახურავი არის მიჩნეული სილურულის ზედა საზღვრად.

სილურული სისტემის ფაციესები. ზღვის ტრანგესიამ, რომელსაც ადგილი ჰქონდა სილურულის დასაწყისში, კიდევ უფრო გაზარდა კონტინენტურ პლატფორმებზე ზღვით დაფარული ტერიტორიების ფართობი. ამიტომ სილურული თითქმის მხოლოდ ზღვიური ფაციესებით არის ყველა კონტინენტზე წარმოდგენილი. დაიძირა გეოსინკლინებში ტაკონიური ოროგენტული ფაზისის გამოვლინების პროცესში აზევებული კუნძულები და ძველი მასივები (მიკროკონტინენტები). ამასთან, სილურულის ფაციესები მეტწილად ტერიგენულია, შედარებით იშვიათად — კარბონატული. რეგრესიული ფაციესები ჩნდება მხოლოდ პერიოდის ბოლოს (გავიხსენოთ დაუნტონური „სართულის“ შერეული ფაციესები), როდესაც კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის მთავარი

ფაზისების გამოვლინების შემდეგ მნიშვნელოვანი პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები მოხდა. ამავე ფაზისებთან არის დაკავშირებული მაგმატური პროცესების გააქტიურება სილურულში. იმდროინდელ ფაციესებს შორის მნიშვნელოვანია ვულკანური აქტივობის შედეგად წარმოქმნილი ვულკანოგენებისა და ლავური განფენების წილიც.

სილურული სისტემის დანაწილება. გოთლანდურ სექციაში, რომელიც თავდაპირველად ფართოდ გაგებული სილურულის ზედა ნაწილს შეადგენდა, იმთავითვე ოთხი სართული გამოყვეს: ლანდოვერიული, უენლოკური, ლუდლოუური და დაუნტონური. პირველი სამი სართული გამოყოფილი იქნა ინგლისში რ. მერჩისონის მიერ სხვადასხვა დროს (უენლოკური — 1829წ., ლუდლოუური — 1833წ., ლანდოვერიული — 1859წ.). ლანდოვერიული და უენლოკური სართულები სტრატოტიპულ ჭრილებში მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნით (გრაპტოლითები, მარჯნები, ტაბულატები, ბრაქიოპოდები) არის დახასიათებული და სხვა, მეზობელ თუ შორეულ რეგიონებში სინქრონული ნალექების კორელაცია ინგლისურ სტრატოტიპებთან დიდ სირთულეს არ წარმოადგენს. რაც შეეხება ლუდლოუურს, მისი სტრატოტიპული ჭრილის მხოლოდ ქვედა ნაწილია დახასიათებული ფაუნით, ზედა ნაწილი კი, რომელიც ამავე დროს უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა ლუდლოუურზე, მოკლებულია ნამარხი ორგანიზმების ნაშთებს. ამის გამო მისი ეტალონურ სტატიგრაფიულ ერთეულად მიჩნევა სრულიად არაბელსაყრელია. პრობლემის გადაჭრის ცდას წარმოადგენდა 1879 წელს ჩ. ლაპვორსის მიერ რ. მერჩისონის ლუდლოუურის ზედა, უფაუნო ნაწილის დამოუკიდებელ სართულად გამოყოფა. ჩ. ლაპვორსმა მას დაუნტონური სართული უწოდა. და მაინც, შემდგომშიც, თითქმის 80 წლის განმავლობაში არ შეწყვეტილა დავა დაუნტონური „სართულის" მოცულობისა და სტრატიგრაფიული ადგილის (სილურულის ბოლო სართული, თუ დევონური სისტემის უძველესი წევრი?) თაობაზე. არსებულ აზრთა სხვადასხვაობა გახდა იმის მიზეზი, რომ გეოლოგებმა საერთოდ თქვეს უარი დაუნტონურ „სართულზეც" და მის ინგლისურ სტრატოტიპზეც და სილურული სისტემის ტერმინალური სართულს *პრაიდოლის სართული* უწოდეს ჩეხეთის ტერიტორიაზე არსებული, ფაუნით მდიდარი სინქრონული ნალექების მიხედვით, რომლებიც ქ. პრაიდოლის მიდამოებშია გაშიშვლებული. იქაურ სტრატოტიპში (უფრო ზუსტი იქნება — ნეოსტრატოტიპში) გარდა იმისა, რომ ნალექები მდიდარია ფაუნით, ჭრილიც სრულია. პრაიდოლის სართულის ნალექები თანხმობით მოსდევს ფაუნით დახასიათებულ ლუდლოუურ სართულს და უხვარეზოდ, თანდათანობით გადადის დევონური სისტემის ფაუნიან შრეებში.

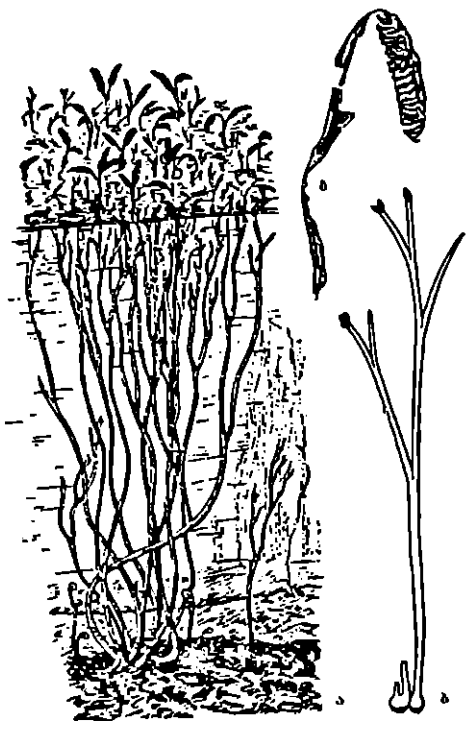
მართალია, სილურულში არამხოლოდ სართულები, არამედ უმცირესი სტრატიგრაფიული ერთეულებიც (გრაპტოლითებიანი ზონები) კი არის გამოყოფილი, მაგრამ მისი სექციებად დანაწილების თაობაზე დღემდე ერთი აზრი არ არსებობს. რუსეთში სილურულში ორ სექციას გამოჰყოფენ: ქვედა სილურულს შეადგენს ლანდოვერიული და უენლოკური, ზედა სილურულს — ლუდლოუური და პრაიდოლის სართულები.

ამრიგად სილურულის სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა ასე გამოიყურება:

სილურული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილება

ცხრილი N9

სექცია	სართული	ეპოქის ხანგრძლივობა (მლნ წ.)
ზედა სილურული S_2	პრაიდოლის ლუდლოუური	15
ქვედა სილურული S_1	უენლოკური ლანდოვერიული	20



სურ. 60. რინიოფიტები. ა – რეკონსტრუქცია; ბ – მცენარის საერთო იერი; გ – სპორებიანი „თავთავი" (ვ. დრუშჩიცის და ო. ობრუჩევას მიხედვით, 1971);

გრაპტოლითების ფაუნისტური კომპლექსების ცვლის საფუძველზე სილურულში 20-მდე ზონაა გამოყოფილი.

სილურული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. სილურული პერიოდის მცენარეთა სამეფოში კვლავ მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ წყალმცენარეები. მაგრამ ამათ გარდა უკვე ჩნდებიან უმაღლესი მცენარეების ქვესამეფოს – პირველი წარმომადგენლები – რინიოფიტები (ტიპი Rhyniophyta). რინიოფიტები უძველესი მცენარეებია, რომლებიც ხმელეთზე დასახლდნენ დაახლოვებით 420–430 მლნ წლის წინ. ესენი იყვნენ 20-დან 70 სმ-მდე სიმაღლის ბალახეული იერის მცენარეები. მათი ღეროდიქოტომიურად იტოტებოდა მრავალგზის, არ გააჩნდათ ნამდვილი ფესვები და ფოთლები. ფესვის ფუნქციას ასრულებდა ღეროს მიწისქვეშა, დატოტვილი ნაწილები, ხოლო ფოტოსინთეზისას – ეპიდერმისის წანაზარდები, ფოთლების ერთგვარი ჩანასახები – ფილოიდები (სურ. 60). რინიოფიტების ნაშთები განამრხებულია მხოლოდ ფრაგმენტულად, მეტწილად ღეროების აღნაბეჭდების სახით. თავდაპირველად მათ ფსილოფიტების (Psilophyta – psilos ლათინურად შიშველს ნიშნავს ე.ი. შიშველი, უფოთლო მცენარეები) სახელით აღწერდნენ. მაგრამ შემდგომში გაირკვა, რომ ამ სახელწოდების ტაქსონში გაერთიანებულია ერთმანეთისაგან სრულიად განსხვავებული მცენარეები. ამიტომ ტიპს შეუცვალეს სახელი და რინიოფიტა (Rhyniophyta) უწოდეს. მათი წარმოშობა და ევოლუცია ჯერაც ბუნდოვანია. ცნობილია მხოლოდ ის, რომ ისინი გამოჩნდნენ შუა სილურულში, დაახლოებით 420–430 მლნ წლის წინ. მათი განსაკუთრებული აყვავების ხანა ადრე და შუა დევონურს ემთხვევა. დევონურის ბოლოს რინიოფიტები გადაშენდნენ. როგორც ვარაუდობენ, რინიოფიტები ხმელეთზე ბინადრობდნენ აუზების სანაპირო ზოლში, ნაწილობრივ წყალში. უმაღლესი მცენარეების ეს ჯგუფი, პრიმიტიული აგებულების მიუხედავად, მცენარეთა ხანგრძლივი ევოლუციის მნიშვნელოვან ეტაპს შეესატყვისება, რადგანაც აშკარაა, რომ სწორედ მათ უკავშირდება უმაღლესი მცენარეების მრავალფეროვანი ქვესამეფოს დასაბამი, თუმცა კონკრეტული ფილოგენეტიკური კავშირები რინიოფიტებისა უფრო მაღალორგანიზებულ მცენარეთა ტაქსონებთან ჯერაც გაურკვეველია.

მთელი სილურულისა და ადრე დევონურის განმავლობაში მცენარეთა სამეფო საოცრად ერთფეროვანია და მხოლოდ გვიანი დევონურიდან იწყებს განსაკუთრებულ აყვავებას. ამ დროიდან ნათლად ჩანს სისტემატიკური მრავალფეროვნება და ამასთან ერთად სხვადასხვაგვარ ეკოლოგიურ გარემოსთან მცენარეთა ადაპტაცია.

ცხოველთა სამეფო თითქმის ყველა იმ ჯგუფით არის წარმოდგენილი, რომლებიც ორდოვიციულშიც გვხვდება, მაგრამ ჩნდება გვარები, რომლებიც სილურული პერიოდისთვის არის დამახასიათებელი. ფორამინიფერების კლასიდან ამჯერადაც ასტრორიზიდებისა და ამოდისციდების რიგების წარმომადგენლებია მნიშვნელოვანი. ისინი ორკამერიან აგლუტინირებულ ნაჭუჭს გამოიმუშავებდნენ: პირველი – სფეროს ფორმის ემბრიონალური (საწყისი) კამერა იყო, მეორე მილაკისებური გრძელი კამერა, ან გორგალივით იყო დახვეული, ან სპირალურად ერთ სიბრტყეში ევოლუტურად დახვეული, ზოგჯერ კი ჯოხივით გამართული.

უმდაბლესი მრავალუჯრედიანებიდან სილურულში ფართოდ იყვნენ გავრცელებული კაჟიანი (ოთხღერძიანი) ღრუბლები (რიგი Tetraxonida – ბერძ. tetra ოთხი, axis-ღერძი). მათგან შეიძლება დავასახელოთ ორდოვიციულ-სილურულისათვის დამახასიათებელი გვარი Astylospongia (სურ. 61).



სურ. 61. გვ. Astylospongia (ორდოვიციული-სილურული).

სილურულში გვხვდებიან რეცეპტაკულიტებიც, რომლებიც კამბრიული პერიოდის ფაუნის გაცნობისას უკვე ვახსენეთ.

ნაწლავაღრუიანებიდან სილურულში მნიშვნელოვან როლს თამაშობდნენ სტრომატოპორები, რომლებიც რიფების შენებაშიც მონაწილეობდნენ. მათ გარდა წარმოდგენილი არიან კომუნიკატური ტაბულატები, ნამდვილი ჰელიოლითები და ორზონიანი ოთხსხივიანი მარჯნები (Tetracoralla). ტეტრაკორალები მნიშვნელოვან დასაყრდენს წარმოადგენენ პალეოზოურის დანაწილებისათვის ზედა ორდოვიციულიდან პერმულის ჩათვლით. მათ წარმატებით იყენებენ პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციებისა და პალეოზოოგეოგრაფიული დარაიონებისათვის. ტეტრაკორალების ცალკეული ფორმების ეპითეკის ნაოჭებისა და ზრდის ხაზების მიხედვით მეცნიერებმა შეძლეს წელიწადში დღეების რიცხვის რაოდენობის გამოანგარიშება.

სილურულ პერიოდში საგრძნობლად შემცირდა ტრილობიტების როლი. ორდოვიციულიდან სილურულში გადმოდიან ფაკოპიდები და ხერურიდები. განსაკუთრებით დამახასიათებელი არიან გვარები – Trinucleus, Yllaenus, Phacops, Dalmanites და სხვ. ასოსახსრიანების სხვა ჯგუფებიდან აღსანიშნავია ლიმულიდები (რიგი Limulida) და კიბომორიელები (რიგი Eurypterida). ევრიპტერიდებიდან სილურულში ჩნდება გვარები – Eurypterus, Pterygotus და Stylonurus; ამათ გარდა. უკვე არსებობენ ხმელეთზე მცხოვრები ასოსახსრიანებიც – მრავალფეხიანი და მორიელები.

სილურულში კიდევ უფრო მრავალფეროვანი ფორმებით არიან წარმოდგენილი ორსაგდულიანი მოლუსკები, კერძოდ, ჩნდებიან ნაირკბილიანები (რიგი Taxodonta). ამრიგად, სილურულში ორსაგდულიანების შვიდი რიგიდან ექვსი უკვე არსებობს და მხოლოდ ერთი რიგი ჩნდება მეზოზოურში (Pachyodonta). უფრო მრავალრიცხოვანია სილურულში წინალაყუჩიანი გასტროპოდები. კვლავ მნიშვნელოვანია ნაუტილოიდების როლი, განსაკუთრებით დიდია გაშლილი, სწორი ნიჟარის მქონე ორთოცერატიდებისა და ონკოცერატიდების წილი. მრავლადაა აქტინოცერატიდებიც.

თანდათან მცირდება მხართფეხიანთა გვარების რაოდენობა. ბრაქიოპოდებიდან სილურულში მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ პენტამერიდები, სტროფომენიდები, სილურულის ბოლოს მათ ემატება ტერებრატულიდები.

მიმაგრებული ეკალკანიანებიდან კვლავ არიან წარმოდგენილი ცისტოიდები, თუმცა მათი რაოდენობა შესამჩნევად არის შემცირებული. ჩნდებიან ნამდვილი ბლასტოიდები, რომლებიც განსაკუთრებულ აყვავებას უფრო გვიან, კარბონულ პერიოდში განიცდიან. მნიშვნელოვნად იმატებს ზღვის შროშნების რაოდენობა.

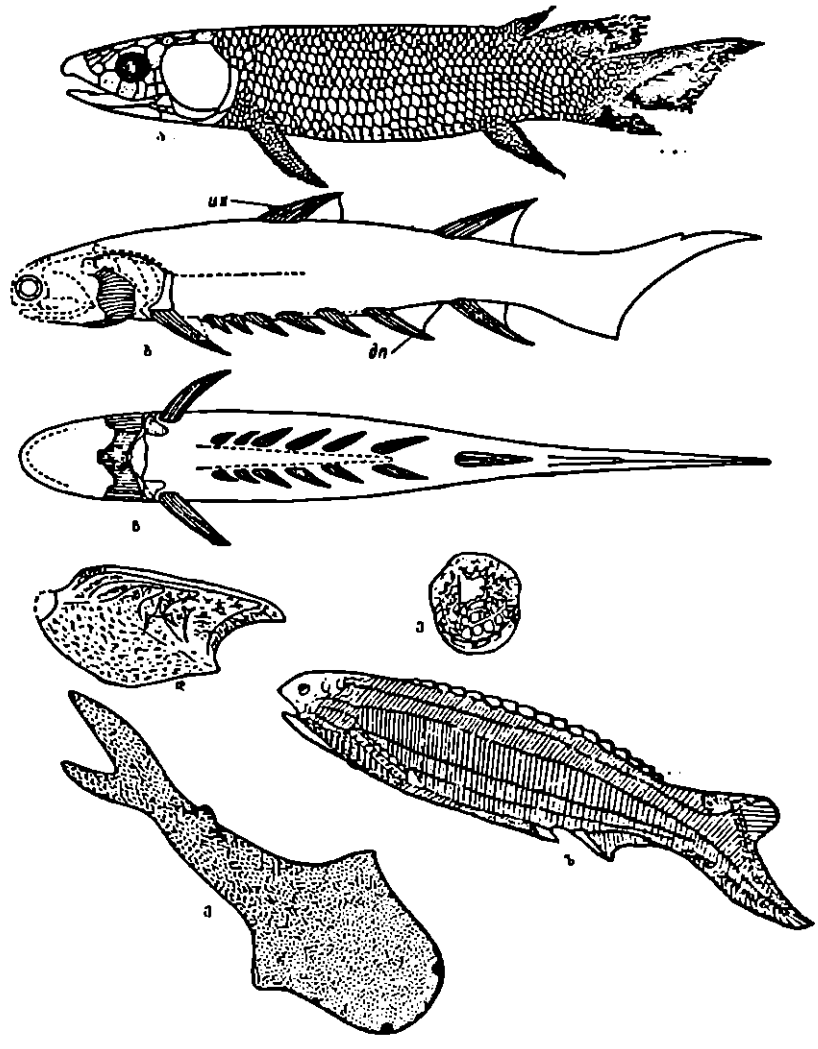
სილურულ ზღვებში, ისევე როგორც ორდოვიციული პერიოდის ნორმულ აუზებში, კვლავ მრავლად ბინადრობდნენ გრაპტოლითინების კლასის ორივე ქვეკლასის – სტერეოსტოლონატებისა (ხისებური გრაპტოლითები) და გრაპტოლოიდების (ნამდვილი გრაპტოლითები), წარმომადგენლები. ორდოვიციულის დასასრულისთვის დაქვეითების გზაზე მყოფი ზოგი გვარი (Dichograptus, Leptograptus და სხვ.) თითქმის მთლიანად განდევნეს გრაპტოლოიდების ქვეკლასის იმ ოჯახების წარმომადგენლებმა, რომლებმაც სილურულ პერიოდში განიცადეს განსაკუთრებული აღმავლობა. ესენია: მონოგრაპტუსები, ციტროგრაპტუსები, რეტიოლიტესები, სპიროგრაპტუსები და სხვა. სილურულის ბოლოს და დევონურის დასაწყისში ნამდვილი გრაპტოლითები მთლიანად გადაშენდნენ, ხოლო სტერეოსტოლონატების ზოგმა გვარმა (მაგ. Dictyonema) ადრე კარბონულამდე მიაღწია.

ადრე და შუა სილურულში ხერხემლიანთა ქვეტიპის ერთადერთ მაღალი რანგის ტაქსონს ისევ ინფრატიპი Agnatha (უყბონი) წარმოადგენდა – პრიმიტიული თევზისნაირი ორგანიზ-

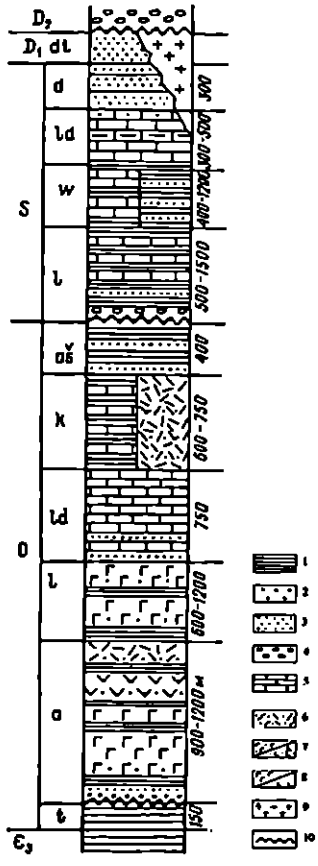
მები. სილურულში ამ ინფრატიპის ყველა კლასია წარმოდგენილი. გვიან სილურულში მათ გვერდით უკვე ჩნდებიან ყბიანი თევზების პირველი წარმომადგენლებიც (სურ. 62). ესენი არიან ჯავშნიანი თევზების (Placodermi) კლასისა და აკანთოდების (Acanthodi) კლასის უძველესი გვარები. პლაკოდერმები „არქაული" თევზებია. თავი და ტანის წინა ნაწილი მათ ჯავშნით ჰქონდათ დაფარული. ჯავშანს ჰქონდა ერთიმეორესთან შეკავშირებული ძვლოვანი ფირფიტები, რომელთა ზედაპირიც სხვადასხვანაირი ფორმის ხორკლებით იყო შემკული. პლაკოდერმები მრავლად იყვნენ დევონური პერიოდის როგორც ნორმულ ზღვებში, ისე კონტინენტურ, ანორმული მარილიანობის აუზებში. დევონურის დასასრულს ჯავშნიანი თევზები გადაშენდნენ. რამდენადმე უფრო მაღალორგანიზებულები იყვნენ აკანთოდები, რომელთაც ხრტილიანი თევზების ნიშანთვისებებთან ერთად უკვე გააჩნდათ ძვლიანი თევზების ზოგი ნიშანი. მათ უკვე აქვთ ყბები, რომელიც რამდენიმე ნაწილისაგან შედგებოდა. ზედა ყბა თავის ქალასთან იყო დაკავშირებული. თითისტარის ფორმის თევზის სხეულს ჰფარავდა ირიბ მწკრივებად განლაგებული, მცირე ზომის, კვადრატული ძვლოვანი ქერწლები. აკანთოდებმა გვიან პერმულამდე იარსებეს.

სილურული ნალექების გავრცელება და ხასიათი. სილურული ნალექების გაცნობას დავიწყებთ უელსიდან – ბრიტანეთის კუნძულის იმ მხარიდან, სადაც ამ სისტემის სტრატოტიპი მდებარეობს. აქ სილურული უთანხმოდ არის განლაგებული ორდოვიციულზე. უთანხმოება სტრუქტურულია (კუთხური) და დაკავშირებულია კალედონიურ ოროგენეტულ მოძრაობებთან (სურ. 63). სილურულის ჭრილი იწყება კონგლომერატებითა და ქვიშაქვებით, რომელთაც ალმავალ ჭრილში ქვიშაქვებისა და თიხების წყება მოჰყვება. წყებაში ფაუნით მდიდარი შრეები ალინიშნება პენტამერიდების მრავალრიცხოვანი ნაშთებით. კლიტიანი მხართფეხიანების ერთ-ერთი უძველესი რიგი Pentamerida აერთიანებს ბრაქიოპოდებს, რომელთა ორივე საგდული ძლიერ ამოზნექილია, გლუვი ან რადიალური წიბოებით მოკაზმული. პენტამერიდები შუა კამბრიულში გამოჩნდნენ, განსაკუთრებულ აყვავებას სილურულში მიაღწიეს, შემდეგ თანდათან დაქვეითდნენ და დევონურში გადაშენდნენ. მათი ნიჟარები არაიშვიათად მასიური დაგროვებების სახით არის განამარხებული და წარმოქმნიან პენტამერიდებიან კირქვებს. უელსის სილურულის ჭრილის უძველესი ქანების ეს კომპლექსი 1500 მ-მდე სიმძლავრისაა და ლანდოვერიულად არის დათარიღებული. მომდევნო სართულის – უენლოკურის, ფაციესები ინგლისში ცვალებადია. ის ერთ შემთხვევაში წარმოდგენილია რამდენიმე ასეული (300-400) მეტრის სისქის კარბონატული თიხებითა და ფაუნით მდიდარი (მარჯნები, მხართფეხიანები) კირქვებით. ზოგ რაიონში კი ტერიგენული ნალექები სჭარბობს და უენლოკური ქვიშაქვებისა და ფიქლებრივი ალევროლითების 1200მ-მდე სიმძლავრის წყებებით არის წარმოდგენილი. ლუდლოუური სართული უელსში 500მ-მდე სისქისაა და აგებულია კარბონატული ქანების კომპლექსით: კირქვებით, კარბონატული თიხებითა და არგილიტებით. ნალექებში მდიდარი და მრავალფეროვანი ფაუნაა განამარხებული – სტრომატოპორატები, მარჯნები, მხართფეხიანები. აქაც კვლავ გეხვდება ბანკები, რომლებიც პენტამერიდების ერთ-ერთი გვარის – Conchidium-ის წარმომადგენელთა მიერ არის წარმოქმნილი. ამით მთავრდება სილურული ნალექების ჭრილი უელსში (სურ. 63). მაგრამ ეს მხოლოდ ერთი ტიპის კომპლექსია შედარებით მარჩხი ზღვის გარემოში წარმოქმნილი ფაციესებისა. ამავე დროს ზოგ უბანზე უფრო ღრმა აუზში შედარებით მცირე სიმძლავრის გრაპტოლითებიანი ფიქლები ილექებოდა. სხვა შემთხვევაში სილურული შეღრეული ფაციესებითაც არის წარმოდგენილი.

უელსში სილურული მეტწილად თანდათანობით გადადის დევონურში. ამ ორი სისტემის მიჯნაზე გამოიყოფა საკმაოდ დიდი სისქის (600-900მ), ლუდლოუურ ფიქლებზე განლაგებული გარდამავალი წყება, რომელშიც წარმოდგენილია, ერთი მხრივ, დევონური სისტემისთვის ნიშანდობლივი კონტინენტური წითელი ქვიშაქვები ოსტრაკოდებისა და ორმაგად მსუნთქავი თევზების ნაშთებით, მეორე მხრივ, ფერადი მერგელები და ფიქლები ლინგულებისა და ნორმული ზღვის სხვა ბინადართა ნიჟარებით. შერეული ფაციესების ამ კომპლექსს ინგლისელები დაუნტონური სართულის სახელით აღწერდნენ. მისი სტრატიგრაფიული ადგილი (სილურული თუ დევონური?) დიდი ხნის განმავლობაში



სურ. 62. პლაკოდერმების და აკანთოდების ზოგი გვარის წარმომადგენლები: ა – ქვეკლასი Dipnoi (ორმაგაღმსუნთქავები), გვარი Dipterus (შუა და გვიანი დევონური); ბ, გ, დ, ე – კლასი Acanthoda, გვ. Euthacanthus (დევონური) – ბ – გვერდიდან; გ – მუცლის მხრივ; დ, ე – ჭრილები; ვ, ზ – Agnatha: (ციტრონიკ ე – Thelodus; ზ – Pterigolepis.



სურ. 63. უელსის ორდოვიციულისა და სილურულის ჭრილი. 1 - თიხაფიქლები; 2 - გრაველიტები; 3 – ქვიშაქვები; 4 - კონგლომერატები; 5 - კირქვები; 6 - მეკვე შედგენილობის ტუფები; 7 - ფუძე შედგენილობის ვულკანოგენები; 8 - ფუძე ეფუზივები; 9 - მეკვე შედგენილობის ინტრუზივები; 10 - სტრუქტურული უთანხმოება. (ე. ელადიმირსკაია და ავტ. მიხედვით, 1985).

დავის საგანს წარმოადგენდა. გაურკვევლობის საფუძველი მისი ფაციესური – ლითოლოგიური და პალეონტოლოგიური, ბუნება იყო. ის, ერთი მხრივ, სილურულს ემსგავსება, მეორე მხრივ, დევონურისთვის დამახასიათებელ ე.წ. „ძველ წითელ ქვიშაქვას“. სილურული სისტემის სტრატიგრაფიულ დანაწილებაზე საუბრისას უკვე აღვნიშნეთ, რომ ამჟამად დაუნტონურის პრობლემის შესახებ გეოლოგებს შორის მიღწეულია შეთანხმება და სილურული სისტემის ყველაზე ახალგაზრდა სართულს პრჟიდოლის სართულის სახელით აღწერენ. ამავე სართულს მიეკუთვნება შერეული ფაციესების კომპლექსი ლუდლოუურსა და დევონურს შორის, რომელსაც ადრე დაუნტონურის სახელწოდებით აღწერდნენ (სურ. 63, d).

უელსის სილურული საკმაოდ სქელია (3000მ-მდე), მეტამორფიზებული და დანაოჭებული. ის, უდავოდ, გეოსინკლინური აუზის პირობებშია დაგროვილი. აქვე ხაზი უნდა გავუსვათ იმ ფაქტს, რომ ინტენსიურად დანაოჭებულ სილურულზე ხშირად კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული დევონური, რომელიც დაუნაოჭებელია, თითქმის ჰორიზონტული. ამ გარემოებას ჩვენ ისევ დავუბრუნდებით, როცა კალედონიურ ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლზე საგანგებოდ შევჩერდებით.

უელსის სილურულში გამოყოფილი სამი სართული – ლანდოვერიული, უენლოკური და ლუდლოუური საერთაშორისო სტრატიგრაფიული ერთეულებია და მათ სტრატოტიპებად ოფიციალურად არის აღიარებული უელსის სილურულის შესაბამისი ჭრილები. ამჟამად საყოველთაოდ არის აღიარებული მეოთხე – პრჟიდოლის სართულიც, რომლის სტრატოტიპიც, როგორც უკვე ვთქვით, ბოჰემის მასივშია.

უელსი გრამპიანის ვრცელი გიოსინკლინის სამხრულ ნაწილს წარმოადგენს. საკუთრივ კალედონიურ გეოსინკლინშიც – გრამპიანების ზოლში, სილურულ პერიოდში დიდი სისქის, ტიპური გეოსინკლინური ბუნების ტერიგენული ნალექები გროვდებოდა. სილურული აქაც ინტენსიურად არის დანაოჭებული და მასზე სტრუქტურული უთანხმოებით დაუნაოჭებელი დევონური დევს.

სილურული პერიოდის ტიპური ეპიპლატფორმული ფაციესების კომპლექსებია გაშიშვლებული ბალტიური ფარის ფარგლებში, თუმცა მათ აქ ზედაპირზე მაინც და მაინც მნიშვნელოვანი ტერიტორია არ უკავიათ. სილურული სისტემის კარგი გაშიშვლებები ბალტიისპირეთსა და ბალტიურ ზღვაში მდებარე კუნძულებზეა. ესტონეთში სილურულის სრული ჭრილის გაცნობა შეიძლება ბალტიური ზღვის სანაპირო ფლატეების გასწვრივ, აგრეთვე სამხრულ ესტონეთში და ჭაბურღილების საშუალებით მოპოვებული მასალის მიხედვით. აქ ლანდოვერიული თანხმობით აგრძელებს ორდოვიციულს (სურ. 59, გვ. 176) და წარმოდგენილია ფაუნით მდიდარი კარბონატული ქანებით, რომელთა შორის მნიშვნელოვანი წილი ორგანოგენულ კირქვებზე მოდის. ლანდოვერიული სართულის სიმძლავრე 80-100მ-ია.

უენლოკურ სართულში, რომელიც თანხმობით მოჰყვება ლუდლოუურს, კირქვებთან ერთად დოლომიტები და მერგელებიც არის წარმოდგენილი (110-120მ.). ლანდოვერიულისაგან განსხვავებულია ფაუნისტური კომპლექსიც – სხვა ფორმებთან ერთად აქ ახალი ელემენტებიც ჩნდება, კერძოდ, ევრიპტერიდების ნაშთები, აგრეთვე თევზის ქერწლები და კანის ძვლოვანი ფირფიტები. კარბონატულია სილურულის ზედა ნაწილიც. მისი სიმძლავრე 170 მ-მდეა და აგებულია ძირითადად კირქვებით, რომელთაც დოლომიტებისა და მერგელების შუაშრეებიც გამოერევა. ფაუნა მდიდარია და მრავალფეროვანი – მარჯნები, ტაბულატები, ხავსცხოველები, მზართფებიანები, ზღვის შროშნების ღეროს ფრაგმენტები და სხვ. სილურულს თანხმობით, თანდათანობით სცვლის დევონური სისტემის ფერადი ქვიშაქვები და ალევროლითები. როგორც სილურული, ისე დევონურიც დაუნაოჭებელია. უდავოა, რომ ესტონეთის სილურული ტიპური პლატფორმული სტრუქტურის ფარგლებშია დაგროვილი. ნალექები ზღვიურია, მეტწილად კარბონატული, ფაუნით მდიდარი. ჭრილი უხვარვეზოა ე.ი. სედიმენტაცია მთელი სილურულის განმავლობაში უწყვეტი იყო და მხოლოდ სილურული პერიოდის დასასრულს ჩნდება რეგრესიის ნიშნები. ნიშანდობლივია, რომ ესტონეთის სილურულის ფაუნისტურ მასალაში ძალზე იშვიათად გამოერევა გრაპტოლითების ნაშთები. სამგიეროდ სამხრეთ-დასავლეთისაკენ მათი როლი თანდათანობით მატულობს. ლატვიაში სილურულის ჭრილში ჩნდება გრაპტოლითებიანი ფიქლები, ხოლო კიდევ უფრო სამხრეთით – ლიტვაში, პაბურღილებით გადაკვეთილი სილურული თითქმის მთლიანად გრაპტოლითებიანი ფიქლებით არის წარმოდგენილი. აქედან სილურულის გრაპტოლითებიანი ფიქლების ფაციესი გაიდევნება პოლონეთის ტერიტორიაზეც. აშკარაა, რომ ბალტიური ფარის სამხრულ პერიფერიას ფარავდა ეპიკონტინენტური ზღვა, რომელიც არდენების ვრცელ გეოსინკლინურ აუზთან იყო თავისუფლად დაკავშირებული.

ოროგენულ სარტყელში, რომელიც სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა ბალტიურ ფარს, ფაციესების თავისებურებათა მიხედვით სილურულში, ისე როგორც კამბრიულსა და ორდოვიციულში, სამი განსხვავებული ზოლი გაირჩევა. ჩრდილოეთით **არდენების გეოსინკლინში** არდენებიდან მოყოლებული ვიდრე პოლონეთამდე სილურული სისტემა მეტწილად ფიქლებით არის წარმოდგენილი, რომელთა დასტებს შორის კირქვისა და კაჟიანი ფიქლების შუაშრეებიც გამოერევა. ჩრდილოეთისკენ ფიქლების დასტებში კირქვებთან ერთად ჩნდება წითელი ქვიშაქვის შუაშრეებიც. ამასთან, რაც უფრო ვუახლოვდებით ბალტიურ ფარს, სულ უფრო და უფრო იზრდება ძველი წითელი ქვიშაქვის შრეების რაოდენობა.

განსხვავებულია სილურულის ფაციესები არდენების გეოსინკლინიდან სამხრეთით – **ბრეტან-ბოჰემის ზოლში**. სილურულის კარგი ჭრილებია ბოჰემის მასივში. აქ ჭრილის ქვედა ნაწილში თიხაფიქლები სჭარბობს, ზევით კი გაბატონებულია კირქვიანი წყებები, რომლებშიც დიაბაზის სილლებია შეჭრილი. როგორც არდენების გეოსინკლინურ ზოლში, ისე ბრეტან-ბოჰემის გეოანტიკლინურ სტრუქტურაშიც სილურული დანაოჭებულია. ორივე შემთხვევაში დანაოჭებულია დევონურიც, რომელიც ამავე დროს მკაფიო სტრუქტურული (კუთხური) უთანხმოებით არის განლაგებული სილურულზე.

სამხრეთ ევროპაში პირენეის ნახევარკუნძულზე და აქედან აღმოსავლეთით (ალპებში, კარპატებში, ბალკანეთის მთებში და ა.შ.), ისევე როგორც ალპებიდან სამხრეთით ანტი-ატლასამდე, სილურულის ფაციესები საკმაოდ მრავალფეროვანია და წარმოდგენილია როგორც ტერიგენული და ტერიგენულ-კარბონატული, ისე ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსებით. ნალექების სისქე დიდია, დანაოჭება ინტენსიური. ნალექდაგროვების გეოსინკლინური რეჟიმია ბალტიური ფარის აღმოსავლეთითაც, **ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის** ჩრდილო სეგმენტის (ურალის გეოსინკლინი) ფარგლებში. ურალის გეოსინკლინის დასავლურ ნაწილში, რომელიც უშუალოდ ემიჯნება აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას, ისევე როგორც ახალი მიწის კუნძულებზე, სილურულის ჭრილში ძირითადია შედარებით მცირე სისქის (500-1500მ) კირქვები და კარბონატული თიხები ნაირფეროვანი ნამარხი ორგანიზმების ნაშთებით. კონტინენტური პლატფორმის უშუალო სიახლოვეს ურალის გეოსინკლინის დასავლურ კიდეზე სილურული არაიშვიათად ტერიგენული ნალექებით – ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით არის წარმოდგენილი. ახალ მიწაზე გაშიშვლებულია შავი ფერის გრაპტოლითებიანი ფიქლებიც.

განსხვავებულია სუილურულის ფაციესები ურალის აღმოსავლური კალთების გასწვრივ. ნალექების ფაციესურ თავისებურებათა მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, ნათელი გახდება, რომ სილურულ პერიოდში აქ გეოსინკლინური აუზის უფრო ღრმა ნაწილი იყო გადაჭიმული, რომლის ფარგლებშიც ამავე დროს ძლიერი იყო ვულკანური აქტივობა. ამის შედეგად დაგროვდა 4000-5000მ. სიმძლავრის ვულკანოგენურ-დანალექი სერიები. შეუდარებლად მცირეა კარბონატული ქანების წილი. კირქვები მეტწილად ზოოგენურია, შედარებით მარჩხი აუზის პირობებში წარმოქმნილი და დაკავშირებულია გეოსინკლინში არსებულ ზურგობებთან (გეოანტიკლინებთან). კარბონატული ნალექების სისქე შედარებით ნაკლებია (1000-1500მ.) კიდევ უფრო მცირეა გრაპტოლითებიანი თიხაფიქლების სიმძლავრე (300-500მ), ისევე როგორც მათი ხვედრითი წილი აღმოსავლური ურალის სილურულის ჭრილში.

გეოსინკლინურ აუზს წარმოადგენდა ამ დროს ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის ყაზახეთის სეგმენტიც, რომელშიც ფაუნით მდიდარი, დიდი სისქის ნალექების დაგროვება მიმდინარეობდა. ნიშანდობლივია ორგანოგენული – მარჯნიანი და ბრაქიოპოდებიანი, კირქვების ჰორიზონტების შესაშნევი რაოდენობა.

ციმბირის პლატფორმის მნიშვნელოვანი სამხრული და სამხრეთ-აღმოსავლური ნაწილი სილურულში ხმელეთს წარმოადგენდა. პლატფორმის ჩრდილო-დასავლური ნაწილი კი მთელი სილურული პერიოდის განმავლობაში დაფარული იყო ეპიკონტინენტური ზღვით, რომელშიც კირქვებისა და დოლომიტების დაგროვება მიმდინარეობდა. თუმცა, როგორც ჩანს, გვიან სილურულში დაწყებული რეგრესიის შედეგად აქაც მნიშვნელოვნად შემცირდა ზღვით დაკავებული ტერიტორია – ზედა სილურულის ზღვიური ფაციესის ნალექები ცნობილია მხოლოდ პლატფორმის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში, სადაც დასაწყისში ფერადი დოლომიტებისა და მერგელების დაგროვება მიმდინარეობდა, პერიოდის დასასრულს კი თაბაშირი და ანჰიდრიტი ილექებოდა. სილურულის სიმძლავრე რამდენიმე ასეული მეტრია.

სილურულ პერიოდში ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილს მარჩხი ეპიკონტინენტური ზღვა ჰფარავდა, რომელშიც ძირითადად კარბონატული ქანების – დოლომიტებისა და კირქვების დალექვა მიმდინარეობდა. კარბონატულ ნალექებს შორის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია რიფული კირქვების წილი. გვიან სილურულში აქაც საგრძნობლად შემცირდა ზღვით დაფარული ტერიტორიის ფართობი – კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლური ნაწილი ამ დროს ლაგუნას ეკავა, რომელშიც არიდული ჰავის პირობებში წმინდამარცვლოვან შლამებთან ერთად მარილებიც (ანჰიდრიტი, თაბაშირი, ქვამარილი) გროვდებოდა. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის დასავლურ ნაწილში – კორდილიერების შედარებით ვიწრო ზოლში ალიასკიდან კალიფორნიამდე მიმდინარეობდა კაჟიანი ფიქლების დიდი სისქის წყებების დალექვა, რომლებიც დროგამოშვებით ვულკანური პროცესების გააქტიურებისას ამონთხეული ლავური განფენებით იფარებოდა. კანადის ფარის აღმოსავლეთით – აპალაჩების გეოსინკლინში, სადაც ორდოვიციული პერიოდის ბოლოს ადგილი ჰქონდა კალედონიური ოროგენეტული ციკლის ტაკონიური ფაზისის გამოვლინებას და მასთან დაკავშირებულ ნაოჭწარმოქმნასა და ინტრუზიების შემოჭრას, სილურული პერიოდის დასაწყისიდან კვლავ გაძლიერდა დაძირვითი მოძრაობები და ნალექდაგროვების პროცესები. სედიმენტაცია მთელი სილურულისა და დევონურის განმავლობაში მიმდინარეობდა. გეოსინკლინური აუზის შედარებით ღრმა ნაწილების ფსკერზე კაჟიანი ფიქლების, ქვიშაქვებისა და ვულკანოგენური ქანების დიდი სისქის წყებები გროვდებოდა, კანადის ფარის მოსაზღვრე ზოლში კი უფრო მსხვილმარცვლოვანი ტერიგენული ნალექები – კონგლომერატები, ქვიშაქვები, თიხები წარმოიქმნებოდა.

გონდვანისის სუპერკონტინენტის დასავლურ ნაწილში (სამხრული ამერიკის კონტინენტი) სილურულში საკმაოდ დიდი სისქის ზღვიური ნალექები გროვდებოდა გეოსინკლინურ აუზში, რომელიც დასავლეთიდან ემიჯნებოდა კონტინენტურ პლატფორმას. თვით პლატფორმის მნიშვნელოვანი ნაწილი ამ დროს აზევებულია და დენუდაციის არეს წარმოადგენს. მხოლოდ მის პერიფერიებზე (ჩრდილოეთით და სამხრეთით) გროვდებოდა გრაპტოლითებიანი ფიქლები. გარდა ამისა, ჩრდილო აუზში კარბონატული შლამებიც ილექებოდა. სისქე ნალექებისა მცირეა, რამდენადმე

მეტია სილურული ნალექების სისქე არაბეთის ნახევარკუნძულზე. სილურულის ჰრიღი აქ უწყვეტია, უხარვეზო.

ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის მნიშვნელოვანი ნაწილი სილურული პერიოდის განმავლობაში აზევებული იყო. მარჩხი, ეპიკონტინენტური ბუნების ზღვიური ნალექები ცნობილია პლატფორმის უკიდურეს დასავლურ ნაწილში. ესაა მეტწილად კვარციან-არკოზული ქვიშაქვები, რომლებიც უთანხმოდ არის განლაგებული უფრო ძველ წყებებზე. ალმავალ ჰრიღში ქვიშაქვებს მოჰყვება კირქვების, დოლომიტებისა და ალევროლითების მორიგეობა. სულ ზედა ნაწილში ანჰიდრიტის თხელი შუაშრეებიც გამოერევა. განსხვავებულია სილურულის ნალექების ხასიათი ავსტრალიის კონტინენტის აღმოსავლურ ნაწილში. აქ სილურული სისტემა მრავალფეროვანი ფაციესებით არის წარმოდგენილი. მეტწილად ეს არის მარჩხი ზღვის პირობებში დაგროვილი ქანები, რომლებსაც შრეებრივობის ზედაპირზე ეშნევათ რიპელ-მარკები, არაიშვიათად ახასიათებთ ირიბშრეებრივობა. კონტინენტური პლატფორმისაკენ სჭარბობს თიხიან-ქვიშიანი კომპლექსები, რომელთა საერთო სიმძლავრე ზოგჯერ 5000მ-ს აღწევს. აღმოსავლეთით ტერიგენული ქანების გავრდით მნიშვნელოვანია კირქვებისა და ვულკანოგენების როლი. ვულკანოგენებთან დაკავშირებულია ლავური განფენები. სილურულის სისქე აქ 3კმ-მდეა.

ოროგენეტული მოვლენები და მაგმატიზმი. ოროგენეტული ფაზისების ცნება. როდესაც დედამიწის გეოლოგიური განვითარების ხანგრძლივ, კამბრიულამდელ ეტაპს ვეცნობოდით, არაერთ ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლზე და მის საბოლოო შედეგებზე მოგვიხდა საუბარი. გავეცანით აგრეთვე პალეოზოური ერის ერთ-ერთ უძველეს ციკლსაც, რომელიც სალაირული ოროგენეზისის სახელით არის ცნობილი. მაგრამ ყველა შემთხვევაში ცალკეული ოროგენეტული და მაგმატური პროცესების გააქტიურების დროის განსაზღვრითა და იმ უმნიშვნელოვანესი პალეოტექტონიკური ცვლილებების დახასიათებით შემოვიფარგლეთ, რომელიც დანაოჭება-აზევების პროცესებს მოსდევდა საბოლოო ჯამში. გვჭონდა საუბარი იმის თაობაზეც, რომ დედამიწის განვითარების პროცესში ტექტონიკური აქტივობა ყოველთვის ერთნაირი ინტენსივობით არ მიმდინარეობდა: გაირჩევა სიმშვიდის შედარებით ხანგრძლივი ეპოქები, როცა ოროგენულ სარტყლებში გეოსინკლინური როფების ფსკერის დაძირვა და ინტენსიური ნალექდაგროვების პროცესი უწყვეტად მიმდინარეობს. შემდგომ სიმშვიდის ხანას მოსდევს შედარებით ხანმოკლე ეპიზოდები ტექტონიკური და მაგმატური აქტივობის გამოცოცხლებისა, რასაც დანაოჭება-აზევების შედეგად მთათა სისტემების წარმოშობა და, შესაბამისად, მნიშვნელოვანი პალეოტექტონიკური და პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები მოჰყვება. ამრიგად, დავრწმუნდით, რომ ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესი წყვეტილია – ოროგენეზისი ლოკალიზებულია დროში. ნათლად დავინახეთ ისიც, რომ ოროგენეზისი სივრცეშიც წყვეტილ მოვლენას წარმოადგენს – მთების წარმოშობა ყველგან არ ხდება; ოროგენეტული პროცესები დედამიწის ქერქის მხოლოდ გარკვეულ სტრუქტურებში გამოვლინდება ე.ი. ოროგენეზისი ლოკალიზებულია სივრცეში – ერთდროულად წარმოშობილი მთები (მთათა სისტემები) მთელ დადამიწას კი არ მოიცავენ, არამედ მხოლოდ გარკვეულ, შედარებით ვიწრო ზოლებთან – ოროგენებთან (ოროგენულ, ანუ მოძრავ სარტყლებთან) არიან დაკავშირებული.

მაგრამ როგორ მიმდინარეობს თვით ოროგენეზისი ერთი ციკლის ფარგლებში? – ამჯერად საქმე გვაქვს დანაოჭება-აზევების ერთიან უწყვეტ პროცესთან, თუ თვით ოროგენეტულ ციკლშიც გაირჩევა დანაოჭების აქტიური მომენტები და მათ შორის ერთგვარი შესვენების მონაკვეთები, როცა დანაოჭება-აზევებას დროებით ისევ დაძირვის ტენდენცია გადააჭარბებს, და ასე მეორდება არაერთგზის, ვიდრე ციკლი მთლიანად არ დასრულდება და გეოსინკლინური ოლქი საბოლოოდ მთათა სისტემად არ გადაიქცევა?

პასუხს დასმულ კითხვაზე იძლევა ის ფაქტობრივი მასალა, რომელსაც გეოლოგია დანაოჭების დათარიღების გზით მოიპოვებს. უთანხმოების საშუალებით დანაოჭების დათარიღების მეთოდი, რომელსაც ჩვენ თავის დროზე უკვე გავეცანით (იხ. გვ. 53), ფრანგმა ელი დე ბომონმა (Elie de Beaumont) დაადგინა ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნის პირველსავე ათეულ წლებში. გავიხსენოთ, რომ მთების წარმოშობის დათარიღების მეთოდი კუთხური უთანხმოების მეთოდია. ელი დე ბომონი მიიჩ-

ნევდა, რომ თუ დანაოჭებულ შრეებზე სტრუქტურული (კუთხური) უთანხმოებით არის განლაგებული ჰორიზონტული ან სუსტად აშლილი შრეები, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ დანაოჭება მოშდარა დისლოცირებული შრეების დალექვის შემდეგ და უთანხმოდ განლაგებული შრეების დალექვის წინ. ამავე დროს ელი დე ბომონმა ისიც შენიშნა, რომ მთების სისტემის წარმოშობა ერთი მოქნევით არ ხდებოდა – ერთი ოროგენეტული ციკლის ფარგლებში ოროგენეტული მოძრაობა რამდენჯერმე მეორდებოდა, მათ შორის კი შედარებითი სიმშვიდის ხანა იყო. ისე რომ, თითოეულ ოროგენეტულ ეპოქაში გამოიყოფოდა ოროგენეზისის ცალკეული ბიძგები, რომლებიც მთელ დადამიწაზე ერთდროული იყვნენ. ოროგენეტულ ციკლში დადგენილ ასეთ პატარა ერთეულებს შემდგომში ო რ ო გ ე ნ ე ტ უ ლ ი ფ ა ზ ი ს ე ბ ი (ოროფაზისები) უწოდეს.

მოგვიანებით ელი დე ბომონის მიერ დადგენილი მეთოდით სხვადასხვა კონტინენტებზე მთების შესწავლით დაგროვილი მდიდარი მასალის სინთეზის საფუძველზე მ. ბ ე რ ტ რ ა ნ მ ა (M. Bertrand, 1847-1907) დაასკვნა, რომ მთების წარმოშობა დროის გარკვეულ მონაკვეთში ხდება. თითოეულ ასეთ მონაკვეთს მან ოროგენეტული ციკლი უწოდა. მანვე ფანეროზოულში სამი ასეთი ციკლი გამოჰყო: კალედონიური, ჰერცინული და ალპური. ციკლები, მ. ბერტრანის შეხედულებით, ერთიმეორისგან გათვისებული იყო სიმშვიდის ინტერვალებით.

გერმანელმა ტექტონისტმა ჰ. შ ტ ი ლ ე მ (H.Stille, დაიბადა 1876წ.) წინამორბედ მკვლევართა შეხედულებები ოროგენეტული ციკლების შესახებ ერთიანი თეორიის სახით ჩამოაყალიბა. მან ყველაზე თანმიმდევრულად დაამუშავა ოროფაზისების თეორია. ამ თეორიის საფუძვლები გადმოცემულია ჰ. შტილეს ნაშრომში – „Grundfragen der vergleichenden Tektonik" („შედარებითი ტექტონიკის საფუძვლები"), რომელიც 1924 წელს გამოიცა ბერლინში. ჰ. შტილე, მართალია, ოროფაზისებს ოროგენეტული ციკლების მთელი დროის უფრო ხანმოკლე ინტერვალებად მიიჩნევდა, მაგრამ ის არ უარყოფდა, რომ თითოეული ოროგენეტული ფაზისი მილიონი წლების მანძილზე მიმდინარეობდა და ხანგრძლივობით მას მხოლოდ უმნიშვნელოდ აღემატებოდა სიმშვიდის (ანოროგენული) დრო. ჰ. შტილემ შეისწავლა მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონში იმ დროისათვის ცნობილი სტრუქტურული უთანხმოებები და მოპოვებული მასალის ანალიზის საფუძველზე შეადგინა დანაოჭების გამოვლინებათა (ოროფაზისების) ნუსხა. თითოეულ ფაზისს მან მიაკუთვნა საკუთარი სახელი, რომელიც მეტწილად იმ მთების სახელწოდებიდან წარმოსდგება, რომელთა მთებად ჩამოყალიბებაში მოცემული ფაზისის როლი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო (მაგ. სუდეტური, ასტურიული, ურალური, ანდური, პირენეული და ა.შ.). სხვა შემთხვევაში ფაზისის სახელწოდება მისი გამოვლინების დროზე მიგვანიშნებს (ტიტონურისწინა, ბათური). მართალია, ჰ. შტილეს, „ოროფაზისების კანონს" ბევრი მეცნიერი აკრიტიკებდა, რადგან ის კატასტროფისტულ მოძღვრებად მიაჩნდათ, მაგრამ თვით ჰ. შტილე უარყოფდა ამგვარი ბრალდების სამართლიანობას. ის ხაზგასმით ალნიშნავდა, რომ ოროგენეტული ფაზისის ხანგრძლივობა მილიონი წლებით იზომება, ისევე როგორც ანოროგენული ინტერვალები, და ამ უკანასკნელთ მხოლოდ უმნიშვნელოდ ჩამორჩება. შემდგომში დათარიღების რადიოგეოლოგიური მეთოდების გამოყენებით გამოანგარიშებულ იქნა, რომ თითოეული მთავარი ფაზისის ხანგრძლივობა საშუალოდ 15-20 მლნ. წელია, ხოლო ფაზისებს შორის ინტერვალებისა (ანოროგენული დრო) – დაახლოებით ორჯერ მეტი.

ჰ. შტილეს „ოროფაზისების კანონი" შემდგომ მიკვლეული ახალი ფაქტების საფუძველზე თანდათანობით დაზუსტდა და გაფართოვდა – დადგენილ იქნა შტილესთვის უცნობი ზოგი ახალი ოროფაზისი. ოროფაზისების თეორიამ დიდი როლი ითამაშა გეოლოგიური მეცნიერების განვითარებაში. მან, უპირველეს ყოვლისა, გააადვილა დედამიწის სხვადასხვა რეგიონში ნაოჭა ოლქების შესწავლით მოპოვებული მასალის კორელაცია, გეოლოგიური ისტორიის გაშიფვრა, ხანგრძლივი დროის განმავლობაში წინამორბედ მკვლევართა მიერ მოპოვებული უზარმაზარი ფაქტობრივი მასალის სისტემატიზაცია. თუმცა, ჰ. შტილე ჯერ კიდევ არ იცნობდა არაერთ საკმაოდ ძლიერ და მნიშვნელოვან ფაზისს. ის არც იმ უტყუარ ფაქტს ითვალისწინებდა, რომ ერთი და იმავე ოროფაზისის გამოვლინება ყველა რეგიონში ზუსტად სინქრონულად არ ხდებოდა და, რომ ფაზისის სიძლიერე ყველგან ერთგვარი არ იყო და არც ყოველთვის პლანეტარული – საყოველთაო, ყველა ოროგენულ სარტყელში. ერთი გეოსინკლინისთვის უმნიშვნელოვანესი ანუ მ თ ა ვ ა რ ი ფ ა ზ ი ს ი, სხვაგან მხოლო-

ოდ სუსტი, წინამორბედი ფაზისის როლს ასრულებდა – მას არ მოჰყვებოდა მთათა სისტემის წარმოქმნა. იგივე ფაზისთან დაკავშირებული მოძრაობები სხვაგან შეიძლება სულაც არ იგრძნობოდა. მიუხედავად ამისა, ჰ. შტილეს „ოროფაზისების კანონს" გეოლოგები დღესაც წარმატებით იყენებენ ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის გაშიფვრისათვის როგორც საიმედო ტექტონიკურ კალენდარს.

ბუნებრივია, დაიბადება კითხვა: რატომ არაფერი ვთქვით ოროგენეტული ფაზისების შესახებ მაშინ, როცა პრეკამბრიულის ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლებს ვეცნობოდით? საქმე იმაშია, რომ არათუ ოროფაზისების, უძველესი, კამბრიულამდელი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების დადგენაც კი ზოგ შემთხვევაში პირობითია და არაიშვიათად უფრო მაგმატიზმის პროცესების გააქტიურების ფაქტებზე დაყრდნობით ხერხდება ტექტონიკური პროცესების გააქტიურების ეპოქების დაფიქსირება. სხვადასხვა რეგიონებში ერთი და იმავე ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის გამოვლინება მხოლოდ საკმაოდ ტლანქი მიახლოებით არის მიჩნეული სინქრონულად. გავიხსენოთ, რომ ქანების იზოტოპური ასაკის განსაზღვრაში ცდომილება არქეოზოული ეონის შემთხვევაში ± 150 მლნ. წელს აღემატება, პროტეროზოულისთვის ± 100 მლნ. წლამდეა. ცხადია, ასეთ პირობებში თვით ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების დადგენა და პლანეტარული მასშტაბით მათი სინქრონულობის დასაბუთებაა გარკვეულწილად სათუო, ფაზისების შესახებ კი საუბარიც გამორიცხულია, რადგანაც ამ მიზნით დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და სინქრონიზაციის ისეთი უნივერსალური მეთოდის გამოყენება, როგორიცაა პალეონტოლოგიური მეთოდი, გასაგები მიზეზების გამო, პრეკამბრიულში ჯერჯერობით შეუძლებელია.

პალეოზოურიდან მოყოლებული რადიოგეოლოგიური მეთოდებით დათარიღების ცდომილება ბევრად უფრო მცირეა. უთანხმოებათა კიდევ უფრო ზუსტი დათარიღებისა და გლობალური მასშტაბით სინქრონიზაციის შესაძლებლობას ახლა უკვე პალეონტოლოგიური მეთოდი გვაძლევს. ამიტომ ფანეროზოულ ეონში შეგვიძლია არამარტო დავადგინოთ ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების გააქტიურების დრო, არამედ საკმაოდ ზუსტადაც დავათარიღოთ ცალკეული ოროფაზისების გამოვლინებასთან დაკავშირებული რეგრესიული ნალექები და შესაბამისად სტრუქტურული უთანხმოებანიც. სწორედ ამგვარად გახდა შესაძლებელი იმის დადგენა, რომ კონკრეტული ოროფაზისების გამოვლინება არც საყოველთაოა (გლობალური) და არც ზუსტად სინქრონული უკლებლივ ყველა რეგიონში. ამის მიუხედავად, მაინც უდავოა, რომ იყო დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის გარკვეული ეტაპები, როცა ოროფაზისები სხვადასხვა ოროგენულ სარტყლებში თუმცა სხვადასხვა სიძლიერით, მაგრამ ერთდროულად მიმდინარეობდა. ამ დებულების სისწორეში შემდგომში არაერთხელ დავრწმუნდებით ფანეროზოული ეონის უმნიშვნელოვანესი ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლების გაცნობისას, პირველ რიგში კი კალედონიური ოროგენეზისის მაგალითზე, რომელმაც მნიშვნელოვნად შეცვალა ადრეპალეოზოური პალეოგეოგრაფია და სტრატისფეროს ტექტონიკური ქარგა.

კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი

ზოგი მკვლევარი კალედონიური ოროგენეზისის უადრეს გამოვლინებად მიიჩნევს შუა კამბრიული ეპოქის ტექტონიკურ მოძრაობებს, რომლებიც რამდენიმე რეგიონში საკმაოდ ძლიერი იყო. მათ შესახებ ჩვენ უკვე გვქონდა საუბარი, როდესაც სალაირულ ტექტონიკურ-მაგმატურ პროცესებს გავეცანით. როგორც ვიცით, სალაირულმა ოროგენეტულმა მოძრაობებმა, ფაქტიურად, მხოლოდ ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის სამხრეთ-დასავლური კიდის გასწვრივ არსებული ვრცელი გეოსინკლინის დანაოჭება-აზევება (დახურვა) და მთებად გადაქცევა გამოიწვია. სხვაგან კი ეს მოძრაობები იმდენად სუსტი იყო, რომ კალედონიური ოროგენეზისის პირველ გამოვლინებას, ტრადიციულად, უკავშირებენ ტაკონიურ ფაზისს, რომელმაც გამოიწვია საკმაოდ დიდი მასშტაბის რეგრესია ორდოვიციული პერიოდის ბოლოს. ტაკონიურ ტექტონიკურ მოძრაობებთან დაკავშირებული რეგრესიის შედეგად ზედა ორდოვიციულის პრიღში მნიშვნელოვნად იმატა უხეშმარცვლოვანი ტერიგენული ქანების (ქვიშაქვების, კონგლომერატების) წილმა. როგორც ორდოვიციულისა და სილურულის ნალექების გაცნობისას დავინახეთ, ბევრგან სილურული მკაფიო

სტრუქტურული უთანხმოებით, ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ორდოვიციული სისტემის რეგრესიული ნალექების კომპლექსებზე და თვით სილურულის ჰრილი ბაზალური კონგლომერატებითა და ქვიშაქვებით იწყება. კიდევ ერთი კუთხური უთანხმოება აღინიშნება ჯერ შუა სილურულში (არდენული ფაზისი), შემდეგ კი სილურულსა და დევონურს შორის – სილურული რეგრესიით მთავრდება და მასზე მკაფიო კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული დევონური სისტემის ნალექები. ამასთან, როგორც შემდეგ, დევონური სისტემის გაცნობისას დავინახავთ, დევონური ზოგ რეგიონში თითქმის ჰორიზონტულია, სხვაგან სილურულზე უთანხმოდ, ტრანსგრესიულად განლაგებული დევონური თავადაც დანაოჭებულია. რეგრესია სილურული პერიოდის ბოლოს დაკავშირებულია ირიულ ოროგენეზისთან, რომელსაც ზოგჯერ გვიანკალედონიურ ფაზისსაც უწოდებენ. ირიული ფაზისის გამოვლინებით, ფაქტიურად, დასრულდა ზოგი გეოსინკლინური აუზის ისტორია, მოხდა მათი დახურვა და მათ ადგილზე წარმოიშვა ახალგაზრდა ნაოჭა მთები. რადგან მთათა სისტემად მათ საბოლოო ჩამოყალიბებაში უმნიშვნელოვანესი როლი კალედონიურმა ოროგენეზისმა ითამაშა, მათ ყველას კალედონიდების სახელწოდებით აერთიანებენ.

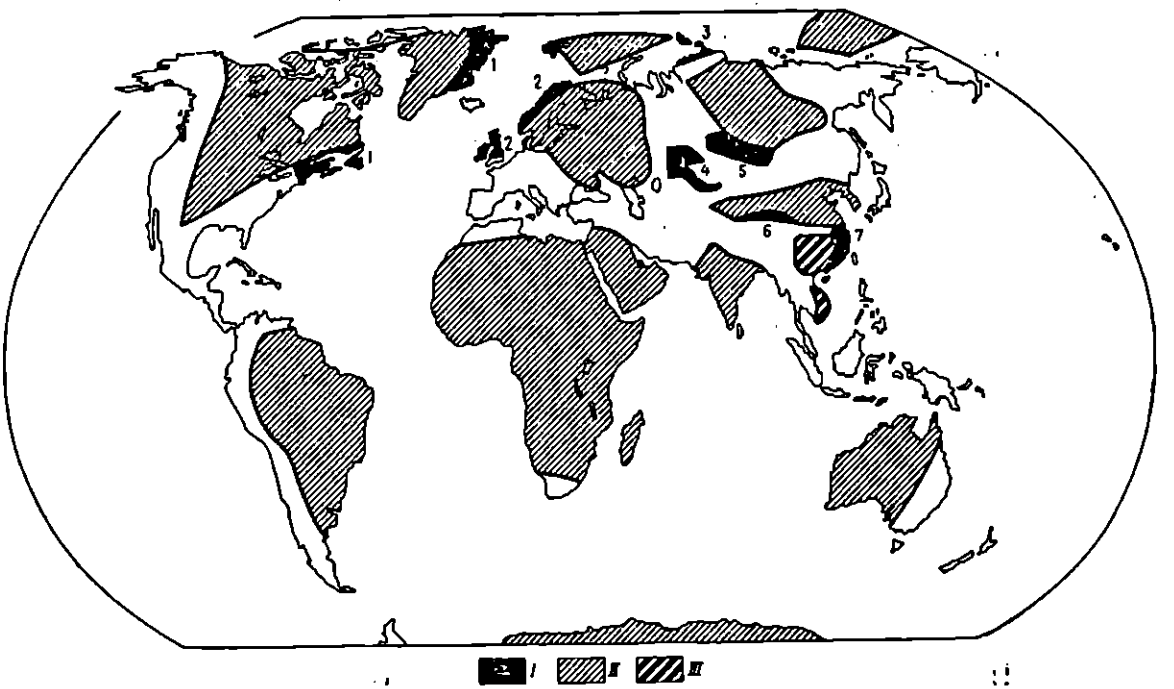
განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის შედეგები ჩრდილო-ატლანტურ ოროგენულ სარტყელში. კალედონიური დანაოჭების შედეგად მთებად გადაიქცა გრამპიანის (კალედონიური) გეოსინკლინი. მთების სისტემა, რომელმაც მისი ადგილი დაიკავა, მოიცავდა სკანდინავიის ნახევარკუნძულის ჩრდილო ნაწილს, დიდი ბრიტანეთის კუნძულის ჩრდილო და ცენტრალურ ტერიტორიას, ირლანდიის მნიშვნელოვან ნაწილს. მთები წარმოიშვა აგრეთვე კ. გრენლანდიის ჩრდილო-აღმოსავლური კიდის გასწვრივ, ნიუფაუნდლენდის ნახევარკუნძულზე და აპალაჩების ჩრდილო ნაწილში (იხ. სურ. 64). დღეს ისინი გეოგრაფიულად ერთიმეორისაგან დიდი მანძილით დაცილებული, დამოუკიდებელი გეომორფოლოგიური ერთეულებია, იმ დროისათვის კი ეს იყო მთათა ერთიანი სისტემა.

კალედონიდებმა ერთიმეორესთან დააკავშირა ჩრდილო ამერიკისა და აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმები. შედეგად წარმოიშვა დიდი ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტი, რომელსაც გეოლოგები ლავრენციას[1] უწოდებენ.

კალედონიდები წარმოიშვა ურალ-მონღოლეთის ოროგენულ სარტყელშიც. კერძოდ, დანაოჭდა ხსენებული ოროგენის ის ნაწილი, რომელიც უშუალოდ ესაზღვრებოდა ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმას სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან: ამ დროს ჩამოყალიბდნენ მთებად ალტაი-საიანის ნაოჭა ოლქი, ჩრდილო მონღოლეთი და იმიერბაიკალეთის სამხრეთ-დასავლური ნაწილი. ისინი დაუკავშირდნენ ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმას და შესამჩნევად გაზარდეს მისი ფართობი. ურალ-მონღოლეთის ფარგლებშივე შუა აზიისა და ყაზახეთის ტერიტორიაზე წარმოიშვა კალედონიდების მეორე სარტყელი, რომელიც მოიცავს ჩრდილო ტიან-შანს, ყარათაუს ქედს, ჩუ-ილის მთებს, ჩრდილო ყაზახეთს და ზოგ სხვა ტერიტორიას. ამ სარტყლის დანაოჭება-აზევების შედეგად ურალ-მონღოლეთის ვრცელი, ერთიანი ოროგენი ამიერიდან ორ ნაწილად არის გაყოფილი: ურალ-ტიან-შანის და მონღოლეთის (ცენტრალური აზიის) გეოსინკლინურ სარტყლებად. კალედონიდები წარმოიშვა ტაიმირის ნახევარკუნძულის ჩრდილო ნაწილშიც, აგრეთვე ჩინეთის ფარის სამხრეთით (ნან-შანის კალედონიდები) და სამხრეთ-აღმოსავლეთით (კატაზიური კალედონიდები).

ამრიგად, ზოგ ოროგენულ სარტყელში კალედონიური ციკლის ტექტონიკური მოძრაობები საკმაოდ ძლიერი იყო – მათ არამარტო პალეოგეოგრაფიაში ჰპოვეს ასახვა, არამედ მნიშვნელოვანი ცვლილებები გამოიწვიეს დედამიწის ქერქის სტრუქტურაშიც, განსაკუთრებით ჩრდილო-ატლანტური ოროგენის ფარგლებში. დანაოჭება-აზევების შედეგად რამდენიმე ვრცელი გეოსინკლინის დახურვა – კრატონიზაცია და ძველ კონტინენტურ მასივებთან ამ ახლადწარმოქმნილი ეპიკალედონიური კრატონების (კვაზიპლატფორმების) მიერთებამ შესამჩნევად გაზარდა ზოგი კონტინენტური პლატფორმის ფართობი. თუმცა, ოროგენული სარტყლების გარკვეული ნაწილის ევოლუციაში კალედონიურ ოროგენეზისს შესამჩნევი როლი არ უთამაშია – ამ ციკლის ტექტონიკური პროცესების კვალი მეტწილად სუსტია, ან თითქმის არ ჩანს. გვიანი პალეოზოურის დასაწყისში მნიშვნელოვანი ცვლილებების გარეშე აგრძელებენ არსებობას ხმელთაშუა ზღვის, აღმოსავლური წყნარი ოკეანის

[1] ლავრენცია – სახელი წარმოსდგება წმ. ლავრენტის მდინარის სახელწოდებიდან.



სურ. 64. კლიმატონიზების თანამედროვე განლაგების სქემა (ა. გაერილოვიდან, 1979. რამდენადმე გამარტივებულია). *I* - კლიმატოწარმომქმნელი ფაქტორების ზონები: *1* – ჩრდილო ამერიკის და გრენლანდიის; *2* - გრამშიანის; *3* - ჩრდილო ტაიმირის; *4* - ცენტრალური ყაზახეთის; *5* - ალტაი-საიანის; *6* - ნანშანის; *7* - ტიბეტის; *II* – კლიმატონიზებზე ძველი კონტინენტების ოლქები; *III* – ეპიკარელიური მთათა შუა მასივები.

(ჩრდილო-აღმოსავლური ციმბირის), კორდილიერების, ანდების, აგრეთვე ავსტრალიის ოროგენები. კალედონიური ოროგენული მოძრაობები სუსტი იყო სამხრული ევროპის ოროგენში. აქ ეს პროცესები დასრულდა მხოლოდ მცირე მასშტაბის სტრუქტურული ცვლილებებით და ლოკალური უთანხმოებების წარმოქმნით. აქვე ყურადღებას იქცევს საინტერესო კანონზომიერება. როგორც დავინახეთ, ჩრდილო-ატლანტური ოროგენის ის ტოტი, რომელიც უშუალოდ ემიჯნება ბალტიურ ფარს ჩრდილო-დასავლეთიდან, დასავლეთიდან და ნაწილობრივ სამხრეთ-დასავლეთიდან, კალედონიური ოროგენეზისის შედეგად საბოლოოდ დაიხურა – მთებად გადაიქცა, განიცადა კრატონიზაცია და კონტინენტურ მასივს შეუზარდა. ეს იქიდან ჩანს, რომ ამ ზოლში დანაოჭებული სილურულის დენუდირებულ ზედაპირზე უთანხმოდ დალექილი დევონური დღემდე დაუნაოჭებელია – ჰორიზონტულად, ან თითქმის ჰორიზონტულად განლაგებული. ბალტიური ფარის სამხრეთით – არდენების გეოსინკლინშიც ცხადად ჩანს კალედონიური ოროგენეზისის კვალი – კამბრიული და მასზე თანხმობით განლაგებული ორდოვიციულიც, ისევე როგორც სილურული, დანაოჭებულია და მათ უთანხმოდ ადევს დევონური. მაგრამ გრამპრიანის გეოსინკლინისაგან განსხვავებით, აქ თვით დევონურიც დანაოჭებულია. აშკარაა, რომ კალედონიურ მოძრაობებს არდენების გეოსინკლინშიც ჰქონდა გამოძახილი, მაგრამ ამ ზოლში მთების წარმოშობა არ მოხდარა. გაჩნდა მხოლოდ მთების პირველი ჩანასახები – ამაღლებული სტრუქტურები, რომელთაც გეოლოგები კორდილიერებს უწოდებენ. ისინი ან წყალქვეშა ზურგობებს წარმოადგენენ, ან წყლის ზედაპირზე ამოდიან, კუნძულთა რკალებს ქმნიან და დენუდაციას განიცდიან. შემდგომ, ანოროგენეტული დროის განმავლობაში, როცა გეოსინკლინში კვლავ დაძირვის პროცესები გაძლიერდება, კორდილიერების დენუდირებულ ზედაპირზე უთანხმოდ განლაგდება ახალგაზრდა ნალექების კომპლექსი. მომდევნო ოროგენეტული ციკლის ტექტონიკური პროცესების შედეგად, ცხადია, დანაოჭებას განიცდის კორდილიერებიც და მათზე უთანხმოდ განლაგებული ნალექების კომპლექსიც. კიდევ უფრო სუსტი იყო კალედონიური მოძრაობების გამოვლინება სამხრული ევროპის გეოსინკლინში. აქ ის გამოიხატა მხოლოდ მცირე, ლოკალური სტრუქტურული ცვლილებებითა და უთანხმოების წარმოქმნით. დევონური მეტწილად თანხმობით აგრძელებს სილურულს და მასთან ერთად განუცდია დანაოჭება შემდგომი ოროგენეტული პროცესების ზეგავლენით. ამრიგად, სახეზეა კანონზომიერი მოვლენა: მ თ ე ბ ი ს მ ი გ რ ა ც ი ა – მთების ახალი სისტემის წარმოქმნა ძველი კონტინენტის გვერდით ხდება, ამავე დროს კონტინენტიდან მოშორებით მხოლოდ მთების პირველი ჩანასახები – კორდილიერები ჩნდება, რომლებიც საბოლოოდ მთებად მხოლოდ შემდგომი ციკლების გამოვლინების პროცესში ჩამოყალიბდებიან. კონტინენტისაგან კიდევ უფრო მოშორებით ოროგენეტული მოძრაობები გაცილებით სუსტია და, შესაბამისად, გეოსინკლინური როფის დახურვა და მისი მთათა სისტემად საბოლოოდ გადაქცევა, შესაძლოა, მხოლოდ რამდენიმე ოროგენეზისის შედეგად მოხდეს. მთების მიგრაციის მოვლენა ჩვენთვის კიდევ უფრო ნათელი და გასაგები გახდება, როცა ფანეროზოული ეონის დანარჩენ, უფრო ახალგაზრდა ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლებსაც გავეცნობით.

კალედონიურ ოროგენეტულ პროცესებს თან ახლდა ეფუზიური და ინტრუზიული მაგმატური პროცესების გაცხოველება. ვულკანური ამოფრქვევები ინტენსიური იყო როგორც ხმელეთზე, ისე წყალქვეშ. მაგმატიზმის პროდუქტები დასაწყისში ულტრაფუძე და ფუძე შედგენილობის იყო, ხოლო გეოსინკლინების დანაოჭება-აზევების ბოლო სტადიაზე – მჟავე, გრანიტოიდული შედგენილობისა. მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ ვულკანიზმის პროდუქტები (ლავები და პიროკლასტიკა) ურალმონღოლეთის ოროგენული სარტყელის სხვადასხვა სეგმენტის სილურულის ჭრილში, ბოჰემის მასივში, ალპების, კარპატების, ბალკანეთის ზოლში, აგრეთვე აპალაჩებში და სხვ. კალედონიური ინტრუზიული სხეულები სივრცობრივად, მეტწილად, დაკავშირებული არიან იმავე სტრუქტურებთან, სადაც ეფუზიური ვულკანიზმის პროდუქტები თამაშობენ მნიშვნელოვან როლს.

ჰ ა ვ ა. ადრე პალეოზოურის (კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურულის) ჰავის თაობაზე მსჯელობისათვის ძირითად საფუძველს წარმოადგენს ზღვის ბინადართა (არქეოციათიდების, ტრილობიტების, მარჯნების) გავრცელების კანონზომიერებათა შესწავლით მოპოვებული ფაქტობრივი მასალა. ხმელეთზე, რომელიც იმ დროს ჯერ კიდევ არ იყო დასახლებული, ჰავის ძირითადი (შეიძლება ითქვას ერთადერთი) ინდიკატორია ნალექების თავისებურებები – თაბაშირის, ქვამარილის, დოლომიტების,

წითელი ფერის ქანების გავრცელება და ა.შ. კამბრიული პერიოდის ჰავაზე ძალიან ცოტა რამ არის ცნობილი. ვარაუდობენ, რომ დღევანდელი ხმელეთის მნიშვნელოვანი ტერიტორიები თბილი ჰავით ხასიათდებოდა. ჰავის სარტყლები, თუმცა, უკვე არსებობდა, მაგრამ სხვაობა მათ შორის არ იყო მკვეთრი, რაც კამბრიულ პერიოდში ზღვებით დაფარული ვრცელი ტერიტორიების არსებობასთან იყო დაკავშირებული; განსაკუთრებით დიდი იყო ეპიპლატფორმული ზღვების ვრცელი აკვატორიების ზეგავლენა. საერთოდ კი კამბრიულში, როგორც ჩანს, კლიმატი ცხელი იყო. ასეთი ვარაუდის საფუძველს წარმოადგენს მარილებით მდიდარი ნალექების სიხშირე, ფოსფორიტების, მარგანეცისა და ბოქსიტების არაერთი საბადოს არსებობა, აგრეთვე კარბონატების სქელი წყებების დიდი როლი ბევრი რეგიონის კამბრიულში.

ორდოვიციულსა და სილურულში კლიმატი კამბრიულისაგან განსხვავებული იყო. ოზონის ეკრანის გაჩენამ საგრძნობლად შეასუსტა მზის სხივების ზეგავლენა დედამიწის ზედაპირზე. ამასთან უკვე შესაძლებელია მსჯელობა მშრალი და ნოტიო თბილი ოლქების, აგრეთვე ცივი მზარეების შესახებ. გარდა ამისა, არსებული ფაქტობრივი მასალის საფუძველზე ნათელი ხდება გარკვეული კანონზომიერებები კლიმატის ცვალებადობაში ორდოვიციული და სილურული პერიოდების განმავლობაში. სილურულის დასაწყისში, ისევე როგორც შუა და გვიან ორდოვიციულში, დედამიწაზე კლიმატი მეტწილად, ჰუმიდური იყო. სილურულის დასასრულისათვის ჰავა თანდათან უფრო არიდული ხდება. ბევრ რეგიონში დაიწყო ფერადი წყებებისა და მარილების დაგროვება. მშრალი, ცხელი ჰავის სარტყელში იყო მოქცეული ამ დროის განმავლობაში ჩრდილოეთის კონტინენტების მნიშვნელოვანი ტერიტორიები. სამაგიეროდ, გონდვანისის რამდენიმე ოლქში მიკვლეული ტილიტები (დასავლურ აფრიკაში, ანდებში — ბოლივიის ტერიტორიაზე) აქ ცივი ჰავის არსებობას მოწმობს.

სილურულის ბოლოს დაწყებული არიდიზაცია უფრო გაძლიერდა დევონური პერიოდის დასაწყისში, რასაც ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის ვრცელ ტერიტორიაზე უდაბნოური პირობების გაბატონება მოჰყვა.

დევონური სისტემა

დ ე ვ ო ნ უ რ ი ს ი ს ტ ე მ ი ს გ ა მ ო ყ ო ფ ა. ინგლისშივე მოხდა პალეოზოური ჯგუფის კიდევ ორი სისტემის, დევონურისა და კარბონულის, გამოყოფა. თანაც თითოეული მათგანის გამოყოფასთან დაკავშირებული პერიპეტიები ისევე მჭიდროდ იყო გადახლართული ერთმანეთთან, როგორც კამბრიულისა და სილურულის (s.l.) შემთხვევაში, თუმცა ამჯერად საქმე „კამბრიულის კონფლიქტის" ანალოგიურ სიტუაციამდე არ მისულა და ორივე სისტემის საზღვრებისა და მოცულობის დადგენასთან დაკავშირებულ პრობლემებში დროთა განმავლობაში თანდათანობით იქნა შეტანილი სიცხადე. ამიტომ ძალაუნებურად დევონური სისტემის გამოყოფის მოკლე ისტორიის გაცნობის კვალად კარბონული სისტემის გამოყოფის ისტორიის თაობაზეც მოგვიხდება საუბარი.

უელსისა და ჩრდილო ინგლისის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილის გეოლოგიურ აგებულებაში საკმაოდ ფართოდ წარმოდგენილი დევონური, კარბონული და პერმული - პალეოზოურის სამივე უახალგაზრდავესი სისტემა - მკაფიოდ გამოირჩევიან ლითოლოგიურად და ცოცხალი ბუნებით არამარტო სილურულისა და ტრიასულისაგან, არამედ ერთმანეთისაგანაც. ამიტომ იყო რომ მე-18 საუკუნეში, ჯერ კიდევ უილიამ სმიტის ბიოსტრატიგრაფიულ შეხედულებათა ჩამოყალიბებამდე, ბრიტანელი გეოლოგები სილურულ-პერმულის სტრატიგრაფიულ ინტერვალში ერთმანეთისგან დაუბრკოლებლად განასხვავებდნენ დანალექი ქანების შემდეგ ოთხ კომპლექსს: ძველი წითელი ქვიშაქვა, მთის კირქვა, საწისქვილე ქვიშაქვა და ნახშირიანი წყება. მე-19 საუკუნის 20-იანი წლების დასაწყისში ვ. კ ო ნ ი ბ ი რ მ ა და ჯ. ფ ი ლ ი პ ს მ ა[1] მთელი სერია ამ ნალექებისა, მათ შორის არსებული ლითოლოგიური და პალეონტოლოგიური განსხვავების მიუხედავად, ერთ სისტემაში მოაქციეს და კარბონული უწოდეს. 1822 წელს გამოქვეყნდა ხსენებული ავტორების ერთობლივი ნაშრომი: „ინგლისისა და უელსის გეოლოგიის ნარკვევები" („Outhlines of the Geology of England and Wales"). ნაშრომში მოტანილ სტრატიგრაფიულ სქემაზე, რომელიც მოიცავს დანალექ ფორმაციებს უძველესიდან (აქ გრანიტები და გნეისებიც არის მოხსენიებული) მესამეულამდე (ჩათვლით), ერთ სისტემაში — კარბონულში, არის გაერთიანებული ძველი წითელი ქვიშაქვა, კარბონული (მთის) კირქვა და ნახშირიანი წყება. ასევე სქემაზე, ხოლო ტექსტში ნახშირიანი წყების დახასიათებისას ის ორად არის გაყოფილი: ზედა ნაწილი — საკუთრივ ნახშირიანი წყება, ხოლო ქვედა — საწისქვილე ქვიშაქვა. ასე და ამგვარად, კარბონულის სახელით კონიბირმა და ფილიპსმა გააერთიანეს არა მხოლოდ სხვადასხვა ოდენობით ქვანახშირის შემცველობით და ზოგი სხვა ფაციესური ნიშანთვისებით ერთიმეორესთან რამდენადმე დაკავშირებული მთის კირქვა, საწისქვილე ქვიშაქვა და ნახშირიანი წყება, არამედ ძველი წითელი ქვიშაქვაც. თუმცა, ეს უკანასკნელი ფაციესურად, თვალნათლივ გამოირჩევა საგები და სახურავი დანალექი წყებებისაგან. კონიბირისა და ფილიპსისებურად გაგებული კარბონული სისტემის სტრატიგრაფიული სქემა უცვლელი რჩებოდა მთელი 17 წლის განმავლობაში. კერძოდ, ამგვარად აქვს განხილული ის ბელგიელ მეცნიერს ლ. დ ე ლ ა ბ ე შ ს თავის „გეოგნოზიის სახელმძღვანელოში" (1831). უფრო მეტიც, მოგვიანებით ჩ. ლ ა ი ე ლ მ ა კიდევ უფრო განავრცო კარბონულის მოცულობა და ძველი წითელი ქვიშაქვის გარდა მას ტრიასული ასაკის „ახალი წითელი ქვიშაქვაც" მიუმატა. ნალექების მთელ ამ ჰეტეროგენულ კომპლექსს ლაიელმა „წითელი ქვიშაქვებისა და ნახშირიანი ქანების ჯგუფი" უწოდა თავის წიგნში „გეოლოგიის ელემენტები" (1839).

ვ. კონიბირისა და ჯ. ფილიპსის სქემა მხოლოდ მას შემდეგ შეიცვალა პრინციპულად, როცა რ. მ ე რ ჩ ი ს ო ნ მ ა მის წიგნში — „სილურული სისტემა" (1839), ძველი წითელი ქვიშაქვა კარბონულისგან გამოაცალკევა და დამოუკიდებელი, „ძველი წითელი ქვიშაქვის სისტემის" სახელით აღწერა. იმავე წელს დევონური სისტემის დამოუკიდებელ სტრატიგრაფიულ ერთეულად აღიარება მოხდა ლონდონის გეოლოგიური საზოგადოების ერთ-ერთ სხდომაზე, რომელსაც სეჯვიკმა და მერჩისონმა ერთობლივი მოხსენება წარუდგინეს დევონშირის საგრაფოს ძველი შრეებრივი ქანების ურთიერთდამოკიდებულების თაობაზე. მოხსენებაში შეჯამებული იყო მათი მრავალწლიანი ერთობლივი

[1] ვ. კონიბირი (W.D. Conybeare) და ჯ. ფილიპსი (U. Phillips) - ინგლისელი გეოლოგები. ორივე იყო ინგლისის გეოლოგიური საზოგადოების წევრი, ამასთან ფილიპსი საზოგადოების ერთ-ერთი დამაარსებელი, ხოლო კონიბირი — მოგვიანებით, ამავე საზოგადოების ერთ-ერთი ვიცე-პრეზიდენტი.

მუშაობის შედეგები. დევონშირის ძველი დანალექი ქანების კომპლექსში ავტორებმა გამოყვეს ქანების ორი „სერია“, ქვედა – დევონური, და ზედა – კულმი, რომელიც მათ ჩრდილო ინგლისისა და უელსის კარბონული მთის კირქვისა და ნახშირიანი წყების სინქრონულად ჩათვალეს. ამის შემდეგ სახელწოდებები დევონური და კარბონული ძალიან მალე ფართოდ დამკვიდრდა ინგლისელი ავტორების ნაშრომებში, მოგვიანებით კი, არდენების დევონურის შესწავლის კვალად, ევროპის სხვა ქვეყნებშიც. მართალია, დევონური სისტემის გამოყოფა ისტორიულად პირველად სამხრეთ-დასავლურ ინგლისში მოხდა, მაგრამ მალე გამოირკვა, რომ სისტემის უფრო სრული და მრავალფეროვანი ფაუნით გაცილებით მდიდარი ჭრილები ევროპის კონტინენტზეა – არდენებში, რაინის ფიქლებიან მასივში, ჩეხეთში (ბოჰემის მასივში). სწორედ აქ ჩამოყალიბდა დევონური სისტემის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა.

დევონური სისტემის საზღვრები. სამხრეთ-დასავლურ ინგლისში, სადაც დევონურის გამოყოფა მოხდა, დევონური სისტემის საგები გაშიშვლებული არ არის. ამიტომ მისი ქვედა საზღვარი თავიდანვე ზუსტად დადგენილი არ ყოფილა. სხვა რეგიონებში სილურულსა და დევონურს შორის იქ, სადაც ამ სისტემების მიჯნაზე უთანხმოება არ არის და სილურული თანდათანობით გადადის დევონურში, გამოიყოფა შერეული ფაციესის ქანების წყება, რომელიც ინგლისელმა გეოლოგებმა დაუნტონური სართულის სახელწოდებით აღწერეს. დაუნტონის ტიპურ ჭრილში, რომელიც შროპშირის საგრაფოში (აღმოსავლური უელსი) დაუნტონის კოშკთან არის გაშიშვლებული, სილურის ზღვიურ ნალექებსა და ტიპურ ძველ წითელ ქვიშაქვას შორის გარდამავალ შრენარში ერთიმეორეს ენაცვლებიან ლაგუნურ-კონტინენტური ქვიშაქვები გიგანტური კიბო-მორიელებისა (პტერიგოტუსების) და ჯავშნიანი თევზების ნაშთებით და ნორმული ზღვის ფაუნის (მოლუსკები, ბრაქიოპოდები) ნაშთების შემცველი ქვიშიანი თიხები. დაუნტონური სართულის ასაკის საკითხი დიდი ხნის განმავლობაში სადავო იყო. ინგლისელი გეოლოგები მას სილურულში ათავსებდნენ, ფრანგები და ბელგიელები – დევონურში. ცხადია, ამის გამო დევონურის ქვედა საზღვრის საკითხიც ბუნდოვანი იყო. საზღვარს სილურულსა და დევონურს შორის ზოგი დაუნტონურის საგებს უკავშირებდა, ზოგი – მის სახურავს. პრობლემა გადაიჭრა 1972 წელს საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის XXIV სესიაზე. საერთაშორისო სტრატიგრაფიული კომისიის მიერ ევროპის რამდენიმე ქვეყანაში ჩატარებული საგანგებო კვლევების საფუძველზე საერთაშორისო გეოლოგიური კონგრესის XXIV სესიამ მიიღო გადაწყვეტილება, რომ სილურულის ტერმინალური (სულ ზედა) სართულად მიჩნეული იქნეს ლუდლოუური, ხოლო დევონურის უძველეს წევრად – ლოხკოვის სართული. ეს უკანასკნელი ბოჰემის (ჩეხეთის) მასივის სილურულ-დევონურის ფაუნით მდიდარი ნალექების ჭრილში იქნა გამოყოფილი. აქვე განისაზღვრა დევონურის ქვედა საზღვარიც. დევონური სისტემის ქვედა საზღვრად დაკანონდა ლოხკოვის სართულის საგები, რომელიც ამავე დროს არის გრაპტოლითებიანი ზონის – Monograptus uniformis-ის ზონის საგები. არაიშვიათად დევონური უთანხმოდ არის განლაგებული სილურულზე. ასეთ შემთხვევაში, ბუნებრივია, საზღვარი ამ ორ სისტემას შორის მკაფიოა.

ზედა საზღვარიც – საზღვარი დევონურსა და კარბონულს შორის, ბევრგან უთანხმოებით არის გამოხატული. უთანხმოება დაკავშირებულია ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ბრეტონული ფაზისის გამოვლინებასთან. ხოლო იქ, სადაც უთანხმოება არ არსებობს და დევონურს უხარევზოდ აგრძელებს კარბონული, კარბონულის დაწყებაზე მიგვანიშნებს პროდუქტუსების არაერთი გვარის წარმომადგენელთა ნაშთების არსებობა ნალექებში. ტიპური კარბონული გვარებია: Prodoctus, Strophalosia, Gigantoproductus, Striatifera და სხვ. გაშლილი ზღვის ნალექებში საზღვრის დადგენის საიმედო დასაყრდენს წარმოადგენენ აგონიატიტები – Goniatita, Pericyclus, Catendostia და ზოგი სხვა.

დევონური სისტემის დანაწილება. დევონური სისტემა სამ სექციად იყოფა: ქვედა დევონური, შუა დევონური და ზედა დევონური. ქვედა დევონურს სამ სართულად ჰყოფენ: ლოხკოვის, პრაღისა და ემსის. შუა და ზედა დევონურში ორ-ორი სართული გამოიყოფა: ეიფელური და ჟივეტური – შუა დევონურში და ფრანული და ფამენური – ზედა დევონურში. სართულების სახელწოდებები ცენტრალური ევროპის სამი ქვეყნის – საფრანგეთის, ბელგიისა და ჩეხეთის, გეოგრაფიული პუნქტების სახელებიდან წარმოდგება. ამრიგად, დევონურის სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა ასე გამოიყურება (იხ. ნუსხა. N10):

ნუსხა N10

სისტემა	სექციები	სართულები	სექციების სანგლი-ვობა მლნ.წ
დევონური D	ზედა D_3	ფამენური ფრანული	15
	შუა D_2	ეიფელური ეიფელური	20
	ქვედა D_1	ემსის პრალის ლოხკოვის	20

დევონური პერიოდის ცოცხალი ბუნება. კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ეპოქის მთავარი ფაზისების გამოვლინება დევონურის დასაწყისისთვის, ფაქტიურად, დასრულებული იყო. წყლისა და ხმელეთის განაწილებაში ამ პროცესების შედეგად მომხდარი ცვლილებები ნათლად აისახა არამარტო დევონური სისტემის ფაციესების თავისებურებებში, არამედ ცოცხალი ბუნების განვითარებაშიც. იმ ფაქტმა, რომ ადრე დევონურისთვის კონტინენტური პლატფორმების მნიშვნელოვანი ნაწილი წყლით ალარ იყო დაფარული, დიდად შეუწყო ხელი დევონური პერიოდის ცოცხალ ბუნებაში ზღვის ორგანიზმებისა და წყალმცენარეების პარალელურად ხმელეთის ფლორისა და ფაუნის სწრაფ ევოლუციას. თუმცა, წყლიდან ხმელეთზე ცოცხალი ბუნების გადმოსვლისა და სწრაფი ევოლუციის პროცესისათვის გადამწყვეტი მაინც ზედა ატმოსფეროში ოზონის ეკრანის წარმოქმნა იყო. მეცნიერთა დიდი ნაწილი მიიჩნევს, რომ ეს მოხდა სილურულის ბოლოს – დევონურის დასაწყისში, (დაახლ. 400მლნ. წლის წინ), როცა ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობამ თანამედროვე რაოდენობის 10% - ს მიაღწია. ისე რომ, დევონური პერიოდის ორგანული სამყარო საკმაოდ მდიდარია და მრავალფეროვანი.

Protozoa-ს წარმომადგენელთა როლი კვლავ უმნიშვნელოა. შეიძლება აღვნიშნოთ მხოლოდ, რომ დევონურ ნალექებში ფართოდაა გავრცელებული ამოდისციდების რიგის ორკამერიანი აგლუტინირებული ნაჭუჭის მქონე ზოგი გვარის (Amodiscus, Glomospira) წარმომადგენლები.

დევონურიდან იწყებენ განვითარებას კირქვიანი ღრუბლების (Calcispongia) პირველი წარმომადგენლები. აქვე წარმოდგენილია ამჟამად გადაშენებული პრობლემატური ტაქსონის – რეცეპტაკულიტების, ნაშთებიც. ორდოვიციული პერიოდის ცოცხალი ბუნების დახასიათებისას ჩვენ ისინი უკვე ვახსენეთ. რეცეპტაკულიტები კარბონულშიც არსებობდნენ, პერმულის დასაწყისისთვის კი გადაშენდნენ.

დევონურში ფართო გავრცელება აქვთ სტრომატოპორიდებს. სილურულთან შედარებით რამდენადმე შემცირდა ტაბულატების როლი. სამაგიეროდ, სულ უფრო და უფრო იზრდება ოთხსხივიანი მარჯნების (ქვეკლასი Tetracoralla) რაოდენობა. ისინი სტრომატოპორიდებთან და ბრიოზოებთან ერთად ხშირად რიფისმშენებელ ორგანიზმებად გვევლინებიან. ოთხსხივიანი მარჯნებიდან შეიძლება მოვიხსენიოთ გვარები: Streptelasma, Zaphrentis, Amplexus, Calceola და სხვ.

საგრძნობლად არის შემცირებული დევონური პერიოდის ზღვებში ტრილობიტების რიცხვი. დევონურის ბოლოს ტრილობიტების თითქმის ყველა ჯგუფი მთლიანად გადაშენდა, პტიხოპარიიდების გარდა, რომლებმაც პერმულის დასასრულამდე მიაღწიეს. გადაშენდა, აგრეთვე, ლეპერ-

დიტიდების (რიგი Leperditia) დიდი ნაწილი, მაგრამ ჯერ კიდევ მრავლად არიან ბეირიხიიდები (რიგი Beyrichia). ეს ორი რიგი ორსაგდულიანი ნაჭუჭის მქონე პაწია კიბორჩხალების – ოსტრაკოდების ქვეკლასს ეკუთვნოდნენ. დევონურშივე უკვე არსებობენ ხმელეთის ბინადარ ასოსახსრიანთა პირველი წარმომადგენლები – ობობები და ტკიპები. ლაგუნებსა და მტკნარსა თუ მარილიან ეპიკონტინენტურ წყლებში ბინადრობდნენ გადაშენებული პალეოზოური კიბომორიელები (რიგი Eurypterida). მათი უმეტესობა საშუალოდ 20სმ სიგძისა იყო, თუმცა ცალკეულ შემთხვევებში ზოგი სახე 1მ-მდეც აღწევდა. ევრიპტერიდების განსაკუთრებული აყვავების ხანა სილურულსა და დევონურზე მოდის. დევონურის შემდეგ იწყება მათი თანდათანობით დაქვეითება და პერმულის ბოლოს ევრიპტერიდებმა დაასრულეს არსებობა.

მოლუსკებიდან კვლავ უმნიშვნელოა ორსაგდულიანებისა და მუცელთფეხიანების როლი. შესამჩნევად შემცირდა დევონურ ფაუნაში ჯოხივით გამართული ნიჟარის მქონე ნაუტილოიდების როლი. ამავე დროს ჩნდებიან ნაუტოლოიდების ქვეკლასის ის გვარები, რომლებსაც ერთ სიბრტყეში სპირალურად დახვეული ნიჟარა გააჩნდათ. მოგვიანებით მათ თითქმის მთლიანად განდევნეს სწორნიჟარიანი ნაუტილოიდები. მრავალფეროვანია და მრავალრიცხოვანიც აქტინოცერატიტების (ქვეკლასი Actinoceratoidea) ფაუნა. მათ საკმაოდ დიდ ნიჟარები და რთული სიფონური სისტემა გააჩნდათ. აქტინოცერატოიდების ქვეკლასის პირველი წარმომადგენლები ორდოვიციულიდან არის ცნობილი. კარბონულში ისინი გადაშენდნენ.

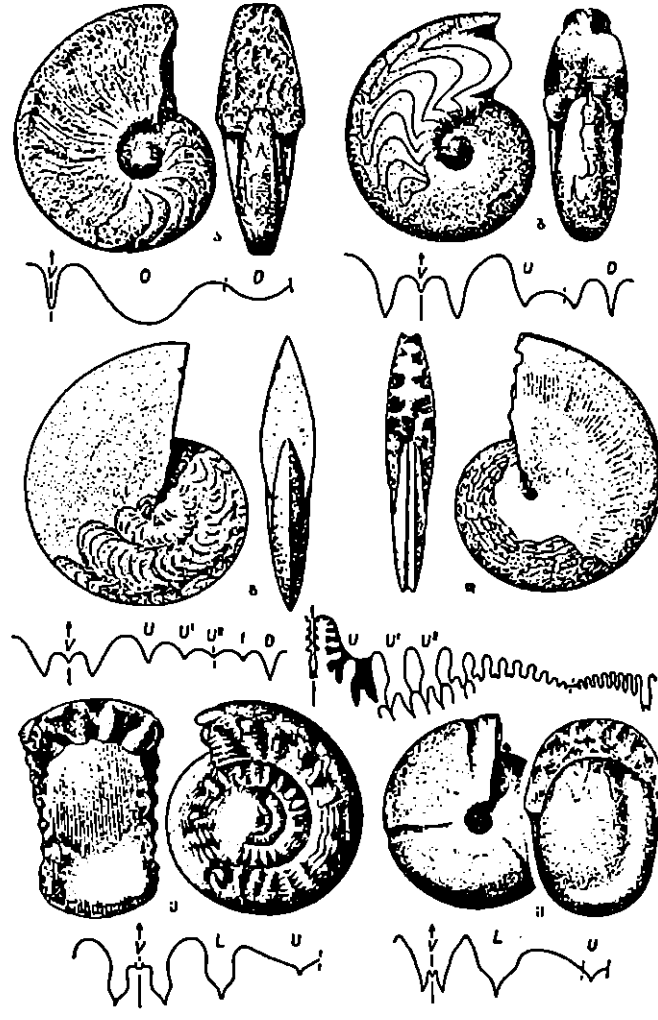
დევონურის დასაწყისში ჩნდებიან პირველი ამონოიდები (ქვეკლასი Ammonoidea), ერთ სიბრტყეში სპირალურად დახვეული მათი ნიჟარის სიღრუეც ტიხრებითაა დაყოფილი ჰიდროსტატიკურ კამერებად. ტიხრები ნიჟარის კედელს შიგა მხრიდან უკავშირდება. ამასთან ნაკერი (ტიხრის ხაზი) აგონიატიტური, ან გონიატიტური ტიპისაა (სურ.65). მათი სიფონი, ბაქტრიტოიდების მსგავსად, მუცლის მხარისკენ არის გადაადგილებული. დევონურის დასაწყისიდანვეა ცნობილი ამონოიდების ქვეკლასის თავისებური რიგი – Clymeniida (კლიმენიიდები), რომელთაც, სხვა დანარჩენი ამონოიდებისგან განსხვავებით, სიფონი მუცლის მხარეს კი არა აქვთ, არამედ დორსულ (ზურგის) მხარეს. დევონური გონიატიტების გვარებიდან შეიძლება დავასახელოთ: Agonitites, Manticoceras, Timanites, Gonatites და ა.შ.

განსაკუთრებულ აყვავებას განიცდიან დევონურ პერიოდში ბრაქიოპოდები. იმ დროინდელ ზღვებში მხართფეხიანების სამასზე მეტი გვარის წარმომადგენლები ბინადრობდნენ. მათგან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანნი, როგორც გავრცელებით, ისე სტრატიგრაფიული თვალსაზრისითაც, სპირიფერიდები და ატრიპიდები არიან. პირველნი იურულამდე არსებობდნენ, ატრიპიდებმა კი მხოლოდ კარბონულის დასაწყისამდე მიაღწიეს. სპირიფერიდებიდან შეიძლება დავასახელოთ გვარები: Euryspirifer, Cyrtospirifer, ატრიპიდებიდან – Atrypa, Karpinskia და სხვ. ამავე დროს უკვე საკმაოდ მრავლად არიან ტერებრატულიდები და რინქონელიდები.

ეკალკანიანებიდან დევონურ ზღვებში მიმაგრებული ფორმები სჭარბობენ – ბლასტოიდები და ზღვის შროშნები. იშვიათია უძველესი ზღვის ზღარბების (Palechinoidea) ნაშთები. მათი განამარხებული ნაშთების მცირერიცხოვნების ერთ-ერთი მიზეზი, უთუოდ, ისიც არის, რომ მათი ჯავშანი, მეზოზოური და კაინოზოური ზღარბების მუდროდ შეკრული ჯავშნისაგან განსხვავებით, ერთიმეორეზე კრამიტისებურად გადაფარებული ფირფიტებისაგან შედგებოდა და ორგანიზმის სიკვდილის შემდეგ ცალკეულ ფირფიტებად დაშლილი, გაფანტული განამარხდებოდა.

თითქმის მთლიანად გადაშენდნენ გრაპტოლითები. მხოლოდ სტერეოსტოლონატების თითო-ოროლა გვარი-ღა გადარჩა, რომელთაგან ზოგმა კარბონულის დასაწყისამდეც მიაღწია.

დევონური პერიოდის ფაუნაში მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნოდა თევზებს. ფართოდ იყვნენ გავრცელებული პლაკოდერმები. დევონურის დასასრულს ისინი გადაშენდნენ. შუა დევონურიდან ჩნდებიან ძვლიანი თევზები (კლასი Osteichthyes). ამათ შორის იყვნენ სამივე ქვეკლასის წარმომადგენლები: ორმაგადმსუნთქავნი (Dipnoi), სხივფარფლიანები (Actinoptergii) და მაჯაფარფლიანები (Crossopterigii). შედარებით მცირერიცხოვანნი იყვნენ ხრტილიანი თევზების ქვეკლასის – Elasmobranchii-ს (ელასმობრანხიები ან ზვიგენისნაირები) წარმომადგენლები. ისინი შუა დევონურიდან იწყებენ განვითარებას და დღემდე მოაღწიეს.



სურ. 65. ამონოიდები ავონიატიტური და გონიატიტური ტიპების ნაზებით:
ა - Agonitites (ადრე და შუა დევონური); ბ – Manticoceras (გვიანი დევონური);
გ – Timanites (გვიანი დევონური); დ – Medlicottia (პერმული); ე – Paragastrioceras (პერმული);
ვ – Goniatites (ადრე და შუა დევონური) (ვ. დრუშჩიცი და ო. ობრუჩევა, 1971).

დევონური პერიოდის განმავლობაში სიცოცხლე სულ უფრო და უფრო ფართოდ იპყრობს ხმელეთს. დევონურის ბოლოს Crossopterigii-ებისგან ვითარდებიან წყალ-ხმელეთა ხერხემლიანების (Amphibia) კლასის უძველესი ფორმები – სტეგოცეფალები. მათი ცხოვრება მჭიდროდ იყო დაკავშირებული წყალთან. ისინი წყალში მრავლდებოდნენ, აქვე ვითარდებოდნენ თავკომბალები და მხოლოდ ამის შემდეგ ამოდიოდნენ ხმელეთზე. პირველ სტეგოცეფალებს – იხტიოსტეგიდებს (Ichtyostegida) ბევრი რამ ჰქონდათ საერთო მაჯაფარფლიან თევზებთან, მაგრამ ხუთთითიანი კიდურების მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, ისინი, აშკარად, შეგუებული იყვნენ ხმელეთზე ცხოვრებას. სტეგოცეფალებმა ტრიასული პერიოდის დასასრულამდე იარსებეს.

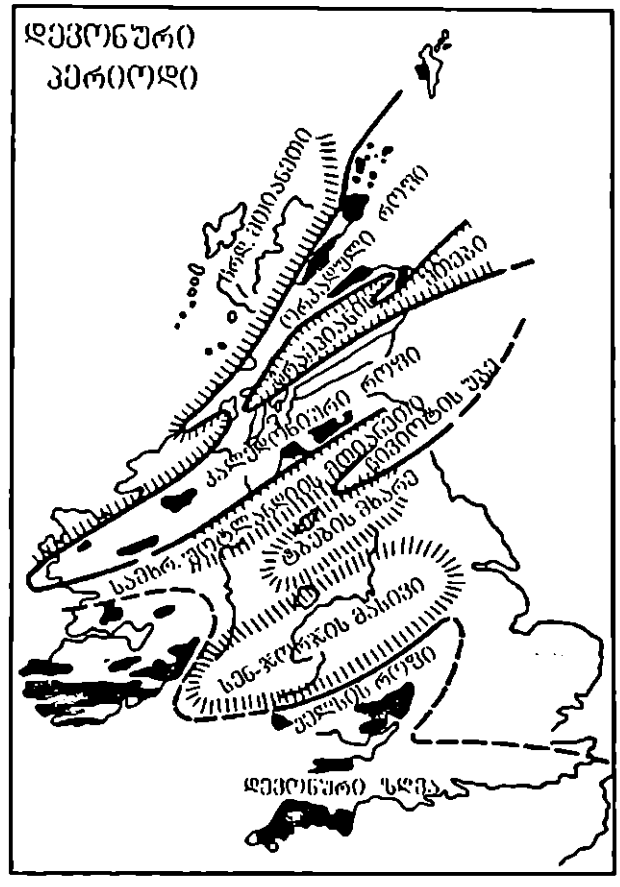
სილურულთან შედარებით უკვე საკმაოდ მრავალფეროვანია დევონური პერიოდის ფლორა. დევონურ ზღვებში მრავალრიცხოვან ორგანიზმებთან ერთად მნიშვნელოვანია წყალმცენარეების როლი. მათ შორის ბევრია კირქვიანი წყალმცენარეები, რომლებიც ხავსცხოველებთან და მარჯნებთან ერთად რიფის შენებაში მონაწილეობდნენ.

ხმელეთზე ამ დროს ფართოდ არის გავრცელებული რინიოფიტების ფლორა. ისინი უკვე ჰქმნიან ნამდვილ ხმელეთის ფლორას. გვიან დევონურში მათ ადგილს იკავებს არხეოპტერისის (Archaeopteris გვიმრანაირების ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული გვარია დევონურ გვიმრანაირებს შორის) ფლორა. მათ გვერდით დევონურ ფლორისტულ კომპლექსში წარმოდგენილი იყვნენ სოლოფოთლოვანებიც (Sphenopsida), რომელთაც სოლის ფორმის, მარაოსებურად დაძარღვეული ფოთლები ჰქონდათ. გვიან დევონურიდანვე ცნობილია ლიკოპოდიალების, აგრეთვე შიშველთესლიანების (Gymnospermae) უძველესი ფორმები. დევონურის დასასრულს ფლორა თავისი ბუნებით, შემადგენლობით, მრავალფეროვნებით უკვე უახლოვდება კარბონულ ფლორას. საერთოდ კი ეს იყო დრო, როდესაც მცენარეები თანდათან ეგუებოდნენ ხმელეთის გარემოს – ცხოვრებას ჰაერზე, სადაც ჟანგბადი გაცილებით მეტია, ვიდრე წყალში. მცენარეებს უვითარდებათ ახალი ქსოვილები, მცენარის სხეული განიცდის დიფერენციაციას – ჩნდება გარკვეული ფუნქციის მქონე ორგანოები: ფესვი, ღერო და ფოთლები.

დევონური ნალექების გავრცელება და ხასიათი. როგორც უკვე ვიცით, კალედონიურმა ოროგენეზისმა, რომლის პოსთუმური[1] მოძრაობები დევონურის დასაწყისში გამოვლინდა, საგრძნობლად გარდაქმნა კონტინენტების სტრუქტურა. გავიხსენოთ, რომ კალედონიურ ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლს შედეგად მოჰყვა კალედონიდების – ახალი მთათა სისტემების წარმოშობა, ოროგენული სარტყლების გარკვეული ნაწილების დახურვა, დანაოჭება-აზევება და მომიჯნავე კონტინენტთან შეზრდა. არანაკლებ მნიშვნელოვანი იყო პალეოგარემოში მომხდარი ცვლილებები. ამ ცვლილებათა ერთ-ერთი მიზეზი ისიც იყო, რომ აზევება თვით კონტინენტურმა პლატფორმებმაც განიცადეს. რეგრესიამ, რომელიც სილურულის ბოლოს დაიწყო, მაქსიმუმს ადრე დევონურში მიაღწია. დენუდაციის არედ გადაიქცნენ არამარტო ახლად წარმოქმნილი ნაოჭა მთები – კალედონიდები, არამედ ვრცელი ტერიტორიებიც კონტინენტური პლატფორმების ფარგლებში. ამის გამო კონტინენტებზე დევონურ პერიოდში მკვეთრად იკლო ზღვიურმა სედიმენტაციამ. ზოგი, ოდესლაც ვრცელი ეპიკონტინენტური ზღვის ფართობი მნიშვნელოვნად შემცირდა და ტიპურ, ანორმული მარილიანობის ლაგუნად გადაიქცა. ამიტომ დევონურისთვის ნიშანდობლივია ერთი მხრივ, გეოსინკლინური, ხოლო, მეორე მხრივ, ეპიკონტინენტური ფაციესების დიდი როლი, რომელთა შორის არის როგორც ხმელეთზე, სუბაერულ გარემოში დაგროვილი დიდი სიმძლავრის (კილომეტრების რიგის) ფერადი ქანების კომპლექსები, ისე მშრალი, ცხელი ჰავის პირობებში წარმოქმნილი, მარილებით მდიდარი ლაგუნური ფაციესები. ყოველივე ამას ემატება ვულკანოგენური კომპლექსები – ლავები და პიროკლასტოლითები, რომელთა სისქეები ზოგ რეგიონში საკმაოდ მნიშვნელოვანია. ჩვენ მოგვიხდება, ერთი მხრივ, კონტინენტური ნალექების სხვადასხვაგვარი ფაციესის ქანების, მეორე მხრივ, გეოსინკლინურ აუზებში დაგროვილი ნალექების გაცნობა.

---

[1] პოსთუმური ფაზისი – ლათინ. Postumus - სიკვდილის შემდგომი, უკანასკნელი. სხვაგვარად ამბობენ მომყოლი ფაზისიო. იგულისხმება ფაზისი, რომელიც მთების წარმოშობის შემდეგ გამოვლინდება სუსტი მოძრაობების სახით და, არსებითად, ის მხოლოდ სუსტად გამოხატული, მცირე უთანხმოებით შეიმჩნევა.

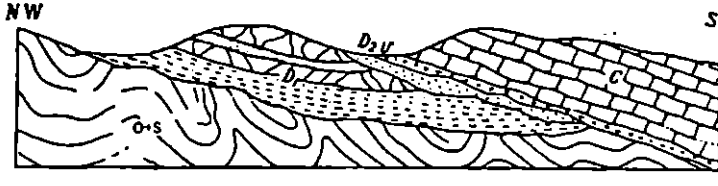


სურ. 66. ბრიტანეთის კუნძულების სქემატური პალეოგეოგრაფიული რუკა დევონური პერიოდისთვის (გ. ლეონოვის მიხედვით, 1985) შავად შეფერილია დევონურის ზედაპირული გამოსავლები.

კონტინენტური ფაციესების გაცნობას დავიწყებთ გეოლოგიურ ლიტერატურაში ძველი წითელი ქვიშაქვის სახელით ცნობილი ნალექების (ინგლისელების Old red sandstone) კომპლექსიდან, რომელიც თითქმის მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში (დაახლოებით 50-55 მლნ წელი) გროვდებოდა კალედონიური ოროგენეზისის შემდეგ წარმოქმნილ დიდ ჩრდილო ატლანტურ კონტინენტზე. მას, როგორც ვთქვით, ლავრენციასაც უწოდებენ (რუსი გეოლოგები ლავრუსიას), არაიშვიათად - ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტს, ან უფრო ლაკონურად – წითელ კონტინენტს. დევონურის განმავლობაში ის წარმოადგენდა მთაგორიან ხმელეთს, რომლის ზედაპირზეც ნალექდაგროვება, როგორც ფაციესების განაწილება ცხადჰყოფს, მიმდინარეობდა არა ერთიანად მთელ ფართობზე, არამედ ერთიმეორისაგან განცალკევებულ მთათაშუა, ან მთისწინა როფებში. თუმცა, როგორც ჩანს, ისინი ერთიმეორესთან ნაწილობრივ მაინც იყვნენ დაკავშირებული. ყველაზე უკეთ არის შესწავლილი იმ როფების დევონური, რომლებიც დიდი ბრიტანეთის კუნძულებზე წარმოიქმნა კალედონიური ოროგენეზისის დასასრულს. მათ შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია გრამპიანის მთებსა და სამხრეთ შოტლანდიის მთიანეთს შორის მოქცეული ვრცელი კალედონიური როფი (სურ.66). ის სკანდინავიის ნახევარკუნძულზეც ვრცელდებოდა და მის ატლანტურ სანაპირო ზოლს მოიცავდა.

კალედონიური როფი ამოვსებულია დაუნაოჭებელი დევონური და კარბონული ნალექებით, რომელთა საერთო სიმძლავრე 7000-8000 მ-ია. ქვედა ძველი წითელი ქვიშაქვა, რომლის სისქე კალედონიურ როფში 3000-4000 მ-ია, სტრუქტურული უთანხმოებით არის განლაგებული ინტენსიურად დანაოჭებულ, მეტამორფიზებულ ორდოვიციულ-სილურულზე, ან უფრო ძველ წყებებზე. ის აგებულია ძირითადად უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების დასტებით, რომლებთანაც მეავე (დაციტური, რიოლითური) და ფუძე (ანდეზიტური, ბაზალტური) შედგენილობის მძლავრი ლავური განფენები მორიგეობენ. განსაკუთრებით დიდია კონგლომერატების ხვედრითი წილი როფის პერიფერიულ ნაწილებში (ბორტებში). ღერძული ნაწილისკენ ქვარგვალების ზომა თანდათან მცირდება, ამასთან კონგლომერატული დასტების ნაწილი გამოისოლება და მათ ადგილს უფრო წვრილმარცვლოვანი ქანები იკავებენ. კლასტური ქანებისთვის ნიშანდობლივი ირიბშრეებრივობა და წითელი და მოყავისფრო შეფერილობა, მათ შედგენილობაში მინდვრის შპატების უპირატეს როლთან ერთად, მოწმობს, რომ ძველი წითელი ქვიშაქვის დაგროვება არიდული – მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა. ამასვე ადასტურებს ქვიშაქვებში განამარხებული ორგანიზმები, რომლებიც, უდავოდ, მცირე, ზღვისაგან იზოლირებულ აუზებში (ტბებში) ბინადრობდნენ. ნიშანდობლივია, რომ მათ შორის არ არიან გაშლილი, ნორმული ზღვის ფაუნის წარმომადგენლები. შედარებით წვრილმარცვლოვან ტერიგენულ ნალექებში მოპოვებულ პალეონტოლოგიურ მასალაში გვხვდება უმდაბლესი კიბოსნაირების ნაშთები (Estheria), გიგანტური კიბო-შორიელები (Gigantostracea) და თევზები. თევზებს შორის არიან როგორც ჯავშნიანი თევზები (პლაკოდერმები), ისე პრიმიტიული თევზისმაგვარნი (უყბონი) და მაჯაფარფლიანები. განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ორმაგადმსუნთქავი თევზები - თანამედროვე Neoceratodus-ის ანალოგიური ფორმები, რომელთა არსებობა იმ დროის არიდული კლიმატის კიდევ ერთი სარწმუნო ნიშანია.

შუა დევონურის განმავლობაში კალედონიურ როფში ნალექდაგროვება შეწყდა. ტექტონიკური მოძრაობების შედეგად დევონურმა ნალექებმა დეფორმაცია და აზევება განიცადეს და დროებით დენუდაციის არედ გადაიქცა ის ტერიტორია, რომელზეც ადრე დევონურ ეპოქაში რამდენიმე კილომეტრის სიმძლავრის კლასტური ქანები დაილექა. ამის გამოა, რომ ზედა დევონური სტრუქტურული უთანხმოებით არის განლაგებული ქვედა ძველი წითელი ქვიშაქვის დენუდირებულ ზედაპირზე (სურ. 67).



სურ. 67. ძველი წითელი ქვიშაქვის ჭრილი ჩრდილო ინგლისში (ალ. ჯანელიძის მიხედვით, 1960). O+S ორდოვიციულ-სილურული; D_1 – ქვედა, D_2 – ზედა ძველი წითელი ქვიშაქვა, C – ქვედა კარბონული; V – ვულკანური სხეული.

ზედა ძველი წითელი ქვიშაქვა კალედონიურ როფში შედარებით მცირე სისქისაა (600-800მ.). ის წარმოდგენილია ძირითადად წითელი ქვიშაქვის დასტებით. ჭრილი იწყება ბაზალური (ფუძის) კონგლომერატებით. ზედა ნაწილში ქვიშაქვებთან ერთად მერგელებისა და კირქვების შუაშრეებიც აღინიშნება. ქანებში მიკვლეული იშვიათი ნამარხები თევზებისა და უყბოთა ნაშთებით არის წარმოდგენილი.

ძველი წითელი ქვიშაქვის სისქე შოტლანდიაში 4000-5000მ-ია, ზოგჯერ კი 8000მ-საც აღწევს. ასეთი დიდი სიმძლავრის ტერიგენული ქანებისათვის საჭირო კლასტური მასალის წყაროს წარმოად-

გენდა იმ დროისათვის ახლადდანაოჭებულ-აზევებული მთები – კალედონიდები, საიდანაც მდინარეებსა და დროებით ღვარებს შეჰქონდათ მთათაშუა და მთისწინა როფებში დენუდაციის პროდუქტები.

კალედონიური როფის დევონურისაგან რამდენადმე განსხვავებული კლასტური ქანები გროვდებოდა ჩრდილოეთით მდებარე ორკადული როფის ფარგლებში – გრამპიანული ზოლის ტერიტორიაზე (იხ. სურ. 66). კალედონიური როფისაგან ის გამიჯნული იყო ახლად დანაოჭებულ-აზევებული გრამპიანის მთებით. როფის მნიშვნელოვანი აღმოსავლური ნაწილი ამჟამად დაძირულია და ჩრდილოეთის ზღვით არის დაფარული. ნალექდაგროვების პროცესი აქ განსაკუთრებით ინტენსიური იყო შუა დევონურში. გავიხსენოთ, რომ ამ დროს კალედონიური როფი, პირიქით, აზევებულია და დენუდაციას განიცდის. ტიპური ძველი წითელი ქვიშაქვის ფაციესის არკოზები და კონგლომერატები ორკადულ როფში მხოლოდ ჰრილის ქვედა ნაწილშია წარმოდგენილი. ზევით კი მოდის 4000-5000 მ-მდე სისქის წვრილმარცვლოვანი ფილაქისებური (Flagstone) რუხი ქვიშაქვები და ორგანული ნივთიერებით გამდიდრებული ფიქლები. ნალექების ამ მძლავრ კომპლექსში ნამარხი ფაუნა ძალიან ღარიბია და წარმოდგენილია მეტწილად მხოლოდ მტკნარი წყლის თევზებით. მათი ნაშთები არიაშვიათად დიდი დაგროვებების სახით არის განამარხებული და ქმნიან ე.წ. „თევზიან შრეებს". მათ წარმოშობას მეცნიერები მტკნარი აუზის (ტბის) დროგამოშვებით ნაწილობრივი, ან მთლიანი დაშრობის მიზეზით მთელი იხტიოფაუნის დაღუპვით ხსნიან. ვარაუდობენ, რომ შუა დევონურის განმავლობაში ორკადული როფი ვრცელი ვაკით გარშემორტყმულ საკმაოდ დიდ, მაგრამ მარჩხ ტბას ეკავა, რომელშიც მოშორებული მთებიდან მხოლოდ წვრილმარცვლოვანი მასალა აღწევდა.

ორკადულ როფში სუსტად დეფორმირებულ შუა დევონურზე განლაგებულია ზედა დევონური სექცია – 1000-1200 მ-მდე სისქის ყვითელი და წითელი ქვიშაქვების კომპლექსი, რომელშიც კონგლომერატების შუაშრეები და მცირე სიმძლავრის ლაფური განფენებიც აღინიშნება. შუა და ზედა დევონურს შორის არსებული მცირე სტრუქტურული უთანხმოება, როგორც ჩანს, გამოწვეულია როფის ხანმოკლე აზევებით, რასაც მალე ისევ დაძირვა და შუა დევონურის გადარეცხილ ზედაპირზე ზედა დევონური სექციის ქანების დაგროვება მოჰყვა.

ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის დევონურისთვის ნიშანდობლივ ფაციესებს ვხვდებით, აგრეთვე, სამხრეთ უელსსა და სამხრეთ-დასავლურ ირლანდიაში. უელსის როფში, რომელიც ჩრდილო-დასავლეთიდან სენ-ჯორჯის მასივით არის შემოსაზღვრული, ქვედა ძველი წითელი ქვიშაქვის მძლავრი (1500-2000მ) კომპლექსის ჰრილი იწყება ლუდლოუური სართულის (ზედა სილურული) ზღვიურ ნალექებზე ტრანსგრესიულად განლაგებული თავისებური კარბონატული არკოზების დასტით. ქვიშაქვები წითელი ფერისაა, ირიბშრეებრივი. დასტაში აღინიშნება თხელი შუაშრეები, რომლებიც მასიური რაოდენობით შეიცავენ თევზების, მოლუსკებისა და მხართფეხიანების ნაშთებს. ინგლისელები ასეთ ქანებს „ძვლებიან შრეებს" (Bone Bed) უწოდებენ. ნამარხების დიდი ნაწილი აშკარად ნაგორებია, გაცვეთილი, მოგლუვებული ზედაპირის მქონე. როგორც ვარაუდობენ, ისინი ნაწილობრივ სილურული ნალექებიდან, კლასტურ მასალასთან ერთად არიან მოხვედრილი დევონურ ნალექებში. ნაწილი ნამარხებისა კი, თუმცა, აშკარად დევონურია და ძირითად განლაგებაში (in situ) იმყოფება, მაგრამ განამარხების სპეციფიკურ პირობებში მათაც განიცადეს „გადამუშავება". „ბონე ბედ"-იან დასტას ზევით მოჰყვება ირიბშრეებრივი ქვიშაქვების რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის დასტების რიტმული მორიგეობა. თითოეული დასტა იწყება მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით, შემდეგ ალმავალ ჰრილში მასალის სიმსხო თანდათან მცირდება და დასტის ზედა ნაწილში ქვიშაქვებს ალევროლითები ცვლიან. ინგლისელი გეოლოგების ვარაუდით, მთლიანად ნალექების ეს კომპლექსი დაგროვილია იმ ვრცელი დელტის ტერიტორიაზე, რომელიც ლუდლოუური ზღვის უკან (სამხრეთისაკენ) დახევის შემდეგ მის ადგილას გაჩნდა უელსის როფის ტერიტორიაზე.

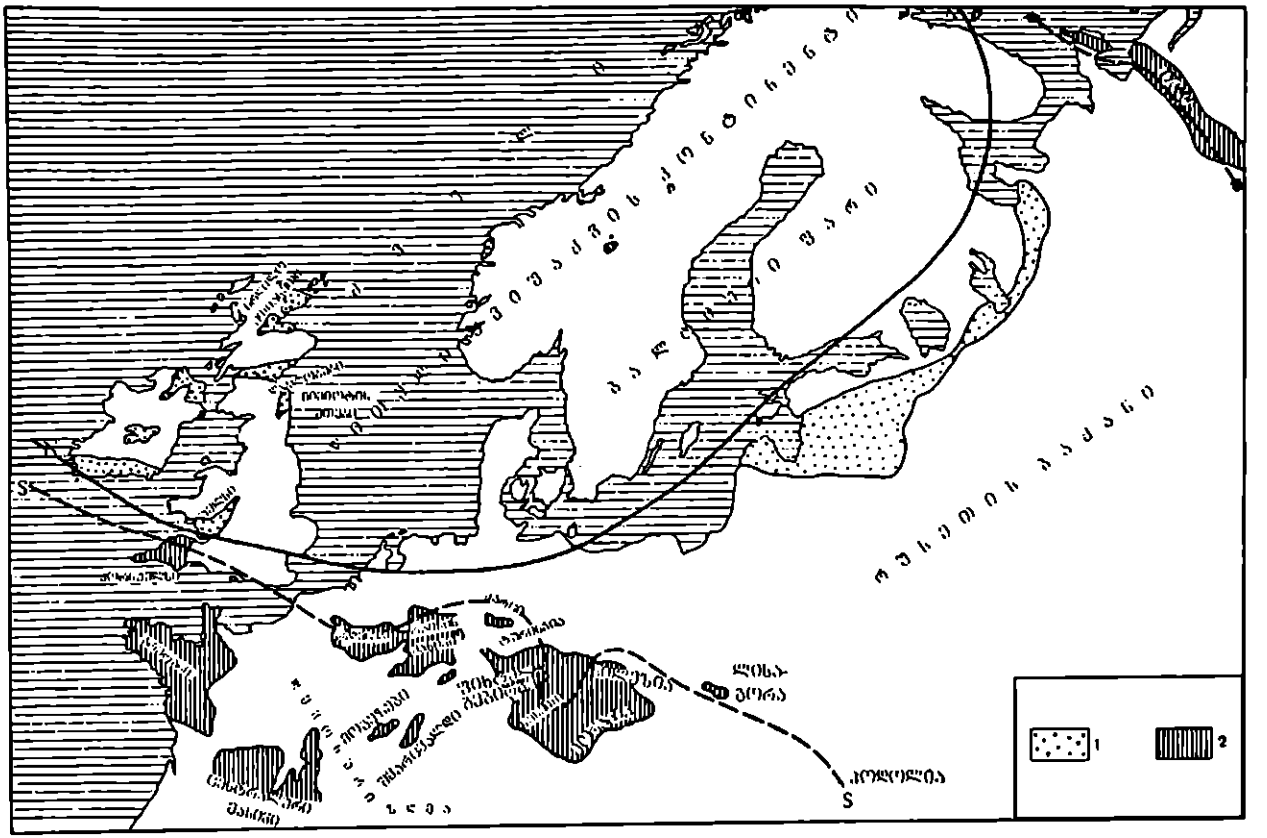
უელსის როფში დევონურის ზედა ნაწილიც კონტინენტურია და წარმოდგენილია 1000-1200 მ სიმძლავრის რუხი და ნაცრისფერი ქვიშაქვებით, რომლებიც უხვად შეიცავენ სილურული ქანების ქვარგვალებს. ინგლისელი გეოლოგების ვარაუდით, გვიან დევონურში აქ ალუვიური, ნაწილობრივ პროლუვიური ნალექები გროვდებოდა. კლასტური ნალექდაგროვების ასეთი ინტენსივობა, მათი მოსაზრებით, დაკავშირებული იყო როფის ჩრდილო-დასავლური კიდის გასწვრივ აღმართული კალედონიდების აზევების პროცესების მკვეთრ გააქტიურებასთან და, შესაბამისად, დენუდაციის გაძლიერებასთან.

დევონურის ჭრილი უელსის როფში მთავრდება 150-300მ სისქის ჭრელი (ფერადი) ქვიშაქვებისა და ალევროლითების წყებით, რომელიც როფის დასავლურ ნაწილში უთანხმოდ არის განლაგებული უშუალოდ ქვედა ძველ წითელ ქვიშაქვაზე, აღმოსავლურ ნაწილში კი თანხმობით აგრძელებს მას. წყებაში პემბუკშირის (უელსის როფის დასავლური ნაწილი) მიდამოებში გვიანი დევონურისთვის დამახასიათებელი ფაუნაა მიკვლეული. უთანხმოება ზედა ძველ წითელი ქვიშაქვის ძირში ცხადყოფს, რომ ქვედა ძველი წითელი ქვიშაქვის დალექვის შემდეგ უელსის როფმა მცირე ხნით აზევება განიცადა. ხანმოკლე დენუდაციასა და ნალექდაგროვებაში წარმოქმნილ ხარვეზს მალევე მოჰყვა დაძირვა. ამან გამოიწვია ლოკალური უთანხმობა ზედა ძველი წითელი ქვიშაქვის საგებში. ზედა ძველ წითელ ქვიშაქვას ზევით სრული თანხმობით, გადარეცხვის რაიმე ნიშნის გარეშე, კარბონული სისტემის ზღვიური ნალექები მოჰყვება.

ირლანდიაშიც დევონური წარმოდგენილია დაუნაოჭებელი, ორდოვიციულ-სილურულზე სტრუქტურული უთანხმოებით განლაგებული წითელი და მომწვანო-ნაცრისფერი ქვიშაქვების დიდი სისქის (5000-6000მ) კომპლექსით, რომელიც კონგლომერატებისა და ალევროლითების შუაშრეებსაც შეიცავს, ქვედა ნაწილთან კი, რომელიც რუხი ფერისაა, მჟავე ვულკანიტებია დაკავშირებული. ტერიგენული ნალექების ეს მძლავრი კომპლექსი მუნჯია – ნამარხებს არ შეიცავს და მხოლოდ მის ზედა ნაწილში, რომელიც გვიანდევონურად თარიღდება, წარმოდგენილი არის საკმაოდ მდიდარი პალეონტოლოგიური მასალა: თევზები, ასოსახსრიანები, მტკნარი წყლის მოლუსკები, აგრეთვე ხმელეთის მცენარეთა ნაშთები. ირლანდიის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში ზედა დევონის ტიპურ წითელ ქვიშაქვებში გამოერევა შრეები ნორმული ზღვიური ორსაგდულიანების ნაშთებით. აშკარაა, რომ ამ მიმართულებით ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტს ესაზღვრებოდა ზღვა, რომელიც დროგამოშვებით წითელ კონტინენტზეც გადადიოდა. ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტზე ზღვის გადასვლის დამადასტურებელი უტყუარი ფაქტები აღინიშნება უელსის როფშიც, კერძოდ მის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილშიც. აქ ძველი წითელი ქვიშაქვის დასტებთან მორიგეობენ ნორმული ზღვიური ფაუნის შემცველი შრეები, რომლებიც წარმოდგენილი არიან ქვიშაქვებით, ზოგჯერ კი კირქვებით. ფაუნისტური კომპლექსი საკმაოდ მრავალფეროვანია და შეიცავს ზღვის შროშანების, ლინგულების, რინქონელიდების, გასტროპოდებისა და ორსაგდულიანების ნაშთებს. აშკარაა, რომ ზღვა ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტის ამ უბანზეც მცირე ხნით ფარავდა ხოლმე გარკვეულ ტერიტორიას. ის ვრცელდებოდა გეოსინკლინური აუზიდან, რომელიც წითელ კონტინენტს სამხრეთიდან ესაზღვრებოდა. საზღვარი ამ ორ დიდ გეოსტრუქტურულ ერთეულს (კონტინენტურ პლატფორმასა და გეოსინკლინს) შორის ცვალებადობას განიცდიდა – იმ შელფური (ეპიპლატფორმული) ზღვის სანაპირო ზოლი, რომელიც სამხრეთის გეოსინკლინურ აუზთან იყო დაკავშირებული, დროგამოშვებით უკან იხევდა და მაშინ წითელი კონტინენტის გავლენა სამხრეთისაკენ ფართოვდებოდა, ზოგჯერ საკმაოდ შორსაც. უელსისა და სამხრული ირლანდიის გარდა, დევონურის შერეული ფაციესები აღინიშნება არდენებში, გერმანიის ტერიტორიაზე – ვესტფალიაში, სადაც ზღვიური ფაუნის შემცველი ფიქლების წყებაში სხვადასხვა დონეზე გამოჩნდება წითელი ქვიშაქვის სხვადასხვა სისქის დასტები ხმელეთის მცენარეებისა და მტკნარი წყლის მოლუსკების ნაშთებით.

ჩეხეთში ზღვიური დევონურის ჭრილს ამთავრებს მცენარეების ნაშთების შემცველი წითელი ქვიშაქვები, ხოლო პოლონეთში (ლისაგორა) დევონურის მთელ ჭრილში სხვადასხვა სტრატიგრაფიულ დონეზე აღინიშნება წითელი ქვიშაქვების შუაშრეები დამახასიათებელი ჯაჭვნიანი თევზებით. ამრიგად, ბალტიური ფარისა და კალედონიური გეოსინკლინის სამხრული ტოტის (არდენების გეოსინკლინი) მიჯნაზე გაიდევნება შერეული ფაციესების მეტნაკლებად ფართო ზოლი, რომლისთვისაც ნიშანდობლივია დევონურის ზღვიური და კონტინენტური ნალექების მორიგეობა (სურ. 68).

ამ ზოლის ფარგლებში ფაციესების ცვლის კანონზომიერებათა სურათი ასეთია: სამხრეთისაკენ ძველი წითელი ქვიშაქვის შუაშრეების რაოდენობა და სისქეები თანდათან იკლებს და ბოლოს ისინი სავსებით გამოისოლებიან. ჩრდილოეთის მიმართულებით, პირიქით, რაც უფრო ვუახლოვდებით ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტს, დევონურის ჭრილში სულ უფრო და უფრო ხშირია, ამასთან სქელიც, კონტინენტური ქვიშაქვების დასტები, ნორმული ზღვიური ნალექების წილი კი თანდათან მცირდება და საბოლოოდ დევონური სისტემა ერთიანად კონტინენტური ფაციესების ქანებით არის წარმოდგენილი.



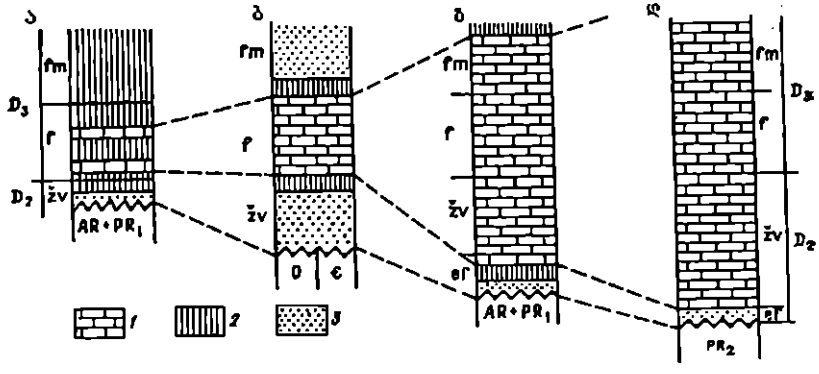
სურ. 68. ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტისა და მისი მოსაზღვრე სტრუქტურების სქემატური რუკა (მ. ეინიუს მიხედვით, 1952) 1 – ძველი წითელი ქვიშაქვის თანამედროვე გავრცელების რეგიონები; 2 – ჰერცინული მასივები, რომელთა აგებულებაშიც ზღვიური დევონური მონაწილეობს; S-S – ძველი წითელი ქვიშაქვის შუაშრეების გავრცელების სამხრეთ საზღვარი; N-N – დევონურში წითელ კონტინენტზე გადასული ზღვის ჩრდილო საზღვარი.

ტიპური ძველი წითელი ქვიშაქვის ფაციესის დიდი სისქის (5000-7000მ) ჭაბების კომპლექსებია გავრცელებული აგრეთვე შპიცბერგენზე და გრენლანდიის აღმოსავლურ სანაპიროზე. აქ ტერიგენული ნალექების გვერდით მნიშვნელოვანია ვულკანური ქანების როლი. როგორც შპიცბერგენზე, ისე გრენლანდზე წარმოდგენილია ქვედა და შუა ძველი წითელი ქვიშაქვა – ქვედა მეტწილად წითელი ფერის, შუა კი – რუხი ფერის ქვიშაქვებით. გვიანი დევონურის დასაწყისში ნალექდაგროვებაში ხარვეზია – სუსტი დეფორმაციისა და აზევების შედეგად დაიწყო დენუდაცია და მხოლოდ გვიანი დევონურის ბოლოს განახლდა სედიმენტაციის პროცესი. ამის გამოა, რომ ორიენე რეგიონში შუა დევონურზე უთანხმოდ არის განლაგებული ზედა დევონურის ზედა ნაწილი.

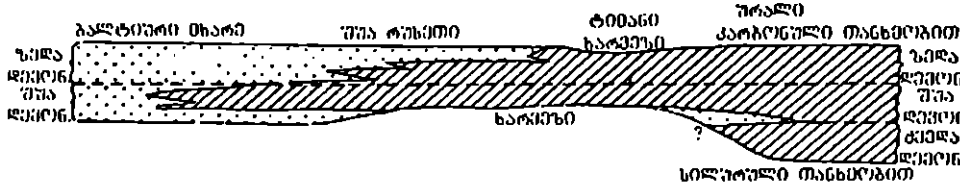
ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის დასავლური (ამერიკული) ნაწილის ტერიტორიაზე ადრე დევონურში რეგრესიაა – ამ დროს რეგიონი ხმელეთს წარმოადგენდა. შუა დევონურიდან დაიწყო ტრანსგრესია – ზღვა თანდათან ფარავდა კონტინენტს და გვიანი დევონურისთვის ტრანსგრესიამ მაქსიმუმს მიაღწია. თბილი ჰავის პირობებში მარჩხ ეპიკონტინენტურ აუზში კარბონატები გროვდებოდა, განსაკუთრებული ინტენსივობით მის დასავლურ ნაწილში, სადაც რიფული მასივების წარმოქმნის პირობებიც იყო. შემდგომში, აპალაჩების გეოსინკლინის დანაოჭება-აზევებისა და ინტენსიური დენუდაციის შედეგად ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზე არსებული ვრცელი ეპიპლატფორმული ზღვის აღმოსავლურ ნაწილში ტერიგენული ნალექების ხვედრითი წილი მნიშვნელოვნად გაიზარდა. ამასთან დაიწყო რეგრესიაც – ზღვა თანდათან უკან (დასავლეთისკენ) იხევს და ზღვისგან განთავისუფლებულ ტერიტორიაზე დაგროვებას იწყებს წითელი ქვიშაქვები. რეგრესიის შედეგად ოდესღაც ვრცელი ეპიკონტინენტური ზღვით დაფარული ტერიტორია ხმელეთად იქცა და ამიერიდან აქ ადგილი აქვს უდაბნოური ფაციესების დაგროვებას.

ასეთია დევონურის ფაციესები ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის დასავლურ ნაწილში. ახლა ვნახოთ როგორია სინქრონული ნალექების ხასიათი ამ დიდი კონტინენტის აღმოსავლურ ტერიტორიაზე, რომელიც მოიცავს რუსეთის ბაქანს და ბალტიურ და უკრაინის ფარებს ანუ აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას. აქ დევონური ნალექები მნიშვნელოვან ტერიტორიას ფარავენ, თუმცა გაშიშვლებული მხოლოდ რამდენიმე რეგიონის ფარგლებშია: ევროპული რუსეთის დასავლურ ნაწილში (ე.წ. დიდი დევონური ველი), რუსეთის ბაჭის ცენტრალურ ნაწილში (ცენტრალური დევონური ველი) – აქ ძირითადად მდინარეთა ხეობების ფერდობებზე, და ურალისპირეთში – ურალის ქედის დასავლური კალთების გასწვრივ, აგრეთვე ტიმანის ქედზე. ნათქვამი შეეხება შუა და ზედა დევონურ სექციებს. ქვედა დევონურის გავრცელება კი შეუდარებლად უფრო მცირეა – ის ცნობილია მხოლოდ ბალტიისპირეთში და მდ. დნესტრის აუზში. რუსეთის ბაჭის აღმოსავლურ, ურალისპირა ტერიტორიაზე დევონური ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ფუნდამენტის მეტამორფიზებულ, ინტენსიურად დანაოჭებულ ქანებზე და წარმოდგენილია ზღვიური, მეტწილად კარბონატული და თიხიანი ნალექებით, რომლებშიც მარჯნების, სტრომატოპორატებისა და ბრაქიოპოდების ნაშთებია დაცული. აშკარაა, რომ რუსეთის ბაჭის ეს ნაწილი შუადევონურ ეპოქაში ზღვით იყო დაფარული. მაგრამ, როგორც ჩანს, ზღვიური სედიმენტაცია უწყვეტი არ იყო. მარჩხი, ეპიკონტინენტური ზღვა ხანგამოშვებით უკან იხევდა და ზღვისგან განთავისუფლებულ ტერიტორიაზე დაგროვებას იწყებდა დელტური ან ლაგუნური ნალექები, რომლებშიც ხმელეთის მცენარეები, ლინგულები და ესთერიებია განმარხებული. ამრიგად, აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე ადრე დევონური ეპოქის განმავლობაში რეგრესიაა და მხოლოდ მის დასავლურ ნაწილშია ნალექდაგროვების ზღვიური რეჟიმი. შუა დევონურში დაწყებული ტრანსგრესიის შედეგად ზღვამ დაფარა პლატფორმის მნიშვნელოვანი ნაწილი. აზევებულია და დენუდაციის არეს წარმოადგენენ უკრაინისა და ბალტიური ფარები. პლატფორმის აღმოსავლურ და ცენტრალურ ტერიტორიაზე ქივეტური საუკუნის განმავლობაში ქვიშაქვები და თიხები გროვდებოდა. მათთან მორიგეობენ კარბონატული ქანების შუაშრეები. ქვიშიან-თიხიან ნალექებს აღმავალ ჭრილში ფრანული ასაკის კარბონატული სერია მოჰყვება. დევონურის ჭრილის სულ ზედა ნაწილი ფამენური ასაკის დოლომიტებისა და კირქვების კომპლექსით არის წარმოდგენილი. ქივეტური საუკუნიდან მოყოლებული დევონურის ბოლომდე ზღვა ჰფარავდა რუსეთის ბაჭის აღმოსავლურ ნაწილს. ძირითადად ასეთივე ხასიათისაა შუა და ზედა დევონური რუსეთის ბაჭის ცენტრალურ ნაწილში (ცენტრალური დევონური ველი), იმ განსხვავებით, რომ

აქ დროგამოშვებით ჭრილში გამოჩნდება ლაგუნური ფაციესები – არგილიტები და დოლომიტები თაბაშირის, ანჰიდრიტისა და ქვამარილის შუაშრეებით. მათი როლი შერეული ფაციესების წყებებში აღმოსავლეთისაკენ მცირეა, დასავლეთისაკენ, პირიქით, ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექების ხვედრითი წილი თანდათან იმატებს და მთავარი დევონური ველის ფარგლებში შუა და ზედა დევონური, ფაქტიურად, მხოლოდ ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექების საკმაოდ დიდი სისქის (1000მ-მდე) კომპლექსით არის წარმოდგენილი. რაც შეეხება ქვედა დევონურს, ის, როგორც უკვე ითქვა, მხოლოდ მთავარი დევონური ველის დასავლურ ნაწილში – ლიტვისა და ლატვიის ტერიტორიაზეა წარმოდგენილი. ესაა მომწვანო-ნაცრისფერი და ფერადი თიხები მერგელების შუაშრეებით. ქანებში განამარხებული იხტიოფაუნა, თაბაშირის ჩანართები, გვალვის ნასკდომები შრეებრივობის ზედაპირზე ცხადყოფს, რომ ადრე დევონურში ამ ტერიტორიაზე ნალექდაგროვების კონტინენტური პირობები იყო. აქ არსებული ლაგუნა, რომელიც სილურული ზღვის უბეს წარმოადგენდა, თანდათან დაშრა. შუა დევონურიდან მთელი მთავარი დევონური ველის ტერიტორიაზე იწყება სუბაერული, ალუვიური და ლაგუნური ნალექების დაგროვება, რომელთა შორის სჭარბობს წითელი ფერის ქვიშიან-თიხიანი ქანები. მათთვის დამახასიათებელია ირიბშრეებრივობა, ანორმული მარილიანობის აუზისათვის ნიშანდობლივი იხტიოფაუნა, ლინგულები, ესთერიები, ოსტრაკოდები. ქვიშაქვებთან მორიგეობენ თიხები, მერგელები და დოლომიტები. გვიანი დევონურის დასაწყისში (ფრანულ საუკუნეში) მთავარ დევონურ ველამდე აღწევს აღმოსავლეთიდან წამოსული ზღვა. ამ აუზის დასავლური სანაპირო ხაზი ცვალებადია, რასაც მოწმობს ფაციესების მრავალგზის შეცვლა ფრანული სართულის ნალექების აღმავალ ჭრილში. ზღვის სანაპირო ზოლში თიხები და ქვიშაქვები გროვდება, ცოტა მოშორებით კი დაბალი ხმელეთიდან ზღვაში შემოტანილი ტერიგენი მასალა აღწევს და კარბონატების დალექვის პირობები იქმნება. ყურადღებას იმსახურებს ფრანული სართულის ზღვიურ ნალექებში განამარხებული ფაუნის თავისებური ბუნებაც. ის წარმოდგენილია ბრაქიოპოდებისა და ორსაგდულიანი მოლუსკების თითო-ოროლა სახით, რომელთა ინდივიდების რიცხვი მეტწილად ძალიან დიდია. ფაუნაში არ არის გაშლილი ზღვისთვის დამახასიათებელი ისეთი ტაქსონები, როგორიცაა გონიატიტები, ნაუტილოიდები, მარჯნები და ა.შ. ნიშანდობლივია, აგრეთვე, ქანების შრეებრივობის ზედაპირზე მბურღავი მოლუსკების კვალის, გრუნტზე მიმაგრებული საგდულეების, რიპელმარკების არსებობა. ეს ყოველივე ნათელყოფს, რომ ფრანული აუზი წარმოადგენდა ტიპურ მარჩხ, ეპიკონტინენტურ ზღვას. ამ აუზმა ფრანული საუკუნის ბოლოს შეწყვიტა არსებობა და მთავარი დევონური ველი კვლავ კონტინენტური სედიმენტაციის არედ გადაიქცა. დევონური სისტემის ფაციესების კანონზომიერი ცვლის შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს სურათები 69 და 70.



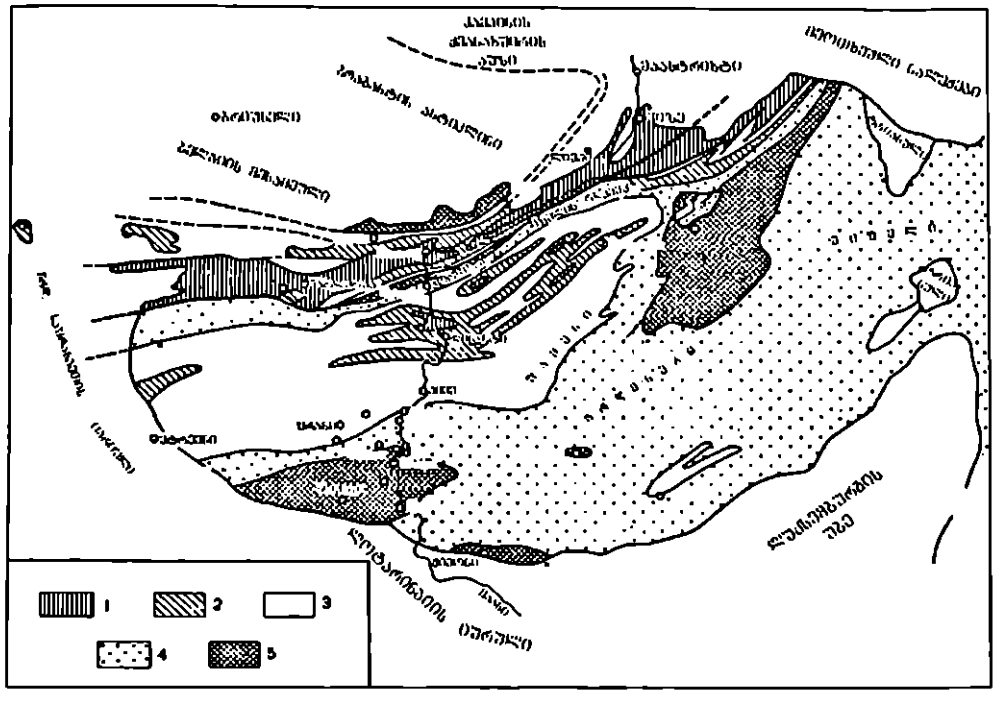
სურ. 69. რუსეთის ბაქნის დევონური ნალექების კორელაციის სქემა (ე. ვლადიმირსკაია და სხვ., 1985, მცირე ცვლილებებით)ა – პრიპიატის როფი; ბ - მთავარი დევონური ველის აღმოსავლური ნაწილი; გ - ცენტრალური დევონური ველი; დ- ბაქნის აღმოსავლური ნაწილი. ნალექები: 1- ზღვიური; 2- ლაგუნური; 3- კონტინენტური.



სურ. 70. რუსეთის ბაქნის დევონური ჩრილი (ალ. ჯანელიძედან, 1963). პუნქტირით აღნიშნულია კონტინენტური ფაციესები, მარცხნივ დახრილი ხაზებით – ზღვიური ნალექები. ჩრილი კომბინირებულია: აღებული ადგილები ერთ ხაზზე არ მდებარეობენ.

ასეთია დევონური ნალექების ხასიათი და გავრცელება იმ დიდ კონტინენტზე, რომელიც კალედონიურმა ტექტონიკურ-მაგმატურმა პროცესებმა ჩრდილო ნახევარსფეროს ორი კონტინენტური პლატფორმის შეკავშირების შედეგად წარმოშვა. ახლა ვნახოთ როგორი იყო ნალექდაგროვების რეჟიმი ძველი წითელი ქვიშაქვის კონტინენტის საზრეთით მდებარე ოროგენულ სარტყელში დევონური პერიოდის განმავლობაში.

კალედონიური ციკლის დასრულების შემდეგ ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის საზრეთით არსებულ ხმელთაშუა ზღვის ვრცელ ოროგენულ სარტყელში კიდევ უფრო მკაფიოდ გამოიკვეთა ნალექდაგროვების ის სამი განსხვავებული ზოლი, რომელთა არსებობა ცენტრალური და სამხრული ევროპის ტერიტორიაზე ადრე პალეოზოურის დასაწყისიდანვე შეინიშნეოდა ჯერ კამბრიულის, შემდგომში კი ორდოვიციულისა და სილურულის ფაციესების კანონზომიერ განაწილებაში. ნალექების ლატერალური ცვლილებები წითელი კონტინენტიდან საზრეთის მიმართულებით ცხადყოფს, რომ დევონური პერიოდის განმავლობაშიც ხმელთაშუა ზღვის ოროგენში სედიმენტაცია მიმდინარეობდა სამი განსხვავებული სტრუქტურულ-ფაციესური რეჟიმის პირობებში: 1. ჩრდილოეთით, უშუალოდ ბალტიური ფარის სამხრულ კიდეს ესაზღვრებოდა ა რ დ ე ნ ე ბ ი ს, ან როგორც ზოგი მკვლევარი უწოდებს, რ ე ნ ო ჰ ე რ ც ი ნ უ ლ ი გეოსინკლინური სარტყელი. საკუთრივ არდენების გარდა, ის მოიცავს ირლანდიის კუნძულის განაპირა სამხრულ ნაწილს, კორნეულსს, რაინის ფიქლებიან მასივს, მადნიან მთებს, ჰარცსა და სუდეტებს; 2. არდენების (რენოჰერცინული) სარტყლის სამხრეთით გამოიყოფა ბ რ ე ტ ა ნ - ბ ო ჰ ე მ ი ს ზ ო ლ ი, რომელიც, როგორც ვიცით, კამბრიულის დასაწყისიდანვე არ წარმოადგენდა ერთიან, ტიპურ გეოსინკლინურ სტრუქტურას. გეოსინკლინური როფების გვერდით აქ არსებობდა ცალკეული ძველი მასივები (არმორიკული, ვოგეზების და შვარცვალდის, ბოჰემის და სხვა), რომელთა აგებულებაში მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია ინტენსიურად დანაოჭებულ პრეკამბრიულ მეტამორფიტებს. დევონური, ისევე როგორც პრეკამბრიულზე უთანხმოდ განლაგებული კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურული ნალექები, დანაოჭებულია, მაგრამ ნალექების შედარებით მცირე სიმძლავრე, კონტინენტური ფაციესების მნიშვნელოვანი როლი და ხშირი ხარვეზები ნალექდაგროვების პროცესებში, ნათელყოფს, რომ ქვედა პალეოზოურის განმავლობაში ბრეტან-ბოჰემის ზოლი წარმოადგენდა ხმელთაშუა ზღვის ერთიანი ოროგენული სარტყლის ფარგლებში ჩამოყალიბებულ გეოანტიკლინს (ან კიდევ მიკროკონტინენტს, თუ კუნძულთა რკალს, როგორც ახლა უწოდებენ ამგვარ სტრუქტურებს). ამავე დროს მის გეოლოგიურ განვითარებაზე, ცხადია, აისახებოდა მთლიანად ოროგენში მიმდინარე ტექტონიკური და მაგმატური პროცესები; 3. და ბოლოს, ბრეტან-ბოჰემის ზოლით არდენების გეოსინკლინური სარტყლისაგან გამიჯნული იყო ს ა მ ხ რ უ ლ ი ე ვ რ ო პ ი ს გ ე ო ს ი ნ კ ლ ი ნ უ რ ი ს ა რ ტ ყ ე ლ ი, რომელიც შეუდარებლად უფრო ვრცელი იყო, ვიდრე რენოჰერცინული სარტყელი. ის სამხრეთისაკენ აფრიკის კონტინენტამდე ვრცელდებოდა და ატლასების გეოსინკლინსაც მოიცავდა. ბუნებრივია, ზემოხსენებული სამი სტრუქტურის არსებობა აისახა დევონური პერიოდის ნალექდაგროვების მიმდინარეობაზე და წარმოქმნილი ნალექების თავისებურებებში.

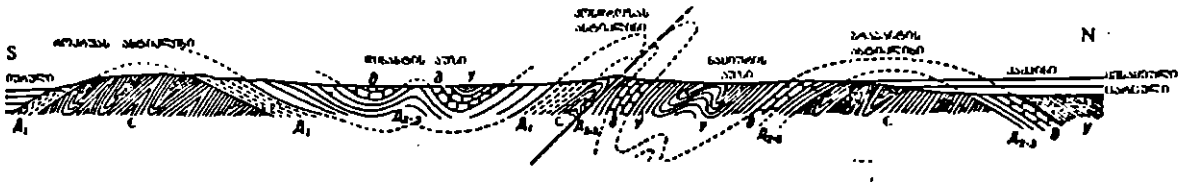


სურ. 71. არდენების სქემატური გეოლოგიური რუკა (მ. ჟინიუს მიხედვით, 1952). 1-ვესტფალური ნალექები; 2-დინანტური; 3-შუა და ზედა დევონური; 4-ქვედა დევონური; 5-კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული.

1. რ ე ნ ო ჰ ე რ ც ი ნ უ ლ ი ს ა რ ტ უ ე ლ ი. ყველაზე სრულია და ამასთან უკეთ შესწავლილიც არდენების დევონური ნალექები. მართალია, დევონური სისტემის გამოყოფა ინგლისში, დევონშირის საგრაფოში მოხდა, მაგრამ მოგვიანებით რ. მერჩისონისა და ა. სეჯვიკის მიერ ბელგიაში ჩატარებულმა კვლევებმა ცხადი გახადა, რომ არდენებსა და რაინის მასივში დევონური გარდა იმისა, რომ სრულია, ბევრად უფრო მდიდარია გაშლილი ზღვის მრავალფეროვან ბინადართა განამარხებული ნაშთებით. ამან შესაძლებელი გახადა დევონურის დაწვრილებით შესწავლა და დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილება. ამიტომაა, რომ დევონური სისტემის სართულების სახელები მეტწილად ბელგიისა და საფრანგეთის გეოგრაფიული პუნქტებიდან წარმოსდგება. ისე რომ, თუ დევონური სისტემის ისტორიული ტიპი ინგლისშია, მის კლასიკურ ადგილად არდენები ითვლება.

საფრანგეთ-ბელგიის საზღვარზე მდებარე არდენის მთები მისგან მდ. რაინის ხეობით გათვისებული რაინის ფიქლებიან მთებთან ერთად წარმოადგენს ძველ, პალეოზოურ მასივს, რომელიც ირგვლივ ყველა მიმართულებით მეზოზოური და კაინოზოური ასაკის დაუნაოჭებელი ნალექების ქვეშ იძირება. თვით მასივი აგებულია დანაოჭებული პალეოზოურით. ანტიკლინური სტრუქტურების ღერძულ ნაწილებში კამბრიული, ორდოვიციული და სილურული ასაკის, სხვადასხვა ხარისხით მეტამორფიზებული გეოსინკლინური წყებებია გაშიშვლებული, ხოლო სინკლინების გულები ამოვსებულია დევონურითა და კარბონულით. თანამედროვე არდენები სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ (საფრანგეთისა და ლუქსემბურგისკენ) რკალივით გაღუნულ, ძლიერ დენუდირებულ, მცირე სიმაღლის (300-500 მ ზღვის დონიდან) მთებს წარმოადგენენ. რკალურად არის გაღუნული იმ რამდენიმე ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭის ღერძებიც, რომლებიც არდენების ტექტონიკურ სტრუქტურას ქმნიან. ნაოჭების აგებულებაზე დაკვირვებას აადვილებს მდ. მაასი, რომელსაც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, ნაოჭების ფრთების მიმართების მართობულად აქვს ხეობა ჩაჭრილი და აშიშვლებს პალეოზოურ ნალექებს კამბრიული სისტემიდან მოყოლებული ვიდრე ვესტფალურამდე (სურ.71 და 72).

დევონური ნალექების ხასიათის, მათი ფაციესური ცვლილებების გაცნობის თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესოა ბრაბანტის ანტიკლინისა და დინანტის სინკლინორიუმის ჭრილები (იხ. სურ.72).



სურ. 72. არდენების სქემატური გეოლოგიური ჭრილი მდ. მაასის ხეობის გასწვრივ (მ. ჯინიუს მიხედვით, 1952)
C-კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურული; D_1-ქვედა დევონური; D_{2+3}-შუა და ზედა დევონური;
d-ქვედაკარბონული კირქვები (დინანტური); V-შუა კარბონული (ვესტფალური).

არდენებში დევონური უთანხმოდ არის განლაგებული დანაოჭებულ კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურულზე. გავიხსენოთ, რომ ეს სტრუქტურული უთანხმოება გამოწვეულია კალედონიური ოროგენეტული მოვლენებით, რომელთაც აქ მხოლოდ მთების პირველი ჩანასახების — კორდილიერების წარმოშობა მოჰყვა შედეგად. კორდილიერების ნაწილი ზღვის დონის ზევით აღმოჩნდა და დენუდაცია განიცადა. დევონური პერიოდის დასაწყისიდან არდენების გეოსინკლინი კვლავ დაძირვას განიცდის. დაღმავალ მოძრაობებში, ბუნებრივია, ჩათრეული აღმოჩნდნენ კორდილიერებიც, ისინი წყალქვეშ მოექცნენ და მათ დენუდირებულ ზედაპირზე ისევ განახლდა სედიმენტაცია. ეს პროცესი მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში თითქმის უწყვეტლივ მიმდინარეობდა. აუზში 10.000მ-მდე სისქის ნალექები დაგროვდა. დევონურის ჭრილი არდენებში ბაზალური კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების დასტით იწყება. ზევით მას მოჰყვება ფერადი ფიქლებისა და ქვიშაქვების მძლავრი (1500-2000მ) წყება, რომელშიც სხვადასხვა სტრატიგრაფიულ დონეზე ნაწილობრივ ლაგუნური ფაციესის ქანების (მეტწილად წითელი ქვიშაქვების) დასტებიც გამოერევა ხოლმე. აქ დევონურის დასაწყისშივე იგრძნობა წითელი კონტინენტის სიახლოვე და ზღვიური და კონტინენტური ფაციესების ჰიდილის ნიშნები. შემდგომში — ზიგენისა და ემსის საუკუნეების განმავლობაში, აუზის ფსკერის დაძირვა იმდენად შორს წავიდა, რომ ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის გავლენა მთლიანად წაშალა და დაგროვება დაიწყო გაშლილი ზღვის ნალექებმა — დიდი სისქის ქვიშაქვებმა და ფიქლებმა. ამასთან სამხრეთის მიმართულებით ფიქლების როლი მატულობს და ბოლოს, ზიგენისა და ემსის სართულები მთლიანად მუქი ფერის ფიქლებით არის წარმოდგენილი. ამ სართულების ჭრილებში სხვადასხვა დონეზე აღინიშნება ფაუნისტური ჰორიზონტები ნორმული ზღვების ბინადარი ორგანიზმების ნაშთებით. განსაკუთრებით ბევრია მხართფეხიანები. ასეთია სურათი არდენების სამხრულ ზოლში. ჩრდილო-აღმოსავლეთით, კონტინენტთან მიახლოვების კვალად ფიქლებში მატულობს წითელი შეფერილობა. განსხვავება ჩრდილოეთის და სამხრეთის ფაციესებს შორის კიდევ უფრო თვალსაჩინო ხდება ემსის სართულის ზედა ნაწილში და ეიფელური სართულის ნალექებში. დინანტის სინკლინორიუმის ჩრდილო ბორტში ემსის და ეიფელური სართულების ჭრილში ჩნდება წითელი ქვიშაქვებისა და ფიქლების დასტები. მათი ერთი ნაწილი აშკარად ლაგუნურ-კონტინენტური ბუნებისაა. სამხრეთისაკენ ქვიშაქვის დასტები თანდათან გამოსოლვას განიცდიან და მათ ფაციესურად ენაცვლებიან მოწითალო ფერის ფიქლები. ეიფელური სართულის ფიქლებში კირქვის შუაშრეებიც ჩნდება. ცხადად ჩანს, რომ ემსის საუკუნის ბოლოს და ეიფელურის განმავლობაში ბრაბანტის სინკლინორიუმის ჩრდილო ნაწილში კლასტური მასალა დიდი რაოდენობით შემოდიოდა ჩრდილოეთიდან. მასალის წყაროს წარმოადგენდა ჩრდილოეთით მდებარე ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტი, რომელიც

მთელი ამ დროის განმავლობაში ინტენსიურ აზევებასა და დენუდაციას განიცდიდა. ეიფელური საუკუნის ფიქლების დაგროვებას ეივეტურში კარბონატული სედიმენტაცია მოჰყვა. ეივეტურის მთელი ჭრილი არდენებში კირქვებით არის აგებული — ესაა ე.წ. ეივეს კირქვები, რომელთა შორის არაიშვიათად რიფოგენული ფაციესის კირქვებიც არის წარმოდგენილი. ფაუნა ძალიან მდიდარია და ზღვის უბერზემლოთა მრავალფეროვანი ტაქსონებით არის წარმოდგენილი — მათ შორის არის მარჯნები, მზართფეხიანები, ორსაგდულიანები, გასტროპოდები და სხვ. ყურადღებას იქცევს მოლუსკებისა და მზართფეხიანების დიდი ზომის, მასიური ნიჟარების მქონე ფორმების სიმრავლე. კარბონატული ნალექების როლი მნიშვნელოვანია ფრანულ სართულშიც, თუმცა აქ კირქვები ფიქლებთან მორიგეობენ. ალმავალ ჭრილში ფიქლების ხვედრითი წილი თანდათან მატულობს და ფამენური — დევონური სისტემის სულ ზედა სართული, მთლიანად ერთფეროვანი ფიქლებით არის წარმოდგენილი. აშკარაა, რომ ამ დროს აუზის ფსკერის დაძირვა ინტენსიურად მიმდინარეობს. მაგრამ მალე, დევონური სისტემის ზედა ნაწილში ჯერ მარჩხი ზღვის სანაპირო ფაციესის კლასტური ქანები, შემდეგ კი ლაგუნურ-კონტინენტური ქვიშაქვები და ფიქლები გამოჩნდება. თუმცა, სრულ ემერსიამდე, როგორც ჩანს, საქმე არ მისულა, რადგან ნალექდაგროვებაში ხარვეზის გარეშე ფამენური სართულის ნალექებს კარბონული კირქვებისა და ქვიშაქვების შრენარი მოჰყვება, რომელშიც დევონ-კარბონის შერეული ფაუნისტური კომპლექსი არის განამარხებული. ასეთია დევონური ნალექების ხასიათი არდენებში. ფაციესების განაწილების კანონზომიერებათა გათვალისწინებით გეოლოგები ვარაუდობენ, რომ ბრაბანტის მასივი და სენ-ჯორჯის მასივი (უელსში) დღეს ერთიმეორისაგან გათიშული ნაწილებია რენოჰერცინული გეოსინკლინური სარტყლის ჩრდილო ნაწილში არსებული უელს-ბრაბანტის განედური კუნძულისა, რომელიც მთელი დევონური პერიოდის განმავლობაში დაღს ასვამდა ფაციესების ლატერალურ განაწილებას არდენების აუზში.

გეოსინკლინური ბუნებისაა დევონური არდენების აღმოსავლეთითაც — რაინის ფიქლებრივ მასივში, იმ განსხვავებით, რომ აქ ფაციესები უფრო ღრმა ზღვისაა და დევონურის ჭრილში დიდ როლს თამაშობენ ცეფალოპოდებიანი კირქვები. სწორედ რაინის მასივის დევონურის ჭრილებში იქნა გამოყოფილი გონიატიტებიანი ზონები, რომლებიც მოგვიანებით სხვა რეგიონების დევონურ სისტემაშიც ისეთივე თანმიმდევრობით იქნა დადასტურებული. ჩრდილოეთის მიმართულებით ფაციესების ცვლის კანონზომიერებები რაინის მასივში ისეთივეა, როგორიც არდენებში. კიდევ უფრო აღმოსავლეთით გეოსინკლინური დევონური ცნობილი არის ჰარცის მთებში, ტურინგიასა და ფიხტელგებირგეში, აგრეთვე პოლონეთში (ლისაგორა), სადაც ზღვიური დევონურის ჭრილში კვლავ იჩენს თავს წითელი კონტინენტის გავლენა.

2. ბრეტან-ბოჰემის ზოლის ფარგლებში დევონური ნალექები ყველაზე სრულად არის წარმოდგენილი არმორიკულ მასივში და პრაღის სინკლინორიუმში (ბოჰემის მასივი). ამას გარდა, დევონური ცნობილია საფრანგეთის ცენტრული პლატოს ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში, ვოგეზებსა და შვარცვალდში. ღრმა ბურღვით დევონურის არსებობა დადგენილია საარის ნახშირიანი აუზის ტერიტორიაზეც. არმორიკულ მასივში სინკლინური სტრუქტურების ღერძულ ნაწილში დევონური თანხმობით არის განლაგებული სილურულ ფიქლებზე. ჭრილი იწყება ქედინური სართულის რამდენიმე ასეული (500-600) მეტრის სისქის მურა, მწვანე და ნაცრისფერი კვარციტებისა და ფიქლების წყებით, რომელსაც ზევით მოჰყვება ზღვიური ფაუნით დახასიათებული ქვედა ზიგენური ქვიშაქვები, შემდეგ კი ზედაზიგენური ეიფელური ასაკის მარჩხის ზღვის ფაციესის ფერადი ქანები — კირქვები, ფიქლები და ქვიშაქვები (400-500მ). დევონური სისტემის უფრო ახალგაზრდა წევრები მასივის ფარგლებში ალაგ ლაგუნურ-კონტინენტური, ალაგ კი მარჩხი ზღვის ქვიშიან-თიხიანი ნალექების მცირე სისქის (250მ-მდე) დასტით არის წარმოდგენილი. ზოგან კი ამ დროს ნალექდაგროვებაში ხარვეზია, რაც იმაზე უნდა მიუთითებდეს, რომ არმორიკულმა მასივმა შუა დევონური ეპოქის მეორე ნახევარში აზევება განიცადა და დენუდაციის არედ გადაიქცა, ზოგი სინკლინური სტრუქტურის გამოკლებით, სადაც გვიან დევონურში სედიმენტაცია განახლდა.

ბოჰემის მასივშიც (პრაღის სინკლინორიუმი) დევონური მჭიდროდ არის დაკავშირებული სილურულთან და წარმოდგენილია სხვადასხვაგვარი კირქვებით (რიფოგენული, პელიტური, კრისტალური და ა.შ.). შუა დევონურში კირქვებთან ფიქლები მორიგეობენ. დევონურის ჭრილის

ზედა ნაწილს შეადგენენ ფერადი ქვიშიანი-თიხიანი ნალექები, რომლებშიც გიგანტოსტრაცეები და ხმელეთის მცენარეები (რინიოფიტები) არის განამარხებული. ნალექების ხასიათი ცხადყოფს, რომ ზღვამ უკან დაიხია. ამის შემდეგ, გვიან დევონურში მასივმა აზევება განიცადა და კარბონული პერიოდის ბოლომდე ის დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. საყურადღებოა, რომ დევონური მის ქვეშ განლაგებულ კამბრიულ-ორდოვიციულ-სილურულთან ერთად დანაოჭებულია. ამრიგად, სედიმენტაციის და, საერთოდ, გეოლოგიური განვითარების ის სპეციფიკური ტექტონიკური პირობები, რომლის თაობაზე ადრე უკვე გვქონდა საუბარი (კამბრიულის, ორდოვიციულისა და სილურულის ნალექების გაცნობისას) დევონურშიც გრძელდება. კვლავ სახეზეა შემცირებული სიმძლავრეები, ხარვეზები სედიმენტაციაში, დანაოჭება, თუმცა ვულკანური აქტივობის ნიშნები, კამბრიულისა და სილურულისაგან განსხვავებით, ბოჰემის მასივის დევონურში არ ჩანს.

3. ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყლის სამხრულ ზოლში, რომელიც დევონური პერიოდის განმავლობაშიც ბრეტან-ბოჰემის ზოლით არის გამიჯნული ჩრდილოეთით მდებარე რენოჰერციული სარტყლისაგან, დევონური სულ სხვაგვარი ბუნებისაა. მეტწილად საქმე გვაქვს დიდი სისქის, ინტენსიურად დანაოჭებულ წყებებთან, რომელთაც ორგზის აქვთ განცდილი მეტამორფიზმი — ჯერ ჰერცინულ, ხოლო შემდეგ ალპურ ტექტონიკურ-მაგმატურ ეპოქაში. დევონურს ამჟამად წყვეტილი გავრცელება აქვს და ცნობილია ესპანეთში (ასტურიისა და პირენეულ მთებში), აღმოსავლურ ალპებში, კ.კ.სარდინიასა და ელბაზე, ბოსფორის ნაპირებზე, სომხეთში (მდ. არაქსის აუზში) და იმიერკავკასიაში. თითქმის ყველგან დევონური თანხმობით აგრძელებს სილურულს და თანხმობითვე იფარება კარბონულით. ფაციესები მრავალფეროვანია, მაგრამ სჭარბობს ფიქლები, ქვიშაქვები და ვულკანოკლასტოლითები. გაშლილი ღრმა ზღვის ნალექებში ხშირია გონიატიტები. ნალექების სიმძლავრე დიდია — 3-4 ათასი მეტრი და ზოგჯერ მეტიც. როგორც ვთქვით, ხმელთაშუა ზღვის ოროგენული სარტყლის დევონურ ნალექებს ამჟამად წყვეტილი გავრცელება აქვს, თუმცა თავის დროზე ეს იყო ერთიანი ზოლი, რომელიც პირენეული ნახევარკუნძულიდან აღმოსავლეთისაკენ შორს ვრცელდებოდა აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის სამხრული კიდის გასწვრივ და იმიერკავკასიამდე აღწევდა. დევონურის ღრმა, გეოსინკლინური აუზის ფაციესები შორს ვრცელდება სამხრეთისკენაც — აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის ჩრდილო კიდემდე. აფრიკის კონტინენტთან მიახლოვების კვალად თავს იჩენს ცვლილებები დევონური სისტემის ფაციესებში — მატულობს ტერიგენული მასალის რაოდენობა და ქვიშაქვების როლი დევონური ნალექების ჭრილში.

ნალექდაგროვების გეოსინკლინური რეჟიმი გრძელდებოდა დევონურის განმავლობაში ჩრდილო-ატლანტიკური ოროგენული სარტყლის დასავლურ ნაწილში — აპალაჩების ტერიტორიაზე. აპალაჩების ქედის აღმოსავლურ ნაწილში დევონური წარმოდგენილია დიდი სისქის, (10000მ და მეტიც) ინტენსიურად მეტამორფიზებული და დანაოჭებული კაჟიანი ფიქლებითა და გრაუვაკებით. ნალექების ამ მძლავრ კომპლექსში შეჭრილია ულტრაფუძე, ფუძე და მჟავე ინტრუზივები. დასავლეთისაკენ — ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმასთან მიახლოვების კვალად მცირდება ნალექების სისქეებიც (1500მ-მდე) და მეტამორფიზმის ინტენსივობაც.

დევონური გეოსინკლინური ფაციესებით არის წარმოდგენილი ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის იმ ნაწილებშიც, რომელთაც კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად დანაოჭება-აზევება არ განუცდიათ. იგულისხმება ურალის და მონღოლეთის გეოსინკლინები, რომლებიც დევონურ პერიოდში უკვე კალედონიდებით იყვნენ ერთიმეორისაგან გათიშული.

ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე დევონური ნალექების გავრცელება დიდი არ არის. ადრე დევონურის განმავლობაში ის თითქმის მთლიანად ხმელეთს წარმოადგენდა და მხოლოდ მის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილშია დადგენილი იმდროინდელი წარმონაქმნები. რამდენადმე უფრო მეტია შუა და ზედა დევონურის გავრცელება. ამ დროის განმავლობაში ნალექდაგროვება მეტწილად მშრალი და ცხელი ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა, ან ხმელეთზე, ან მცირე, ანორმული მარილიანობის ლაგუნებსა და მარჩხი ზღვის უბეებში. ამას მოწმობს წითელი ფერის ქანების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი, აგრეთვე ქვამარილის, თაბაშირისა და ანჰიდრიტის არსებობა ქანებში.

დევონურის განმავლობაში გონდვანისის უდიდესი ნაწილი აზევებული იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ზღვა ჰფარავდა ამ სუპერკონტინენტის მხოლოდ ჩრდილო-დასავლურ ნაწილს. ისევე, როგორც სილურული პერიოდის განმავლობაში, ამჯერადაც აუზი დაკავშირებული იყო ხმელთაშუა ზღვის გეოსინკლინურ სარტყელთან. პლატფორმაზე გადმოსული ეპიკონტინენტური ზღვა გვინეის ყურემდე აღწევდა და ამრიგად, საჰარის ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილებს ჰფარავდა. დევონური ამ ვრცელ ტერიტორიაზე წარმოდგენილია მეტწილად თიხებითა და ქვიშაქვებით, მხოლოდ შუა დევონურში აუზის ჩრდილო ნაწილში გროვდებოდა კარბონატული ქანები, მათ შორის რიფული კირქვებიც. დევონურის სისქე საჰარის ტერიტორიაზე 500-2000მ-მდეა. ადრე დევონურში ზღვა იყო აფრიკის კონტინენტის სამხრეთშიც. დევონური აქ წარმოდგენილია ქვიშაქვებისა და თიხების 300 მ-მდე სისქის წყებით. გონდვანისის ამერიკული ნაწილი ადრე დევონურის განმავლობაში მცირე ტერიტორიების გამოკლებით (გვინეის მთიანეთი, პატაგონიის სამხრეთული ნაწილი, ბრაზილიის ცენტრალური და აღმოსავლური ტერიტორიები), ზღვით იყო დაფარული. შუა დევონურიდან დაწყებული რეგრესია თანდათან გაძლიერდა და დევონურის ბოლოს გონდვანისის სამხრეთ-ამერიკული ნაწილი თითქმის მთლიანად ხმელეთად იქცა. რაც შეეხება ანდებს, დევონური იქ გეოსინკლინური ნალექებით არის წარმოდგენილი — ქვიშიან-თიხიანი წყებების საერთო სიმძლავრე აქ 4500 მ-ს აღწევს. დევონურმა ზღვამ ნაწილობრივ დაფარა ავსტრალიის კონტინენტის დასავლური ტერიტორია. აქ მარჩხ ეპიპალატფორმულ აუზში ტერიგენული და კარბონატული ნალექები გროვდებოდა, ალაგ კი მარჯნული რიფებიც წარმოიქმნებოდა.

ოროგენეტული მოვლენები. მაგმატიზმი. დევონური პერიოდი ოროგენეტული მოვლენების გამოვლინების თვალსაზრისით შედარებითი სიმშვიდით გამოირჩევა. დედამიწის ქერქის სტრუქტურულ და პალეოგეოგრაფიულ ჭარგში ისეთი მნიშვნელოვანი ცვლილებები, როგორსაც ორდოვიციულ-სილურულში ჰქონდა ადგილი, აქ არ აღინიშნება. თუმცა ეს სიმშვიდე მხოლოდ შედარებითია. ზოგ რეგიონში შუა დევონურ ეპოქაში ადგილი ჰქონდა საკმაოდ ძლიერ ოროგენეტულ მოძრაობებს, რასაც გეოსინკლინის დახურვა და მის ადგილას ნაოჭა მთების წარმოშობა მოჰყვა. ეს მოძრაობები, რომელთაც აკადიური დანაოჭების სახელით აღწერენ (აკადიური მთები აპალაჩის სისტემაშია), განსაკუთრებით ძლიერი იყო ჩრდილო აპალაჩებსა და დღევანდელი კ. ნიუფაუნდლენდის ტერიტორიაზე. გვიან დევონურში აქ აღმართული იყო მაღალი ნოჭა მთები, რომელთა დენუდაციის პროდუქტები დიდი სისქის (1000-3000მ) კონტინენტური კლასტური ნალექების (მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ქვიშიანი თიხები და სხვ.) სახით გროვდებოდა ახლადაზევებული მთების დასავლური კალთების გასწვრივ. სამხრულ აპალაჩებში აკადიური მოძრაობები სუსტი იყო. ამიტომ აქ გეოსინკლინის დახურვა და დანაოჭება-აზევება არ მომხდარა. აპალაჩების გეოსინკლინის სამხრეთი ნაწილი მხოლოდ მოგვიანებით, ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების შედეგად გადაიქცა კრატონად და ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმას შეეზარდა.

ცენტრალურ ევროპაში აკადიური მოძრაობები გამოვლინდა ბრეტან-ბოჰემიის ზოლში, აგრეთვე პირენეის ნახევარკუნძულზე პალეოზოური მასივის ცენტრალურ ნაწილში, თუმცა აქ ეს მოძრაობები სუსტი იყო. რენოჰერციული ოროგენული სარტყელი კვლავ განაგრძობს დაძირვას. ეს პროცესი მთელი დევონურისა და ადრეკარბონულის განმავლობაში მიმდინარეობდა. აკადიურ ტექტონიკურ აქტივობასთანავე უნდა იყოს დაკავშირებული უთანხმოება ქვედა და ზედა ძველ წითელ ქვიშაქვას შორის დიდი ბრიტანეთის კუნძულებზე. ამავე ოროგენტულ მოძრაობებს თან ახლდა ინტენსიური მაგმატიზმი როგორც აპალაჩებში, ისე ინგლისსა და ცენტრალურ ევროპაში.

კარბონული სისტემა

კარბონული სისტემის გამოყოფა. კარბონული სისტემის გამოყოფის ისტორია ჩვენთვის უკვე ცნობილია მეტნაკლებად – მის შესახებ ზემოთ უკვე ვისაუბრეთ, როცა დევონური სისტემის გამოყოფასთან დაკავშირებულ პერიპეტიებს ვეცნობოდით. გავიხსენოთ, რომ მისი გამოყოფა ინგლისში მოხდა უ. კონიბირისა და ჯ. ფილიპსის მიერ. თუმცა მათ მიერ კარბონულის სახელით აღწერილი ნალექების მძლავრი კომპლექსის სტრატიგრაფიული დიაპაზონი ბევრად უფრო ფართო იყო, ვიდრე კარბონული სისტემა დღევანდელი გაგებით. სისტემის სახელწოდება წარმოსდგება ქვანახშირიდან (ლათინურად carbo ნახშირიანს ნიშნავს), რომლის ყველაზე მნიშვნელოვანი საბადოები ინგლისში სწორედ ამ სისტემასთან არის დაკავშირებული. ქვანახშირით მდიდარია კარბონული ბევრ სხვა ქვეყანაშიც: საფრანგეთში, ბელგიაში, გერმანიაში, პოლონეთში, ესპანეთში, რუსეთში, უკრაინაში. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე ქვანახშირის უმდიდრესი საბადოებია დაკავშირებული აპალაჩების და პენსილვანიის კარბონულთან. გამოანგარიშებულია, რომ ქვანახშირის მსოფლიო მარაგების თითქმის 30% კარბონულ პერიოდშია დაგროვილი.

კარბონული სისტემის საზღვრები. დევონური და კარბონული სისტემების გამიჯვნის კრიტერიუმებს ჩვენ უკვე შევეხეთ, როცა დევონურის ზედა საზღვრის გავლებასთან დაკავშირებულ პრობლემებს ვეცნობოდით. კიდევ უფრო რთულია კარბონული სისტემის ზედა საზღვრის დადგენა. კარბონული იმდენად მჭიდროდ არის დაკავშირებული პერმულთან, რომ ფრანგი გეოლოგები (ე. ოგი და ზოგი სხვაც) ამ ორ სისტემას აერთიანებდნენ ანთრაკოლითურის[1] სისტემის სახელით, ხოლო ზოგი რუსი გეოლოგი კარბონულსა და პერმულს შორის გამოჰყოფდა გარდამავალ „სართულს“, რომელსაც „პერმო-კარბონს“ უწოდებდა. განსაკუთრებით რთულია კარბონული სისტემის ზედა საზღვრის გავლება იმ რეგიონებში, სადაც კარბონულიც და პერმულიც კონტინენტურია. გაშლილი ზღვის გარემოში დალექილი ჭანების უწყვეტ პრილებში კარბონულისა და პერმულის გამიჯვნა პალეონტოლოგიურ მეთოდს ემყარება, პირველ რიგში გონიატიტების ფაუნას. პერმულის დასაწყისს მოასწავებს გონიატიტების გვარის Medlicotta-ს და მისი თანამგზავრი ფორმების გამოჩენა.

კარბონული სისტემის ფაციესები. კარბონულის ფაციესები საკმაოდ მრავალფეროვანია. დასავლურ ევროპაში ზღვიური ფაუნით დახასიათებული კირქვები, ფიქლები და ქვიშაქვები მხოლოდ ქვედა კარბონულში თამაშობენ მნიშვნელოვან როლს. შუა კარბონულიდან ცენტრულ ევროპაში მთავარი სხვადასხვაგვარი კონტინენტური ფაციესებია — ლაგუნური ან, მეტწილად, მტკნარი აუზების ტერიგენული კომპლექსები (კონგლომერატები, ქვიშაქვები, ფიქლები), რომლებშიც განამარხებულია მტკნარი წყლის მოლუსკები, ხმელეთის მცენარეებისა და ცხოველების ნაშთები. ამავე ნალექებში მნიშვნელოვანია ქვანახშირის ფენების წილი. თითქმის მთლიანად ზღვიური ნალექებით არის წარმოდგენილი კარბონული ურალზე და რუსეთის ბაქანზე, ხმელთაშუა ზღვის ოროგენულ სარტყელში. კარბონულის კონტინენტური ფაციესებია მნიშვნელოვანი გონდვანისის სუპერკონტინენტის თითქმის მთელ ტერიტორიაზე, რომელიც აქ მყინვარული ნალექებით არის წარმოდგენილი. ზოგ რეგიონში კარბონულ ნალექებში დანალექ ქანებთან ერთად საკმაოდ დიდია ვულკანოგენური ფაციესების ხვედრითი წილი.

კარბონული სისტემის დანაწილება. კარბონული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილების ერთიანი, საყოველთაოდ აღიარებული სქემა არ არსებობს. ამჟამად მოქმედებს კარბონული სისტემის სექციებად და სართულებად დანაწილების ერთმეორისაგან განსხვავებული სულ ცოტა 3 სტრატიგრაფიული სქემა (იხ. ნუსხა N11). შუა ევროპის ქვეყნებში მიღებულ, საფრანგეთ-ბელგიიდან მომდინარე სტრატიგრაფიულ სქემაზე კარბონული სისტემა ორ სექციად არის გაყოფილი: ქვედა კარბონული ანუ დინანტური და ზედა კარბონული ანუ სილეზიური სექცია. ეს სქემა ასახავს საფრანგეთში, ბელგიაში და გერმანიაში კარბონული ნალექების პრილში ორი ბუნებრივი კომპლექსის არსებობის ფაქტს: ქვედა კარბონული (დინანტური სექცია) ნორმული ზღვის ბინადართა (მარჯნები, მზართფეხიანები, გონიატიტები) ნაშთებით საკმაოდ მდიდარი

[1] ანთრაკოლითური – ბერძნულად ქვანახშირიანს ნიშნავს.

კირქვებით არის წარმოდგენილი. ცხადია, დინანტური სექცია გაშლილ, ნორმულ ზღვაში გროვდებოდა. ზედა კარბონული (სილეზიური სექცია) ფაციესურად მკვეთრად განსხვავდება დინანტურისაგან. აქ უპირატესი როლი ეკუთვნის ლაგუნურ-კონტინენტურ კლასტურ, ქვიშიან-თიხიან ქანებს, რომლებიც უხვად შეიცავენ ხმელეთის მცენარეთა განახშირებულ ნაშთებს. სილეზიურთან არის მეტწილად დაკავშირებული კარბონული ქვანახშირის სამრეწველო მნიშვნელობის ფენებიც..

ინგლისში მიღებულია კარბონულის საკუთრივ ინგლისური (რეგიონული) სტრატიგრაფიული სქემა. კარბონულს აქაც ორ სექციად ჰყოფენ, მაგრამ თითოეული მათგანის სახელწოდება ადგილობრივია, ტრადიციულად დამკვიდრებული: დინანტური სექციის სინქრონულ ნალექებს ბრიტანელი გეოლოგები მთის კირქვის (Mountain limestone) სახელით აღწერენ. ზედა კარბონულს ორად ჰყოფენ: ქვედას საწისქვილე ქვიშაქვას (Millstone grit) უწოდებენ, ზედას — ნახშირიან წყებას (Coalmeasures). მაგრამ ძირითადად ლითოლოგიურ ნიშნებზე აღმოცენებული ეს სახელწოდებები მხოლოდ ბრიტანეთის კუნძულის ცენტრალური ნაწილისათვის არის მართებული. შოტლანდიაში კი კარბონულის ფაციესები განსხვავებულია, ისევე როგორც კორნუელსისა. კორნუელსის ნახევარკუნძულზე განვითარებულია მხოლოდ ქვედა კარბონული, რომელიც ტიპური გეოსინკლინური ბუნების ფიქლებისა და ქვიშაქვების დიდი სისქის წყებით არის წარმოდგენილი. რ. მერჩისონმა ქანების ამ კომპლექსს ადგილობრივი სახელი — კულმი უწოდა. ასაკით კულმი ქვედაკარბონული მთის კირქვის სინქრონულია, თუმცა, როგორც ვარაუდობენ, მისი ზედა ნაწილი ნამიურულსა და ვესტფალურის ნაწილსაც უნდა შეიცავდეს.

როგორც უკვე ვთქვით, ზღვიურია დინანტური შუა ევროპაშიც. აქ დინანტურ სექციაში ორ სართულს გამოჰყოფენ: ქვედა — ტურნეული და მისი მომდევნო — ვიზეური. ზედა კარბონული (სილეზიური სექცია) სამ სართულს შეიცავს: ნამიურულს, ვესტფალურსა და სტეფანურს. ნამიურული სართული ასაკით ინგლისელების საწისქვილე ქვიშაქვის შესატყვისია, ვესტფალური კი — ნახშირიანი წყებისა. ცენტრალური ევროპის კარბონულის სულ ზედა სართულია სტეფანური. მისი შესატყვისი ინგლისის კარბონულის პრილში არ გამოიყოფა.

შუა ევროპისაგან განსხვავებით, ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე, აგრეთვე ურალის დასავლურ კალთებზე, კარბონული თითქმის მთლიანად ზღვიურია და ძირითადად ფაუნით მდიდარი კარბონატული ქანებით (კირქვებით, დოლომიტებით) არის წარმოდგენილი. მდიდარ და მრავალფეროვან პალეონტოლოგიურ მასალაზე დაყრდნობით შესაძლებელი გახდა რუსეთის კარბონულში სამი სექციის გამოყოფა და თითოეული მათგანის სართულებად დანაწილებაც. ბუნებრივია, რუსული კარბონულის სტრატიგრაფიული სქემა განსხვავებულია დასავლური ევროპის სქემებისაგან. განსაკუთრებით რთულია რუსეთის შუა და ზედა კარბონულის ზღვიური ნალექების პარალელიზაცია ცენტრალური ევროპის ნახშირიან წყებებთან, რომლებშიც, ცხადია, ნორმული ზღვის ბინადართა ნაშთები არ მოიპოვება. რუსეთში ქვედაკარბონულ სექციაში სამი სართული არის გამოყოფილი: ტურნეული, ვიზეური და სერპუხოვის. შუა კარბონულში ორი სართულია — ბაშკირული და მოსკოვური; ორიც ზედა კარბონულში — კასიმოვის და გჟელის. ამრიგად, რუსეთში ქვედა კარბონულის ზედა საზღვარი ემთხვევა სერპუხოვის სართულის სახურავს. ამავე დროს სერპუხოვის სართული ნამიურული სართულის ქვედა ნაწილს შეესატყვისება. ისე რომ, ევროპულ რუსეთში ქვედა კარბონულის ასაკობრივი დიაპაზონი უფრო ფართოა შუა ევროპის დინანტურ სექციასთან შედარებით. ნამიურულის ზედა ნაწილის სინქრონულია ბაშკირული სართულის — რუსული შუა კარბონის ყველაზე ძველი წევრის, ქვედა ნაწილი. მართალია, რუსეთის კარბონულის დანაწილება განსხვავებულია კარბონულის შუაევროპული სტრატიგრაფიული სქემისაგან, მაგრამ მაინც მოხერხდა ამ ორი სქემის კორელაცია (იხ. ნუსხა N11). ამ საქმეში გეოლოგებს ძალიან დაეხმარა დონეცის ქედის (უკრაინა) კარბონულის დიდი სისქის ნალექების კვლევით მოპოვებული მასალა. დინანტური აქაც ზღვიური ნალექებით არის წარმოდგენილი, ხოლო შუა და ზედა კარბონული — შერეული ფაციესებით: ნორმული ზღვიური ფაუნით დახასიათებული კირქვებისა და ლაგუნურ-კონტინენტური ნახშირიანი წყებების მორიგეობით. ამგვარი ჭრილების საშუალებით შესაძლებელია ორმხრივი კორელაციის განხორციელება: ერთის მხრივ, შუა ევროპის ნამირულ-

ვესტფალურ-სტეფანურის ნახშირის შემცველ ლაგუნურ-კონტინენტურ წყებებთან, მეორე მხრივ, კი ევროპული რუსეთის შუა და ზედა კარბონულის ზღვიურ ნალექებთან.

ორად ჰყოფენ დევონურსა და პერმულს შორის მოქცეულ ნალექებს ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზეც იქაური გეოლოგები. მაგრამ აქ თითოეული მათგანი დამოუკიდებელი სისტემის რანგში განიხილება. ქვედას მისისიპურ სისტემას უწოდებენ, ზედას — პენსილვანურს. ამრიგად, კარბონულის სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა ამგვარად გამოიყურება (იხ. ნუსხა N 11):

კარბონული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილება

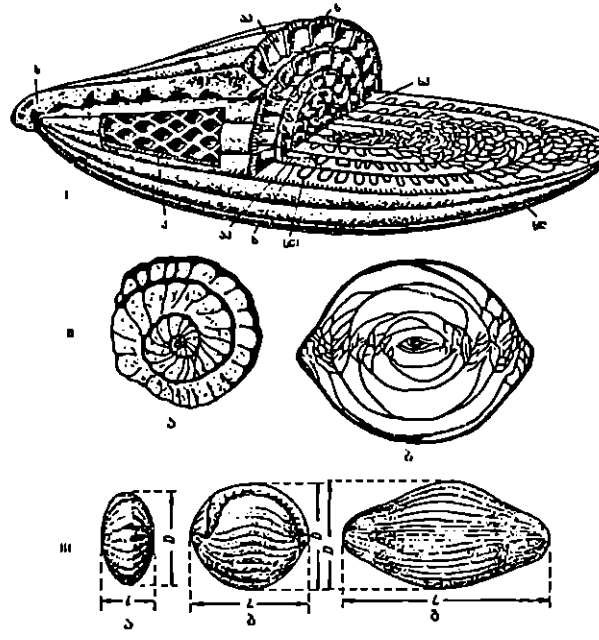
ნუსხა N 11

ამერიკა			ინგლისი		შუა ევროპა		რუსეთი	
	კორნეულსი	პენინური ქედი	სერიები	სართულები	სართულები	სერიები		
პენსილვანური სისტემა	კულმი	ნახშირიანი წყება	სილეზიური	სტეფანური	გჟელის კასიმოვის	ზედა		
				ვესტფალური	მოსკოვური ბაშკირული	შუა		
		საწისქვილე ქვიშაქვა		ნამიურული				
მისისიპური სისტემა		მთის კირქვა	დინანტური	ვიზეური ტურნეული	სერპუხოვის ვიზეური ტურნეული	ქვედა		

კარბონული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. კარბონული ზღვების ფაუნაში წარმოდგენილი იყო ყველა ის ტიპი, რომელიც უკვე არსებობდა დევონურში და უფრო ადრეც. მიუხედავად ამისა, კარბონულის ბუნება მაინც თავისებურია, რადგან ადრე პალეოზოურისთვის დამახასიათებელი არაერთი ჯგუფი ამ დროისათვის მთლიანად გადაშენდა, ზოგი კი შესამჩნევად დაქვეითდა. კარბონულის დასაწყისისთვის გადაშენდნენ გრაპტოლითიდები, მკვეთრად შემცირდა ტრილობიტებისა და კიბომორიელების ოდესღაც მრავალრიცხოვანი გვარები. საგრძნობი ცვლილებები მოხდა ფორმანიფერების, ოთხსხივიანი მარჯნების, ეკალკანიანების კომპლექსების შემადგენლობაში.

ერთჯრედიანების ტიპიდან კარბონული პერიოდის ზღვებში და შემდგომაც, პერმულში, ფართო გავრცელება ჰქონდა მსხვილი ფორამინიფერების მრავალრიცხოვან გვარებს, რომლებიც ფუზულინიდების რიგს (Fusulinida) მიეკუთვნებიან: Stafella, Triticites, Fusulina, Fusulinella, Schwagerina და სხვ. (სურ. 73). ისინი დიდი რაოდენობით ბინადრობდნენ კარბონული ზღვების ფსკერზე. ორგანიზების კვდომის შემდეგ მათი კარბონატული შედგენილობის ნაჭუჭები ფსკერზე გროვდებოდა შლამის სახით. ასეა წარმოშობილი კარბონულ სისტემაში საკმაოდ გავრცელებული ფუზულინიანი კირქვები — ორგანოგენული ქანები, რომლებიც თითქმის მთლიანად ფუზულინიდების მჭიდროდ შეცემენტებული ნაჭუჭებით არის აგებული. მაგრამ ფუზულინიდები სხვა

მზრივაც არიან საინტერესონი. მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ როგორც კარბონული, ისე პერმული ნალექების დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და კორელაციისათვის. მათ სწრაფი ევოლუცია განიცადეს და ამის გამოა, რომ ფუზულინიდების ფაუნისტური კომპლექსების ცელა ნალექების აღმავალ ჭრილში საშუალებას გვაძლევს გამოვყოთ არამარტო სართულები, არამედ უფრო დაბალი რანგის სტრატიგრაფიული ერთეულებიც – ზონები. ფორამინიფერების სხვა ჯგუფებიდან აღსანიშნავია ზოგი ახალი ტაქსონი, რომელიც კარბონულიდან იწყებს განვითარებას. ამათგან შეიძლება დავასახელოთ აგლუტინირებული ნაჭუჭის მქონე ტექსტულარიები და ატაქსოფრაგმიდები, კირქვის ნაჭუჭიანი მილიოლიდები და ზოგი სხვა.



სურ. 73. ფუზულინიდების რიგის ზოგი წარმომადგენელი I. Fusulina – ნიჟარის აგებულება: კ – კამერები, სკ – საწყისი კამერა, ს – სეპტები, სთ – სეპტის თალი, სლ – სეპტალური ლარები, ბ – ბერელი, ან – ანერტურა. II – Schwagerina: ა – განივი ჭრილი, ბ – გასწვრივი ჭრილი. III – ფუზულინიდების ნიჟარის ფორმები: ა – დისკოსებური (Staffela); ბ – სფეროსებრი (Schwagerina); გ – თითისტარისებრი (Fusulinella); D – დიამეტრი; L – სიგრძე

ნაწლავაღრუიანებიდან კარბონულში აყვავებას განიცდიან რუგოზები (ოთხსხივიანი მარჯნები). მათ შორის არიან როგორც ცალედი (Caninia, Amplexus), ისე კოლონიური (Lonsdaleia, Lithostrotion, Petalaxis და ბევრი სხვაც) ფორმები. მრავლად იყვნენ ხეტეტიდები (გვარები Chaetetes, Chaetetipora). ისინი კოლონიურ მარჯნებთან და ხავსცხოველებთან ერთად მონაწილეობდნენ რიფული კირქვების აგებულებაში, რომელნიც საკმაოდ დიდ როლს თამაშობენ კარბონული ასაკის ნალექებს შორის.

ასოსახსრიანებში მრავლად ჩნდებიან ხმელეთის ბინადარი ფორმები – სხვადასხვაგვარი ობობასნაირნი, მორიელები, უფრთო მწერები, ფრთიანი მწერები, რომელთა შორის ყურადღებას იმსახურებენ გიგანტური ჭრიჭინები – ზოგი მათგანის გაშლილი ფრთების სიგრძე თითქმის 100 სმ-ს აღწევდა. ჩნდებიან ტარაკნები, სწორფრთიანები და სხვ.

მოლუსკებიდან კვლავ ცეფალოპოდები თამაშობენ მნიშვნელოვან როლს. ჩნდება აგონიტიტებისა და გონიატიტების ახალი ჯგუფები. კარბონულის დასაწყისში მათი რიცხვი ჯერ კიდევ მცირე იყო, შუა კარბონიდან კი მათი რაოდენობა და მრავალფეროვნება საგრძნობლად მატულობს. აღსანიშნავია გვარები Goniatites, Pronorites, Prolecanites და სხვ. თანდათან რთულდება მათი ტიხრის ხაზი, უფრო განვითარებულია ნიჟარის სკულპტურაც. გონიატიტებმა სწრაფი ევოლუცია განიცადეს. ამასთან მათი ნიჟარები ორგანიზმის სიკვდილის შემდგომ დიდ მანძილზე გადაადგილდებოდა, რასაც დიდად უწყობდა ხელს მსუბუქი აირით სავსე ჰიდროსტატიკური კამერები და, არაიშვიათად, ზღვის დინებებიც. ამიტომ გონიატიტები კარბონული სისტემის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილებისა და შორეული კორელაციის საიმედო დასაყრდენს წარმოადგენენ. სამაგიეროდ კარბონულში დაქვეითებას განიცდიან ნაუტილოიდები. ამათგან კარბონული პერიოდის ზღვებში სჭარბობდნენ სპირალური ნიჟარის მქონე ფორმები. შუა კარბონულში გადაშენდნენ უკანასკნელი აქტინოცერატიტები.

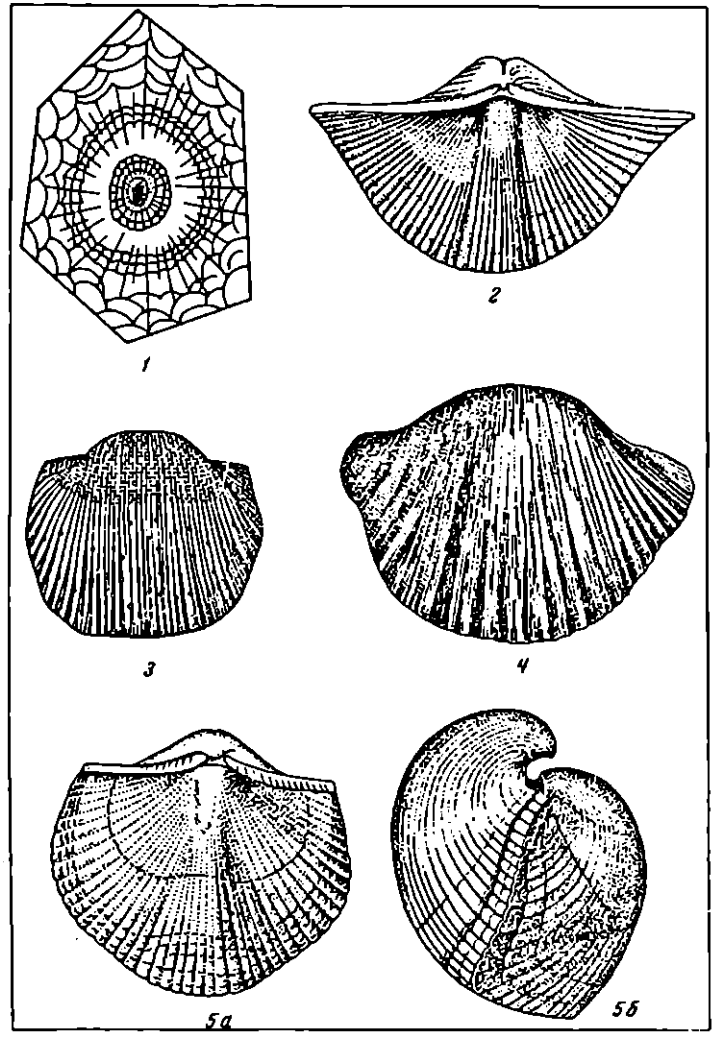
გასტროპოდებიდან კარბონულში მრავლად იყვნენ ბელეროფონტიდები და პლევროტომარიდები. იზრდება ორსაგდულიანების რაოდენობა და მრავალფეროვნება, რაც გარკვეულწილად დაკავშირებული იყო კონტინენტური აუზების მტკნარ, ან, პირიქით, მარილიან გარემოსთან ადაპტირებული ჯგუფების რაოდენობის მნიშვნელოვან მატებასთან.

მართალია, დევონურ პერიოდთან შედარებით მხართფეხიანების რაოდენობა საგრძნობლად შემცირდა, მაგრამ კარბონულ ნალექებში მათი ნაშთები ჯერ კიდევ საკმაოდ მრავლადაა განამარხებული, განსაკუთრებით ეპიკონტინენტურ ფაციესებში. ამიტომ დათარიღებისა და დეტალური დანაწილებისთვის ბრაქიოპოდების ზოგ ჯგუფს, განსაკუთრებით სპირიფერიდებს და უფრო მეტად კი პროდუქტიდებს, კარბონულისთვის დიდი მნიშვნელობა აქვს. სპირიფერიდებიდან შეიძლება დავასახელოთ გვარები: Spirifer, Unispirifer, Choristites, Neospirifer და სხვ., პროდუქტიდებიდან-Productus, Avonia, Buxtonia, Ovata, Dictioclostus, Gigantoproductus. ამ უკანასკნელის ზოგი ინდივიდის ნიჟარის ზომა 40 სმ-ს აღწევდა.

ექალკანიანებიდან აღსანიშნავია ზღვის შრომანების სიმრავლე. ისინი კარბონულში არაიშვიათად ქმნიან შენნი არიან. მათი ღეროს მალებით და ჯამის ფირფიტებით არის აგებული კრინოიდებიანი კირქვის შრეები. კარბონული პერიოდის დასასრულს შესამჩნევად გაიზარდა პალექინოიდების როლი.

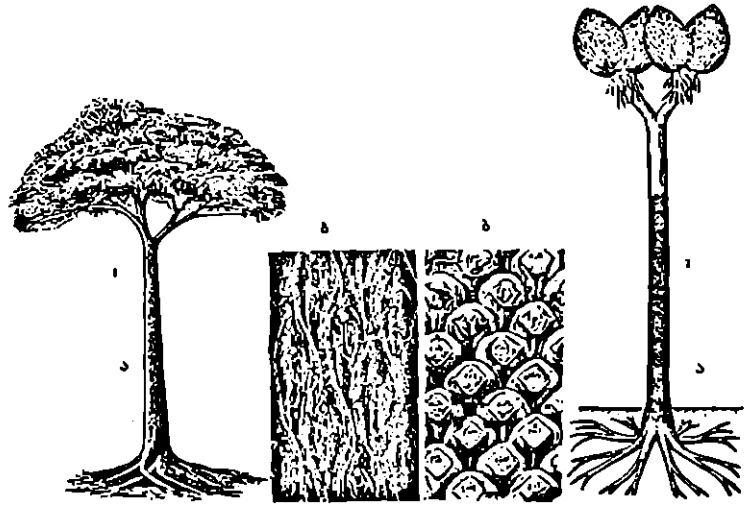
ხერხემლიანებიდან კვლავ მრავლადაა თევზები. მრავალფეროვანია სტეგოცეფალების ფაუნა, როგორც ფორმების, ისე ზომების თვალსაზრისით. კარბონულში უკვე არსებობდნენ სალამანდრასნაირნი, აგრეთვე ფსკერზე გართხმული, ნაკლებად მოძრავი ზოგი ფორმა. სტეგოცეფალები ბინადრობდნენ როგორც ტბების დაჭაობებულ სანაპიროებზე, ისე კარბონული პერიოდის ტყეებში. კარბონულში ჩნდებიან ქვეწარმავალთა კლასის პირველი წარმომადგენლები. მათთვის ნიშანდობლივია ზოგი პროგრესული ნიშანთვისება: სხეულის რქოვანი საფარველი, რაც მათ ორგანიზმს გამოშრობისაგან იცავს, კვერცხით გამრავლება და ზოგი სხვა. ყოველივე ეს ხელს უწყობდა მათ მიერ წყლის აუზებისაგან მოშორებული, ხმელეთის შიდა ტერიტორიების ათვისებას. აქ კი მათ ნაკლებად ყავდათ კონკურენტები. უძველესი ქვეწარმავლები – კოტილოზავრები (Cotylosauria), უმარტივესი ფორმებია და მათ ჯერ კიდევ აქვთ შემორჩენილი მათი უშუალო წინაპრების – სტეგოცეფალების, ზოგი არქაული ნიშანი. კოტილოზავრები უკვე გვიან კარბონულში კარგად შეეგუენ სხვადასხვა გარემოში ცხოვრებას. მათ შორის იყვნენ მტაცებლებიც, მწერიჭამიებიც, მოლუსკებისა და, აგრეთვე, ბალახის მჭამელები. ამიტომ არა მხოლოდ კარბონულში, პერმულ პერიოდშიც კოტილოზავრები მრავალფეროვანი ფორმებით არიან წარმოდგენილი. ტრიასულის დასაწყისში ისინი გადაშენდნენ. ყველაზე დიდი ზომისა კოტილოზავრებს შორის იყო Paraiasauria, რომლის სიგრძე სამ მეტრს აღწევდა.

როგორც დევონურის დახასიათებისას აღვნიშნეთ, ცოცხალი ბუნება თანდათან შეეგუა ხმელეთის პირობებს. კარბონული პერიოდის განმავლობაში ეს პროცესი განსაკუთრებული ინტენსივობით მიმდინარეობდა. ამ მხრივ, უპირველეს ყოვლისა, ნიშანდობლივია მცენარეულობის უჩვეულო განვითარება – ამ დროს ტყეებმა დაიკავა თითქმის ყველა კონტინენტის მნიშვნელოვანი ტერიტორია. ყურადსაღებია ის ფაქტიც, რომ კარბონული მცენარეულობის განაწილებაში უკვე მკაფიოდ არის გამოკვეთილი კლიმატური დიფერენციაცია. კარბონული პერიოდის ფლორაში უმნიშვნელოვანეს როლს უმაღლესი სპორიანი მცენარეების სხვადასხვა კლასები თამაშობენ. ესენია პირველ რიგში



სურ. 74. კარბონული პერიოდის ზოგი სახელმძღვანელო ნამარხი.
1 –Lonsdaleia floriformis (C_1); 2 – Spirifer tornacensis (C_1);
3 – Productus semireticulatus (C_1); 4 – Gigantoproductus giganteus (C_1);
5 – Spirifer mosquensis (C_2).

გვიმრანაირები (Pteropsida), შვიტანაირნი (Equisetinae) და ლიკოპსიდები (Licopsida). მათ გვერდით წარმოდგენილია შიშველთესლიანთა გადაშენებული კლასებიც: კორდაიტები (Cordaitales) და პტერიდოსპერმები (Pteridospermidae). ჩამოთვლილი კლასების მცენარეთა უმეტესობა კარბონულ პერიოდში ხემცენარეებს წარმოადგენდა. მათი სიმაღლე 30-35 მ-ს აღწევდა, ხოლო ტანის დიამეტრი — 1-1,5მ-ს. იმდროინდელ ტყეებს მეტწილად ხეგვიმრები, ლიკოპსიდების კლასის მცენარეები — ლეპიდოდენდრონები (Lepidodendron) და სიგილარიები (Sigilaria) ჰქმნიდნენ. ხეების ტანი თავდაპირველად ფოთლებით იყო დაფარული, მაგრამ შემდეგ, ხის ზრდის კვალად, ფოთლების ჩამოცვენის შემდეგ ხის ტანზე რჩებოდა ნაწიბურები, რაც მის ზედაპირს ქერცლისებურ იერს ანიჭებდა. ნაფოთლარების ფორმა ერთ შემთხვევაში ხის ტანის გასწვრივ წაგრძელებული რომბის ფორმის იყო (Lepidodendron), სხვა შემთხვევაში კი — ექვსკუთხედისებური, თანაც ხის ტანის გარდიგარდმო წაგრძელებული. ასეთი ნაწიბურები სიგილარიებისთვის არის ნიშანდობლივი (იხ. სურ. 75).



სურ. 75. 1- Lepidodendron ა - რეკონსტრუქცია; ბ - ქერქის ანაბეჭდი; 2 – Sigilaria ა - რეკონსტრუქცია; ბ - ქერქის ანაბეჭდები ნაფოთლარებით. (ვ. დრუშიცი, ო. ობრუჩევა, 1971)

კარბონულ ფლორას ხშირად გვიმრანაირთა ფლორას უწოდებენ, ზოგჯერ კი ანთრაკოფიტულსაც სილურულ-დევონური ფლორისაგან განსხვავებით, რომელიც რინიოფიტული ფლორის სახელით არის ცნობილი (ადრე მას ფსილოფიტურს უწოდებდნენ). საინტერესო ფაქტია, რომ ადრე და შუა დევონურის რინიოფიტული ფლორა რაიმე შესამჩნევ პროვინციალურ დიფერენციაციას არ ამჟღავნებს. ასეთივე ერთფეროვანი იყო გვიანი დევონურისა და ადრე კარბონულის გვიმრანაირების ფლორაც. მაგრამ შემდგომ, შუა კარბონულიდან მოყოლებული, გვიან კარბონულსა და პერმულში სხვადასხვა რეგიონების მცენარეულობაში მკაფიოდ ჩანს განსხვავება, რაც პალეოფიტოგეოგრაფიული პროვინციების არსებობის თაობაზე გარკვეული დასკვნების გაკეთების საშუალებას იძლევა. შუა და გვიან კარბონულში გაარჩევენ სამ ფიტოგეოგრაფიულ პროვინციას: ერთს ტროპიკულ-სუბტროპიკულს, რომელსაც ვესტფალურსაც უწოდებენ, და ორს ზომიერს: ტუნგუსკის პროვინციას ჩრდილოეთით და გონდვანისის პროვინციას სამხრეთით. ვესტფალური პალეოფიტოგეოგრაფიული პროვინციის მცენარეულობისთვის ნიშანდობლივია რთულად დანაწევრებული ფოთლები, ასევე რთული პურველ-ბოჭკოვანი

სისტემა და ზოგი სხვა ისეთი მორფოლოგიური თავისებურება, რომელიც ცხადყოფს, რომ მცენარეულობა შეგუებული იყო ცხელი და ნოტიო ჰავის პირობებთან. ასეთი კლიმატური პირობები ამავე დროს ხელსაყრელი იყო ტორფისა და ნახშირების დიდი რაოდენობით დაგროვებისათვის. ამიტომაა, რომ კარბონული ასაკის ქვანახშირის უდიდესი საბადოები ვესტფალური პალეოფიტოგეოგრაფული პროვინციის ფარგლებშია მოქცეული (დონეცის და მოსკოვის აუზის, ყარაგანდის, ვესტფალიის, სილეზიის, ჩინეთში — კეიპინის, ჩრდილო ამერიკაში — პენსილვანიის და სხვ.). განსხვავებულია ტუნგუსკისა და გონდვანისის პროვინციების ფლორა. ორივე შემთხვევაში საქმე გვაქვს ზომიერი ჰავის პირობებთან შეგუებულ მცენარეულობასთან. განსაკუთრებით მკაფიოა გონდვანისის ე.წ. გ ლ ო ს ო პ ტ ე რ ი ს[1] ფ ლ ო რ ი ს განსხვავება ვესტფალური პროვინციის ფლორისაგან. გლოსოპტერისის ფლორა სამხრეთის სუპერკონტინენტზე იმ დროს არსებული გამყინვარების პირობებთან იყო შეგუებული. მცენარეულობა აქ აშკარად ციური ჰავის თანამგზავრია.

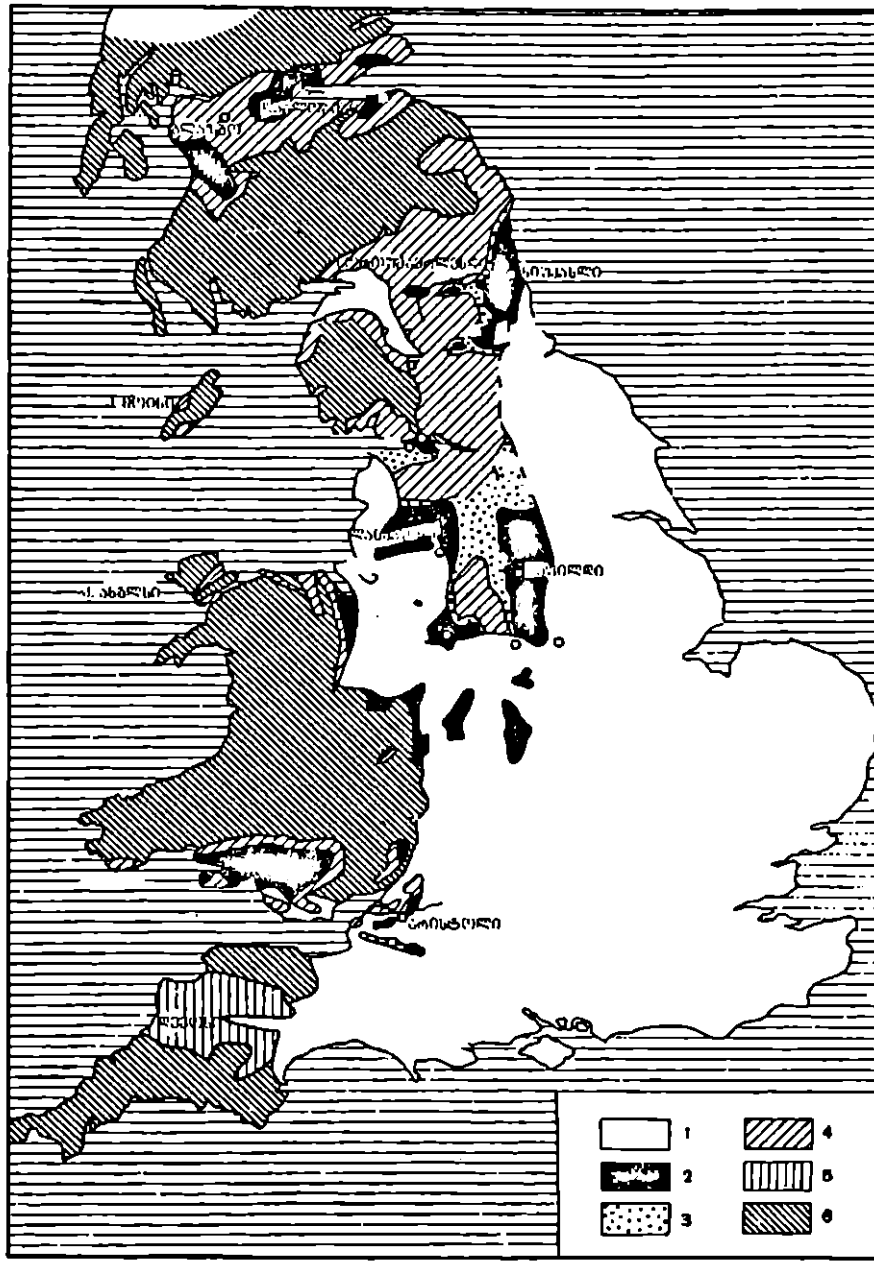
კ ა რ ბ ო ნ უ ლ ი ნ ა ლ ე ქ ე ბ ი ს გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა და ხ ა ს ი ა თ ი. კარბონული პერიოდის განმავლობაში ზღვიური ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა, ერთი მხრივ, გეოსინკლინურ სარტყლებში, რომელთა განვითარებაში კალედონიური ორიგენეტული მოძრაობების როლი მცირე იყო. ამ პროცესებს საბოლოოდ მათი მთებად გადაქცევა არ მოჰყოლია. მეორე მხრივ, ზღვიური სედიმენტაციის პროცესები დაკავშირებული იყო ეპიკონტინენტურ ზღვებთან, რომლებიც ჩრდილოეთის დიდი კონტინენტური პლატფორმების მნიშვნელოვან ტერიტორიებს ჰფარავდნენ, განსაკუთრებით ადრე კარბონული ეპოქის განმავლობაში. გონდვანისის უდიდესი ნაწილი, პირიქით, კარბონულის განმავლობაშიც ისევ აზიდებული იყო და ხმელეთს წარმოადგენდა. ზღვა დროგამოშვებით ჰფარავდა სამხრეთის სუპერკონტინენტის მხოლოდ პერიფერიულ, ოროგენულ სარტყლებთან მოსაზღვრე ნაწილებს.

კარბონული ნალექების გაცნობასაც ისევ ინგლისიდან დავიწყებთ, კერძოდ, დევონშირიდან და უელსიდან — ბრიტანეთის კუნძულის იმ მხარეებიდან, სადაც კარბონულის ისტორიული და კლასიკური ტიპებია. გავიხსენოთ, რომ სწორედ კორნუელს-დევონშირის ტერიტორიაზე კარბონული ნალექებით არის აგებული ე.წ. ცენტრალური (კულმის) სინკლინორიუმის გული. სენ-ჯორჯის მასივის სამხრეთით მდებარე ეს სტრუქტურა, როგორც ვიცით, რენო-ჰერცინული (არდენების) გეოსინკლინური სარტყლის დასავლურ გაგრძელებას წარმოადგენს ისევე, როგორც ირლანდიის სამხრეთ-დასავლური ნაწილი (იხ. გვ. 227, სურ. 77). დევონშირის ცენტრალური სინკლინორიუმის გულში განვითარებულ კარბონულ ნალექებს ინგლისელი გეოლოგები კულმის სახელით აღწერენ. კულმს (Culm) დევონშირში უწოდებენ თავისებურ, ქვანახშირისმაგვარ ფხვიერ ქანს, რომელიც მცენარეული დეტრიტუსით არის გამდიდრებული. მართალია, ამგვარი ქანები კულმის სინკლინორიუმის კარბონული ნალექების ჭრილის ზედა ნაწილშია ძირითადად წარმოდგენილი, მაინც ინგლისელი გეოლოგები კულმის სახელით აერთიანებენ დევონშირისა და კორნუელსის კარბონულ ნალექებს მთლიანად, სულ ქვედა სართულის — ტურნეულის გამოკლებით. ამ რეგიონში ტურნეული ფაციესურად მჭიდროდ არის დაკავშირებული ზედა დევონური სექციის სულ ზედა შრეებთან: როგორც ერთი, ისე მეორე ფიქლებისა და კირქვების მორიგეობით არის წარმოდგენილი, ხოლო კულმი აგებულია ერთფეროვანი, უნამარხო, მუქი ფერის თიხა-ფიქლებისა და ქვიშაქვების ინტენსიურად დანაოჭებული წყებებით. გონიატიტების, ორსაგდულიანებისა და ზოგი სხვა ჯგუფის წარმომადგენელთა განამარხებული ნაშთები ძირითადად კულმის ქვედა ნიწილთან დაკავშირებულ კირქვის შუაშრეებშია განამარხებული. კულმის ზედა ნაწილში კლასტური ქანები უფრო მსხვილმარცვლოვანია, მცენარეული ნაშთებით გამდიდრებული და ზოგჯერ ნახშირის ლინზებსაც შეიცავს. ვარაუდობენ, რომ კულმის ზედა ნაწილი კონტინენტურ პირობებში გროვდებოდა. ასაკით კულმის ძირითადი ნაწილი ქვედა კარბონულს შეესატყვისება, მისი ზედა ნაწილი კი ნამიურულისა და ქვედა ვესტფალურის სინქრონული უნდა იყოს.[2]

---

[1] Glosspteris - ყველაზე უფრო გავრცელებული გვარია იმ თავისებური გვიმრანაირებისა, რომლებიც გონდვანისის პალეოფიტოგეოგრაფიული პროვინციისთვის არის ნიშანდობლივი.

[2] მართალია, ,,კულმი'' ადგილობრივი ინგლისური (რეგიონული) სახელწოდებაა ქვედაკარბონული ნალექებისა, მაგრამ ამჟამად უკვე არაიშვიათად ასე უწოდებენ დინანტური სექციის ტერიგენულ, არაკარბონატულ წყებებს რენო-ჰერცინული სარტყლის აღმოსავლურ ნაწილშიც. ისე რომ, ,,კულმი'' თანდათან იქცა ლითოლოგიურ-ქრონოლოგიურ ცნებად.



სურ. 76. ინგლისში კარბონული ნალექების გამოსავლების სქემატური რუკა (მ.ჟინიუს მიხედვით, 1952)
1-კარბონულზე ახალგაზრდა ნალექები; 2-ნახშირიანი ნალექები (ქვანახშირის აუზები);
3-საწისქვილე ქვიშაქვის გამოსავლები; 4-მთის კირქვის გავრცელების რაიონები;
5-ყულმის გავრცელების ტერიტორია დევონშირში; 6-კარბონულზე ძველი ქანები.

განსხვავებულია კარბონული სისტემის ფაციესები კორნუელსიდან ჩრდილოეთით — ბრიტანეთის კუნძულების ცენტრალური და ჩრდილო მხარეების ტერიტორიაზე. გარდა იმისა, რომ ფაციესები კულმისაგან განსხვავებულია, ამასთან საკმაოდ მრავალფეროვანიც არის. არაერთგვაროვანი პალეოგეოგრაფიული გარემო, რაც დევონურმა პერიოდმა მემკვიდრეობით დაუტოვა კარბონულს (როფები და მათი გამყოფი მასივები, რომელთაც ჩვენ თავის დროზე გავეცანით), კიდევ უფრო ნაირფეროვანი გახდა დინანტური ეპოქის შემდეგ. ნალექდაგროვების რეჟიმში მოხდარი მკვეთრი ცვლილებები გამოიწვია ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაზისის გამოვლინებამ ადრე კარბონულის ბოლოს.

როდესაც კარბონული სისტემის დანაწილების თაობაზე გვჭონდა საუბარი, აღვნიშნეთ, რომ ინგლისში მიღებულია კარბონულის საკუთრივ ინგლისური (რეგიონული) სტრატიგრაფიული სქემა: ქვედა კარბონულს ინგლისში მთის კირქვას (Carboniferous limstone) უწოდებენ. ზედა კარბონულს ორად ანაწილებენ: ქვედა — საწისქვილე ქვიშაქვა, რომელიც ასაკით ნამიურულს შეესატყვისება, და ზედა — ვესტფალურის ექვივალენტური ნახშირიანი წყება. მაგრამ ინგლისშივე ამ ერთეულების ლითოლოგიური ბუნება როგორც ლატერალურად, ისე ასაკობრივი დიაპაზონი იმდენად ცვალებადია, რომ ეს ტრადიციადქცეული სახელწოდებები ხშირ შემთხვევაში მხოლოდ პირობითი გეოქრონოლოგიური ერთეულებია და თავისი შინაარსით სულაც არ შეესატყვისება კარბონული ნალექების რეალურ ნიშანთვისებებს ბრიტანეთის კუნძულების სხვადასხვა მხარეებში.

კარბონული სისტემის კლასიკური ჭრილები სამხრულ უელსშია. აქ დევონური პერიოდის ბოლოს უშუალოდ სენ-ჯორჯის მასივიდან სამხრეთით ინგლის-უელსის როფის ადგილზე ჩამოყალიბდა ვრცელი განედური როფი, რომელშიც ფამენურ საუკუნეში 300 მ-მდე სისქის ქვიშაქვებისა და ალევროლითების წყება დაგროვდა. წყება ზღვიური ორგანიზმების ნაშთებს შეიცავს. ალმავალ ჭრილში მას თანხმობით აგრძელებს ფაუნით ღარიბი კარბონატული თიხები — ე.წ. „ტარდამავალი წყება“(გარდამავალი დევონურსა და კარბონულს შორის), რომელზეც თანხმობითვე განლაგებული არის ფაუნით საკმაოდ მდიდარი კირქვები თიხაფიქლების შუაშრეებით. ორივე დასტა დინანტურად თარიღდება. უელსის როფის სამხრულ ნაწილში დინანტურის (ინგლისელების მთის კირქვა) სისქე 1000 მ-ს აღწევს. ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით, სენ-ჯორჯის მასივთან მიახლოვების კვალად კირქვების სიმძლავრე თანდათან მცირდება და მათ ფაციესურად ენაცვლება დელტური ქვიშაქვების 300 მ-მდე სისქის წყება. როგორც ვთქვით, კირქვები მდიდარია ფაუნით, მათ შორის ბევრია მარჯნები და მხართფეხიანები. ამან შესაძლებელი გახადა მთის კირქვის დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილება. გასული საუკუნის დასაწყისში ა. ვოგანმა უელსის ქვედა კარბონულში მარჯნების მიხედვით გამოყო ზონები, რომლებიც მან ლათინური ასოებით აღნიშნა (ესაა ზონისთვის ნიშანდობლივი გვარის ლათინური სახელწოდების პირველი ასო): ა. ყველაზე ძველია ზონა K (გვარი Kleistopora); ბ. მას მოჰყვება ზონა Z (გვარი Zaphrentis); გ. შემდეგია ზონა C (გვარი Caninia); დ. მოთხეა ზონა S (გვარი Seminula, რომელიც მხართფეხიანების ტიპს მიეკუთვნება). ამავე ზონის დასაწყისი ემთხვევა მარჯნების გვარის — Lithostrotion-ის გამოჩენას; და ბოლოს, ე. დინანტურის ყველაზე ახალგაზრდა ზონაა D (გვარი Dubinofillum — მარჯნებს ეკუთვნის).

უელსის როფში კარბონული (მთის) კირქვის გადარეცხილ ზედაპირზე მცირე სტრუქტურული უთანხმოებით განლაგებულ არის ნამიურული სართულის ქვიშაქვებისა და გრაველიტების წყება, რომელსაც ინგლისელი გეოლოგები საწისქვილე ქვიშაქვის სახელით აღწერენ, მიუხედავად იმისა, რომ წყებაში ნამდვილი, ტიპური საწისქვილე ქვიშაქვები წარმოდგენილი არ არის. ამიტომ სახელწოდება — „საწისქვილე ქვიშაქვა“ სრულიად პირობითია და აღნიშნავს ამ წყებისა და პენინურ ქედში გაშიშვლებული ტიპური საწისქვილე ქვიშაქვების სინქრონულობას და არა მათ ლითოლოგიურ იდენტურობას.

კარბონული სისტემის ზედა ნაწილს უელსის როფში შეადგენს დიდი სისქის ნახშირიანი წყება, რომელიც ვესტფალურად არის დათარიღებული. ვარაუდობენ, რომ ნახშირიანი წყების ზედა შრეები სტეფანურის ნაწილს უნდა შეესატყვისებოდეს.

როგორც დავინახეთ, დინანტური სექცია სამხრულ უელსში ზღვიურია. რაც შეეხება ნამიურულსა და ვესტფალურს, ფაციესების თავისებურებები და მათი ცვლა ლატერალურად და ალმავალ

ჰრილში ცხადჰყოფს, რომ ნალექდაგროვება მთელი ამ დროის განმავლობაში კონტინენტურ პირობებში მიმდინარეობდა, როგორც ჩანს, ერთი დიდი (ან რამდენიმე უფრო მცირე) დელტის ტერიტორიაზე. ქვანახშირიანი ჭანების 10-30 მეტრამდე სისქის დასტებს შორის ზღვიური ფაუნის შემცველი შუაშრეების არსებობა მოწმობს, რომ კონტინენტის ეს ნაწილი დროგამოშვებით ზღვით იფარებოდა. ზღვის უკან დახევის შემდეგ დაჭაობებულ ტერიტორიაზე ხელსაყრელი პირობები იქმნებოდა ტორფის დაგროვებისათვის. ნახშირიანი წყების დიდი სისქე იმის უტყუარი ნიშანია, რომ ნახშირიანი დასტების დაგროვების კვალად ტერიტორია ადეკვატური მასშტაბის დაძირვას განიცდიდა ხანგრძლივი დროის განმავლობაში.

განსხვავებულია კარბონულის ფაციესები სენ-ჯორჯის მასივიდან ჩრდილოეთით. კარბონულ ზღვას მაქსიმალური ფართობი ბრიტანეთის კუნძულებზე დინანტური ეპოქის ბოლოს და ნამიურული საუკუნის დასაწყისში ეკავა. ზღვის ჩრდილო სანაპირო ამ დროს გრამპიანის მთების სამხრეთ-აღმოსავლურ კალთებს მიუყვებოდა, ხოლო სამხრეთიდან აუზს სენ-ჯორჯის მასივი ესაზღვრებოდა. მაგრამ აუზი არ წარმოადგენდა ერთიან გაშლილ ზღვას. აუზში არსებობდა რამდენიმე გარდიგარდმო, სუბგანედურად წაგრძელებული კუნძული, რომლებიც ერთიმეორისაგან გამოჰყოფდნენ ცალკეულ სედიმენტაციურ როფებს. ამგვარი კუნძულების არსებობა ცხადად ჩანს კარბონულის ფაციესების ცვლაში. კალედონიური როფის გარდა, რომელსაც ჩვენ დევონური ნალექების დახასიათებისას გავეცანით, კარბონულში კიდევ გაჩნდა დაძირვის ტენდენციის ზოგი ახალი გალუნვა. მათგან უმნიშვნელოვანესია ნორთუმბერლენდისა და შუაპენინური როფები. ორივეს ღერძი კალედონიური როფის პარალელური იყო. ნალექდაგროვების პირობები როფებში და მათ მომიჯნავე მასივებზე, ცხადია, განსხვავებული იყო. ამას გარდა, სედიმენტაციურ პროცესებზე დიდ გავლენას ახდენდა ის დიდი კონტინენტი, რომელიც ჩრდილოეთიდან ესაზღვრებოდა კარბონულ ზღვას. ამ კონტინენტის აზევება, რაც დროგამოშვებით ხდებოდა, აუზში უხეში კლასტური მასალის რაოდენობის მატებას იწვევდა. მისი დაგროვება მეტწილად დელტებში მიმდინარეობდა. როგორც ვარაუდობენ, ნამიურულ საუკუნეში სწორედ დელტურ პირობებშია დაგროვილი საწისქვილე ქვიშაქვა ზემოხსენებულ როფებში.

პენინურ როფში ქვედა კარბონული ზღვიურია და წარმოდგენილია 1500-2000მ სიმძლავრის კარბონატული წყებით (მთის კირქვა), რომლის ქვედა ნაწილში ძირითადად ზოოგენური კირქვებია გაბატონებული — მეტწილად მარჯნიანი, ან კრინოიდებიანი. დინანტურის (მთის კირქვის) ზედა ნაწილში კი განვითარებულია 400 მ-მდე სისქის ფიქლების წყება, რომელშიც ქვიშაქვისა და კირქვის დასტებიც აღინიშნება. ნალექები საკმაოდ მდიდარია ნამარხებით, მათ შორის არის ორსაგდულიანები, მზართფეხიანები, გონიატიტები და სხვ. ფიქლების წყება ვიზეურად თარიღდება, თუმცა მის ზედა ნაწილში ნაპოვნი გონიატიტი Eumorphoceras მოწმობს, რომ აქ ნამიურულის ქვედა ნაწილიც არის წარმოდგენილი. ფიქლების წყებას ზევით საწისქვილე ქვიშაქვა მოჰყვება, რომელიც ტიპური სახით სწორედ აქ, ცენტრალური და ჩრდილო ინგლისის ტერიტორიაზეა წარმოდგენილი. პენინურ როფში საწისქვილე ქვიშაქვა ნამიურულად თარიღდება. სხვაგან ამგვარივე ფაციესი შეიძლება ცოტა უფრო ძველიც ან უფრო ახალგაზრდა იყოს. საწისქვილე ქვიშაქვის დასტებთან მორიგეობენ არგილიტები, აღინიშნება ქვანახშირის მცირე სისქის ფენებიც. სიმძლავრე საწისქვილე ქვიშაქვისა ცვალებადია. მაქსიმალური სისქე მას პენინურ ქედში აქვს (1000 მ). სამხრეთ-დასავლური მიმართულებით სენ-ჯორჯის მასივთან მიახლოების კვალად, არკოზულ ქვიშაქვებს კვარციანი ქვიშაქვები და კონგლომერატები ცვლის. კლასტური მასალა ხსენებული მასივის დენუდაციის პროდუქტს წარმოადგენს. რაც შეეხება ტიპურ საწისქვილე ქვიშაქვას, ლითოლოგიურად ის ძალიან გავს განაპირა ჩრდილო შოტლანდიის პრეკამბრიულ ტორიდონის ქვიშაქვებს. ინგლისელი გეოლოგების დასკვნით, ეს ფაქტი არ შეიძლება აიხსნას იმით, რომ კარბონული ასაკის საწისქვილე ქვიშაქვის ტერიგენი მასალა ტორიდონის ქვიშაქვების გადარეცხვის პროდუქტია. ამ შემთხვევაში საწისქვილე ქვიშაქვაში მინდვრის შპატები მცირე რაოდენობით და თანაც ნაკლებად სალი იქნებოდა. უფრო სარწმუნოა, რომ ორივე წყების — ტორიდონის ქვიშაქვებისა და საწისქვილე ქვიშაქვების წყების ჭანების მკვებავ სუბსტრატს წარმოადგენდა ერთი და იგივე ძველი კრისტალური ქანებით აგებული მთის მასივი, რომელიც ჩრდილოეთით, ახლანდელი ჩრდილო ატლანტიკის ტერიტორიაზე მდებარეობდა.

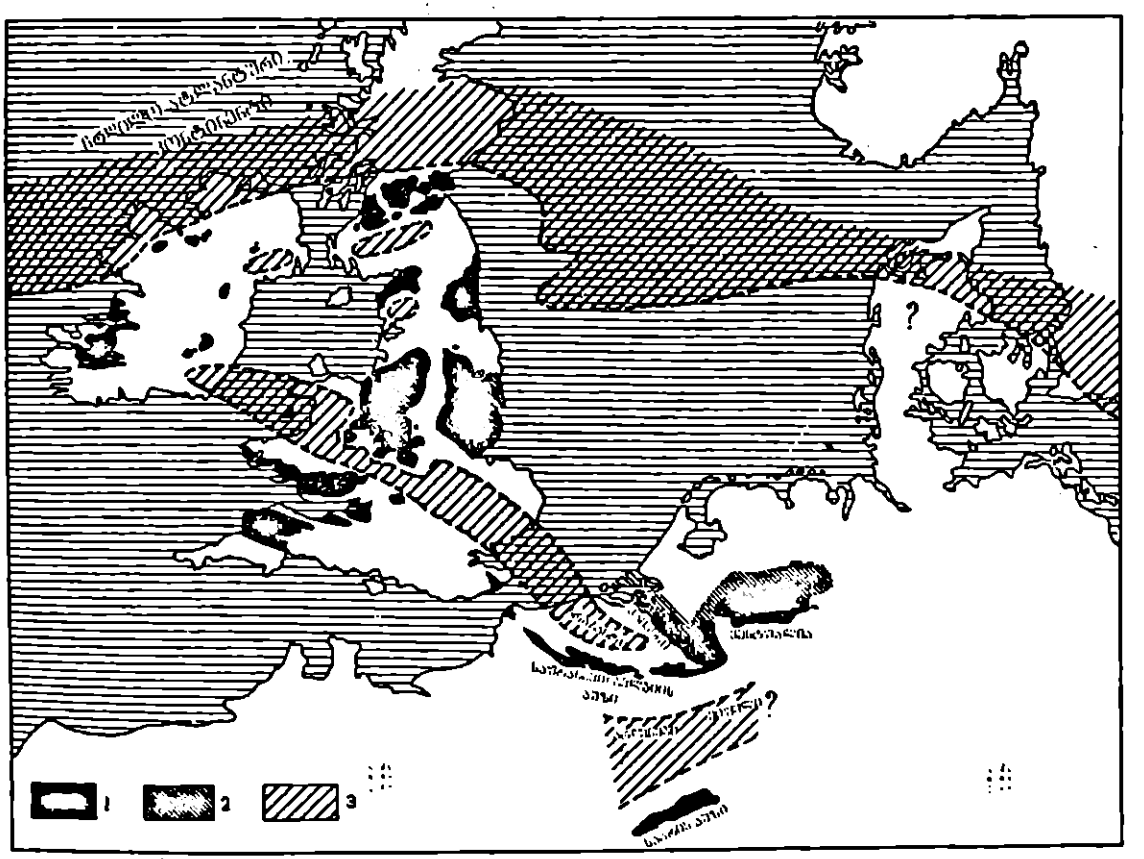
სრულიად განსხვავებულია კარბონულის ფაციესები პენინური ქედიდან ჩრდილოეთით — ნორთუმბერლენდისა და შოტლანდიის ტერიტორიაზე. კალედონიურ როფში კარბონულის ჰრილი იწყება დევონურ ძველ წითელ ქვიშაქვაზე განლაგებული ტურნეული ასაკის კარბონატული ქვიშაქვების წყებით, რომელიც აგებულია მოწითალო ქვიშაქვებისა და შავი და მომწვანო ფერის თიხაფიქლების მორიგეობით. წყების ქვედა ნაწილთან დაკავშირებულია გადოლომიტებული კირქვების თხელი შუაშრეები, ქვანახშირის ფენები და ალაგ თაბაშირიც. ნალექებში განამარხებული ფაუნა აშკარად კონტინენტურია: მტკნარი წყლის ორსაგდულიანების გარდა, აქ წარმოდგენილია ჰია Spirorbis, რომელიც თანამედროვე Serpula-ს მსგავსად კონტინენტურ გარემოში ცხოვრობდა. ქვიშაქვების წყების ზედა ნაწილში კირქვის შუაშრეებში ნაპოვნი ბრაქიოპოდები ქვედავიზეურია. როგორც ჩანს, ამ დროს ტერიტორია დროგამოშვებით ზღვით იფარებოდა.

ზევით მოდის 700 მ-მდე სისქის ნახშირიანი წყება — ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების მორიგეობა კირქვის თხელი შუაშრეებით. ნორთუმბერლენდში ამ წყებასთან სამრეწველო მნიშვნელობის ქვანახშირის ფენებია დაკავშირებული, ხოლო შოტლანდიაში — ბიტუმიანი ფიქლები. ნახშირიანი წყება აქ ვიზეური ასაკისაა. გავიხსენოთ, რომ სამხრეთით — პენინურ როფსა და უელსში ნახშირის დაგროვების პირობები მხოლოდ დინანტური ეპოქის შემდეგ იწყება. იქ სამრეწველო მნიშვნელობის ქვანახშირის ფენები დაკავშირებულია ნახშირიან წყებასთან, რომელიც ვესტფალურია, მისი ზედა ნაწილი კი, სავარუდოდ, სტეფანურამდეც კი უნდა ადიოდეს.

ვიზეური ასაკისაა ნორმულ ზღვაში დალექილი კარბონატული წყებაც, რომელიც ნორთუმბერლენდსა და შოტლანდიაში ნახშირიან წყებაზეა განლაგებული. კირქვების გარდა წყებაში არის თიხაფიქლების შუაშრეები და ქვანახშირიც. ქვანახშირის ფენები სამრეწველო მნიშვნელობისაა.

ამრიგად, შოტლანდიასა და ნორთუმბერლენდში კონტინენტური სედიმენტაცია (ტბიური, დელტური, მდინარეული) ტურნეულშივე იწყება. ზღვიური ნალექები გამოჩნდება მხოლოდ ქვედა კარბონულის სულ ზედა ნაწილში. მაქსიმალური გავრცელება ზღვიურ ფაციესებს გვიან ვიზეურში და ადრე ნამიურულში ჰქონდა, თუმცა არც ამ დროის განმავლობაში იყო ზღვიური სედიმანტაცია უწყვეტი. ზღვა დროგამოშვებით უკან იხევდა და დაჭაობებულ სანაპირო ველებზე ნახშირდაგროვების პირობები იქმნებოდა. ზედავიზეურ-ქვედანამიურული ასაკის კარბონატული წყებით მთავრდება ქვედა კარბონის ჰრილი. ზევით მოდის საწისქვილე ქვიშაქვის წყება, რომელიც კირქვების წყების ქანების გადარეცხილ ზედაპირზეა განლაგებული.

ხმელთაშუა ზღვის ოროგენში კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის დასრულების შემდეგ, არამარტო დევონური პერიოდის განმავლობაში, არამედ ადრე კარბონულშიც (დინანტურ ეპოქაში) ჯერ კიდევ მკაფიოდ გაირჩევა ის სამი განსხვავებული გეოსტრუქტურული ერთეული, რომელთა შესახებ უკვე არაერთხელ გვქონდა საუბარი: ა. გეოსინკლინური როფების ჩრდილოური სისტემა, ანუ რენო-ჰერცინული სარტყელი, რომელიც, როგორც ვიცით, სამხრეთ-დასავლური ირლანდიიდან პოლონეთამდე გაიდევნება და მოიცავს კორნუელსს, არდენებს, რაინის ფიქლებიან მასივს, მადნიან მთებს, სუდეტებს და სხვ; ბ. ბრეტან-ბოჰემის მიკროკონტინენტი. მისი ნაწილებია დღეს ერთიმეორისაგან გათვისებული შემდეგი მასივები: არმორიკული, საფრანგეთის ცენტრალური პლატოს, ვოგეზების, შვარცვალდისა და ბოჰემის; და გ. გეოსინკლინური როფების სამხრული სისტემა, რომელიც მოიცავდა ვრცელ ტერიტორიას ბრეტან-ბოჰემის მიკროკონტინენტსა და აფრიკის კონტინენტურ პლატფორმას შორის. დევონური პერიოდის ბოლოს ჰერცინული ოროგენეზისის პირველი მოძრაობების (ბრეტონული ფაზისი) გამოვლინებამ საგრძნობი ცვლილებები გამოიწვია პალეოგეოგრაფიასა და, შესაბამისად ნალექდაგროვების პროცესებში. ბრეტან-ბოჰემის მასივმა დევონურის ბოლოს დანაოჭება-აზევება განიცადა და საბოლოოდ დენუდაციის არედ გადაიქცა, რამაც როგორც რენო-ჰერცინული, ისე სამხრული ევროპის სარტყლების გეოსინკლინურ როფებში კლასტური მასალის როლის საგრძნობი მატება გამოიწვია. თვით მასივის სიახლოვეს გარდა იმისა, რომ დევონურის ბოლოს და ტურნეულში ხარვეზია ნალექდაგროვებაში, დინანტურის მთელ ჰრილში სჭარბობს სანაპირო ფაციესები — მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი, მსხვილმარცვლოვანი კლასტური ქანები, ალაგ კი ორგანოგენული (რიფული) კირქვების წარმოქმნის პირობებიც გაჩნდა.



სურ. 77. დასავლური ევროპის კარბონული ნახშირიანი აუზების სქემატური რუკა (მ. ვინიუდან, 1952)
1-ნახშირიანი აუზები, რომლებშიც ზედაპირზეა გაშიშვლებული ქვანახშირის შემცველი წყებები, ან შესწავლილია სილრმეში; 2-ქვანახშირიანი ფენების საერთო გავრცელება სილრმეში; 3-ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის დაჭაობებული სანაპირო ვლები და სენ-ჯორჯ-ბრაბანტის მიკროკონტინენტი.

რენო-ჰერცინულ სარტყელში დინანტური მეტ შემთხვევაში კულმის ფაციესის დიდი სისქის (3000-5000 მ) ნალექებით არის წარმოდგენილი. ჭრილის ძირითად ნაწილს შეადგენენ ღრმა ზღვის პირობებში დაგროვილი მუქი ფერის თიხაფიქლები გრაუვაკული ქვიშაქვებისა და კაქების შუაშრეებით. ზოგ რეგიონში (მაგ. ჰარცის მთებში) მნიშვნელოვანია ვულკანური (სპილიტები, დიაბაზები, კერატოფირები) და ვულკანოგენური ქანების წილი. ჩრდილო-ატლანტური კონტინენტის სიახლოვეს, მთისწინა როფში, რომელიც მკაფიოდ ჩამოყალიბდა სუდეტური ფაზისის გამოვლინების შემდეგ, და რომელიც სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩვენთვის კარგად ცნობილი სენ-ჯორჯ-ბრაბანტის სუბგანედური მასივით (კუნძულით) იყო გამიჯნული რენო-ჰერცინული სარტყლის ტიპური გეოსინკლინური როფებისაგან (იხ. სურ. 77), კულმის ფაციესების ნაცვლად დინანტური შედარებით მცირე სისქის, მარჩხი ზღვის, ფაუნით მდიდარი (მეტწილად მზართფეხიანებით) კირქვებით არის წარმოდგენილი.

სამხრული ევროპის გეოსინკლინურ სარტყელში კარბონული სისტემის საგებში ზოგჯერ აღინიშნება უთანხმოება და ხარვეზი ნალექდაგროვებაში (მაგ. აღმოსავლურ ალპებში). როფებში სედიმენტაცია უწყვეტია და ტურნეულის მცირე (100 მ-მდე) სისქის კირქვები და რადიოლარიტები თანხმობით არის განლაგებული დევონურზე. აღმავალ ჭრილში კირქვების წყებას თანხმობით აგრძელებს დიდი სისქის (1000 მ და მეტიც) კულმის ტიპის ნალექები.

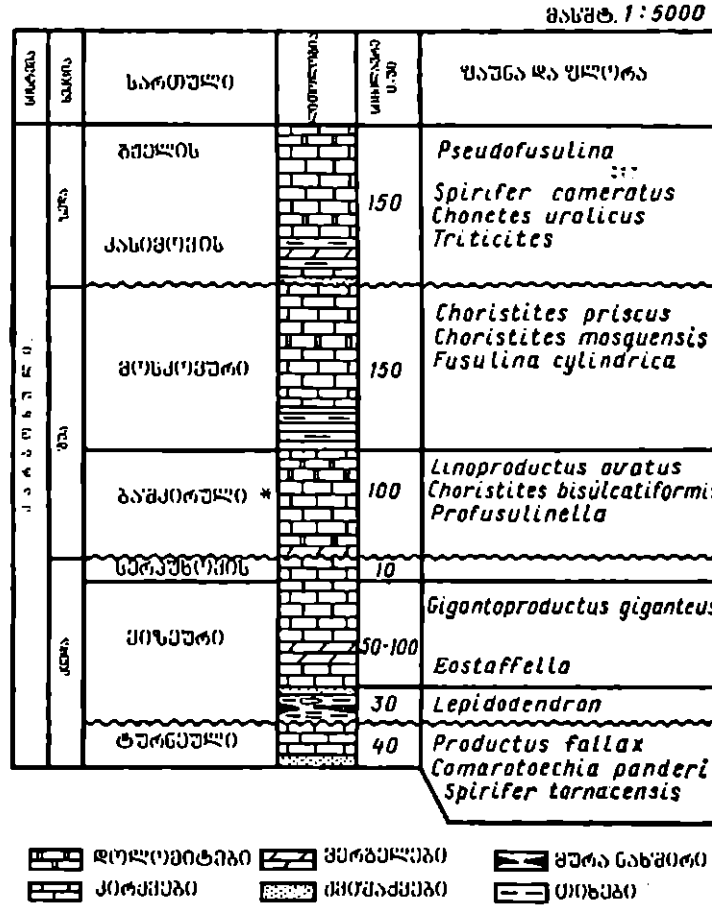
ასეთია ზოგადად დინანტური ნალექების ხასიათი ხმელთაშუა ზღვის ოროგენულ სარტყელში. ვიზეურის ბოლოს ჰერცინული ოროგენეტული ციკლის სუდეტური ფაზისის გამოვლინებამ მნიშვნელოვანი ცვლილებები გამოიწვია შუა და სამხრული ევროპის გეოსინკლინური აუზების სედიმენტაციურ პროცესებში. შუა და გვიან კარბონულში (სილეზიურ ეპოქაში) ცენტრალური ევროპის ტერიტორიაზე ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა ცალკეულ, ერთიმეორისაგან მეტ-ნაკლებად გათვისებულ აუზებში, სადაც გროვდებოდა კონტინენტური ნალექები — კონგლომერატები, უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები და თიხები. კლასტურ ქანებთან დაკავშირებულია ქვანახშირის ფენები, რომელთა დიდი ნაწილი სამრეწველო მნიშვნელობისაა. შუა და ზედა კარბონის ნახშირიანი წყებები რენო-ჰერცინული სარტყლის ჩრდილო ზოლში — ადრე კარბონულში წარმოქმნილ მთისწინა როფში, წარმოდგენილია ქვიშაქვების, ალევროლითებისა და თიხაფიქლების მორიგეობით. მათთან დაკავშირებულია ქვანახშირის სამრეწველო მნიშვნელობის მრავალრიცხოვანი ფენები. ნახშირიან წყებებში სხვადასხვა სტრატიგრაფიულ დონეზე არსებული კირქვის შუაშრეები, რომლებიც საკმაოდ დიდ ფართობზე ვრცელდება, მოწმობს, რომ ქვანახშირის დაგროვება მიმდინარეობდა დაჭაობებულ ზღვისპირა ველზე, რომელიც მხოლოდ დროგამოშვებით იფარებოდა მარჩხი ზღვით. ამგვარ პირობებში დაგროვილ ნახშირებს პარალური ნახშირებს[1] უწოდებენ. პარალურია სამხრული ინგლისის, ჩრდილოური საფრანგეთის, ბელგიის, ვესტფალიისა და რურის (გერმანიაში), სილეზიის (ჩეხეთსა და პოლონეთში) აუზების ქვანახშირი. ამათგან ყველაზე დიდია ვესტფალია-რურის ქვანახშირიანი აუზი, სადაც პროდუქტული წყების სისქე 2000-5000 მ-მდეა.

სამხრეთით სუდეტური ფაზისის გამოვლინების შედეგად წარმოქმნილ მთათაშუა როფებში ნახშირები ტბიური (ლიმნური) წარმოშობისაა. მათგან ყველაზე მნიშვნელოვანია საარის ქვანახშირიანი აუზი, სადაც ნახშირიანი წყების სისქე 4000 მ-ს აღწევს. მთათაშუა როფები ჩამოყალიბდა ბრეტან-ბოჰემის ზოლშიც. აქ ნახშირიანი წყებები ზოგჯერ უშუალოდ პროტეროზოული ასაკის კრისტალურ ქანებზე არის განლაგებული.

სამხრული ევროპის გეოსინკლინური სარტყელი კარბონულ პერიოდში კვლავ რჩება გეოსინკლინური სედიმენტაციის არედ. ჰერცინული ოროგენეტული ციკლის მოძრაობები ამ ზოლში სუსტი იყო და მათ მთების წარმოშობა არ გამოუწვევიათ. ცალკეულმა ფაზისებმა მხოლოდ უთანხმოებები წარმოშვა. ჰერცინულ ტექტონიკურ მოძრაობებს უკავშირდება კარბონულის ფაციესების მრავალფეროვნებაც ხმელთაშუა ზღვის ზოლში, სადაც კარბონული ნალექები მრავალ ადგილას არის ცნობილი: ასტურიის მთებში, პირენეებში, ალპებში, ბალკანეთის ნახევარკუნძულზე და სხვ. კარბონული ინტენსიურად არის დანაოჭებული და არაიშვიათად ძლიერ მეტამორფიზებული. ალპებში მთელი კარბონული უფაუნო კრისტალური ფიქლებით არის წარმოდგენილი. მაგრამ ხმელთაშუა ზღვის ზოლშივე არის კარბონული ასაკის ზღვიური ქვიშაქვები და თიხაფიქლები, სხვა შემთხვევაში კირ-

[1] პარალური — ბერძნ. παραλια (პარალია) — სანაპირო.

ქვები, რომლებიც ფუზულინიდებს, ბრაქიოპოდებსა და გონიატიტებს შეიცავენ. გვხვდება ქვანახშირის ფენების შემცველი კლასტური ქანების – ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების წყებებიც.



სურ. 78. მოსკოვის აუზის კარბონული ნალექების კრილი (მ. სმირნოვას მიხედვით, 1984).

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმაზე კარბონული ნალექები საკმაოდ ვრცელ ტერიტორიაზეა გაშიშვლებული, თუმცა არა ისე ფართოდ, როგორც დევონური. კარბონული სისტემა რუსეთის ბაქანზე წარმოდგენილია სამივე სექციის ყველა სართულით და მისი თითქმის მთელი ჭრილი აგებულია გაშლილ ეპიკონტინენტურ ზღვაში დაგროვილი კარბონატებით – მეტწილად კირქვებით და დოლომიტებით. ნალექების სისქე, ხშირ შემთხვევაში, რამდენიმე ასეულ მეტრს არ აღემატება. ქვედა კარბონულის ჭრილის ზედა ნაწილში (ვიზეური სართული) კარბონატებს თიხებისა და ქვიშაქვების წყება სცვლის. წყება ქვანახშირის ფენებს შეიცავს.

ქვანახშირი ლინზის ფორმის ფენების სახით არის მოქცეული ქვიშაქვებისა და თიხების დასტებს შორის. მათი სიმძლავრე რამდენიმე მეტრს არ აღემატება (8 მ-მდე). ესაა მეტწილად მურა ნახშირები, რომლებიც 40–45 %-მდე მინერალურ მინარევებს შეიცავენ. კლასტური მასალისა და ნახშირის ფენების გამოჩენა ვიზეურის ჭრილში მოწმობს, რომ ამ დროს ადგილი აქვს რეგრესიას. ზღვამ უკან დაიხია და მხოლოდ პლატფორმის სამხრეთ-აღმოსავლურ და აღმოსავლურ ტერიტორიებზე-ღა მიმდინარეობდა ზღვიური სედიმენტაცია. ადრე კარბონულის დასასრულს ისევ ტრანსგრესია იწყება. სამხრეთიდან წამოსულმა ზღვამ ხელახლა დაფარა რუსეთის ბაქნის დიდი ნაწილი. განახლდა კარბონატული ნალექდაგროვების პროცესი, რომელიც მთელი შუა და გვიანი კარბონულის განმავლობაში არ შეწყვეტილა. სედიმენტაცია მიმდინარეობდა უზარმაზარ ტერიტორიაზე (რამდენიმე მლნ კმ^2 ფართობზე) და შედეგად, საერთო ჯამში, 400 მ-დან (დასავლეთ ტერიტორიებზე) 750 მ-მდე (აღმოსაველეთით) სიმძლავრის კირქვები და დოლომიტები დაგროვდა.

აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის კარბონულის უფრო დეტალური გაცნობა შეიძლება მოსკოვის ოლქის ტერიტორიაზე (მ ო ს კ ო ვ ი ს ა უ ზ ი) გაშიშვლებული კარბონული ნალექების მაგალითზე, სადაც კარბონულის სრული ჭრილია წარმოდგენილი. ის დეტალურად არის შესწავლილი და რუსეთის ბაქნის კარბონული სისტემის ეტალონად ითვლება (სურ. 78). კარბონული მოსკოვის აუზში თითქმის მთლიანად კირქვებით არის წარმოდგენილი და მხოლოდ ვიზეური სართულის ძირში გამოჩნდება კლასტური ქანები — მუქი ფერის თიხების, ქვიშებისა და ქვიშაქვების 15–60 მ სისქის წყება, რომელშიც ქვანახშირის თხელი, ლინზის ფორმის ფენებია წარმოდგენილი. ქვიშაქვები ირიბშრეებრივია.

ნახშირიანი წყება განლაგებულია 50–100 მ სიმძლავრის ტურნეული კირქვების გადარეცხილ ზედაპირზე. ტურნეული კირქვების წყების ზედა ნაწილში მკვრივ კირქვებში მხართფეხიანებისა და გონიატიტების ფაუნაა განამარხებული (Spirifer tornacensis, Pericyclus და სხვ.). ქვანახშირის უმნიშვნელო ფენები რამდენიმე დონეზე ტურნეული სართულის ჭრილშიც აღინიშნება.

მოსკოვის აუზში შუა კარბონული სექციაც კირქვებით (სისქე 150 მ-მდე) არის წარმოდგენილი. მხოლოდ ჭრილის ქვედა ნაწილში აღინიშნება ქვიშაქვებისა და თიხების შუაშრეები. კირქვები მრავალფეროვან ფაუნას შეიცავენ (ფუზულინიდები, მარჯნები, სპირიფერიდები და სხვ.). ფაუნით მდიდარი კირქვებისა და ფერადი თიხების მორიგეობით იწყება მოსკოვის აუზში ზედაკარბონული სექციის ჭრილი. მისი ზედა ნაწილი კი აგებულია გადოლომიტებული კირქვების დასტით, რომელიც თიხების შუაშრეებსაც შეიცავს. ფაუნა აქაც მდიდარია და შეიცავს ფუზულინიდებს, პროდუქტიდებს, სპირიფერიდებსა და სხვ. ზედა კარბონულის სისქე 170 მ-მდეა. მოსკოვის აუზიდან აღმოსავლეთით კარბონული გაშიშვლებულია ოკა-ცნის ამაღლებულ ზოლში და სამარის რკალის ფარგლებში. მთელი კარბონულის ჭრილი აქ ფუზულინიდებისა და მარჯნების ფაუნით მდიდარი კირქვებით არის წარმოდგენილი. მოსკოვის აუზისაგან განსხვავებით, აქ კარბონულის ჭრილში ტერიგენული ქანები აღარ აღინიშნება, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ, მართალია, ნალექდაგროვება მარჩხ აუზში მიმდინარეობდა, მაგრამ ზღვის სანაპირო (მკვებავი სუბსტრატი) საკმაოდ შორს მდებარეობდა. სავარაუდოა, რომ კლასტური მასალა ამ ვრცელ ეპიკონტინენტურ ზღვაში ურალის მხრიდან შემოდიოდა და მის ცენტრალურ ნაწილებამდე ვეღარ აღწევდა. რაც შეეხება თვით ურალისა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის კარბონულ ნალექებს, მათ შესახებ ქვემოთ საგანგებოდ გვექნება საუბარი.

მოსკოვის აუზიდან ჩრდილოეთით თუ გადაიწევთ, იქით, პირიქით თანდათან ძლიერდება ხმელეთის სიახლოვით გამოწვეული ცვლილებები. ქვედა კარბონულის ჭრილში ზღვიური ნალექების წილი თანდათან იკლებს. ონეგის ტბის რაიონში დინანტური საერთოდ აღარ არის და ზღვიური ფაციესებით მხოლოდ შუა და ზედა კარბონულია წარმოდგენილი.

საგანგებოდ უნდა შევჩერდეთ დ ო ნ ე ც ი ს ა უ ზ ი ს კარბონულ ნალექებზე. დონეცის აუზი სტრუქტურულად ერთ-ერთი ნაწილია იმ დიდი, ჰეტეროგენული ტექტონისა, რომელიც აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის უძველეს ბირთვს — რუსეთის ბაქანს, სამხრეთ-დასავლური კიდის გასწვრივ მდ. დნეპრის აუზიდან კასპიურსგალმა მხარემდე ემიჯნება. ამჟამად მთელი ამ ზონის ფარგლებში არსებული კარბონულზე ძველი ქანები, მათ შორის დევონურიც, ღრმად არის დაძირული და მეზო-კაინოზოური ნალექებით გადაფარული. მხოლოდ ამ ზონის დასავლურ ნა-

წილში მდებარე დონეცის როფმა დანაოჭების შემდეგაც აზევების ტენდენცია მეოთხეულ პერიოდამდე შეინარჩუნა. ამის გამოა, რომ აქ დანაოჭებული ზედაპალეოზოური ქანები გაშიშვლებულია, ისიც მხოლოდ დონეცის აუზის სამხრეთ-დასავლურ კიდეზე. აუზის (როფის) ღერძულ ნაწილში დევონურის ტერიგენული ნალექები ღრმად არის დაძირული და სიღრმეში კარბონული სისტემის საგებში მათი არსებობა მხოლოდ ჰაბურღილებით არის დადასტურებული. სხვა შემთხვევაში ქვედა კარბონული უშუალოდ პრეკამბრიულ მეტამორფიტებზე არის განლაგებული. დინანტურის მნიშვნელოვანი ნაწილი (ტურნეული მთლიანად და ვიზეური სულ ზედა დასტების გამოკლებით) წარმოდგენილია 300-600 მ სისქის კირქვების წყებით. კირქვები ნორმული ზღვის ბინადარი ორგანიზმების ნაშთებს შეიცავენ. ვიზეური სართულის სულ ზედა ნაწილში კარბონატები მხოლოდ თხელი შუაშრეების სახით-ღა არის წარმოდგენილი და ჭრილის ძირითად კომპონენტებს ქვიშაქვები, არგილიტები, ალევროლითები და ქვანახშირის ფენები შეადგენენ. ვიზეური საუკუნის დასასრულს დაწყებული ამგვარი მკვეთრი ცვლილება სედიმენტაციის რეჟიმში საკმაოდ სტაბილური აღმოჩნდა. ნახშირიანი ტერიგენული წყებების ინტენსიური დაგროვება მთელი შუა და გვიანი კარბონულის განმავლობაში მიმდინარეობდა. ამასთან, ნალექების დაგროვების კვალად დონეცის როფის ფსკერი დაძირვას განიცდიდა. მხოლოდ ასეთნაირად შეიძლება აიხსნას 10000 მ-ზე მეტი სიმძლავრის ნახშირიანი წყებების დაგროვება, რომლებიც აშკარად კონტინენტური ფაციესებისათვის (ტბიური, დელტური, ჭაობის) ნიშანდობლივ თვისებებს ამჟღავნებენ. ნალექების უდიდესი ნაწილი ხმელეთის მცენარეულობის განახშირებული ნაშთებით არის მდიდარი. ორსაგდულიანების ფაუნა მტკნარი წყლის ფორმებით არის წარმოდგენილი. ზღვიურ ფაუნას შეიცავენ მხოლოდ კირქვის შრეები, რომელთა დასტები ტერიგენულ ნალექებს შორის სხვადასხვა დონეზე არის წარმოდგენილი. კირქვის დასტების სისქე რამდენიმე სანტიმეტრიდან 5 მ-მდეა, ზოგჯერ 30 მ-იც. ქვანახშირის ფენებით განსაკუთრებით მდიდარია შუა კარბონული სექცია. მთლიანად დონეცის აუზის კარბონული 300-ზე მეტ ნახშირიან ფენას შეიცავს. აქედან 60-ზე მეტი ექსპლუატაციისთვის რენტაბელურია. მათი სისქე 0,6-1,8 მეტრამდეა და საკმაოდ დიდ მანძილზე გაიდევნება. დონეცის ქვანახშირი მეტამორფიზებულია და მაღალი ხარისხის (საკოქსე). ზედა კარბონულის ჭრილში ნახშირიანობა სწრაფად მცირდება, ისევე როგორც ზღვიური კირქვების შრეების რაოდენობა. ფაციესების ლატერალურ ცვლილებებზე დაკვირვება ნათელჰყოფს, რომ კლასტური მასალა დონეცის აუზში ძირითადად სამხრეთიდან შემოდიოდა. მეორე მხრივ, ზღვიური კირქვების შუაშრეების არსებობა იმაზე მიუთითებს, რომ დაჭაობებული ტერიტორია, რომელიც ნახშირდაგროვებისათვის ხელსაყრელ გარემოს წარმოადგენდა, დროგამოშვებით მარჩხი ზღვით იფარებოდა. ზღვა შემოდიოდა სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან — ამ მიმართულებით იმატებს კირქვების შუაშრეების რაოდენობაც და სიმძლავრეებიც. ზედა კარბონულის ჭრილი მთავრდება მოწითალო-მოყავისფრო თიხებისა და ალევროლითების შრენარით, რომელშიც არაუკარიების (ძველი წიწვიანი მცენარეების) რამდენიმე მეტრის სიგრძის განამარხებულ მორებს პოულობენ. დონეცის აუზის ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლურ პერიფერიებზე არაუკარიებიან ფერად წყებას მოჰყვება 1000 მ-მდე სისქის მოწითალო ფერისვე თიხიან-ალევროლითური წყება. ქვანახშირის ფენებით მდიდარი წყებების შეცვლა ფერადი (წითელი ფერის) კლასტური ქანებით კარბონულის ბოლოს კლიმატის არიდიზაციაზე უნდა მიუთითებდეს. კარბონული პერიოდის თბილი და ნესტიანი ჰავა, როგორც ჩანს, პერიოდის ბოლოს მშრალმა, ცხელმა კლიმატმა შეცვალა. ეს ცვლილება განსაკუთრებით მკაფიო იყო პერმულში. ქვედა პერმულში (ასელურ და საკმარულ სართულებში) ფერად კლასტურ ქანებთან ერთად მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის მარილებით მდიდარ წყებებსაც.

დონეცის აუზის კარბონულის შრეულმა ფაციესებმა დიდი როლი ითამაშეს აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმისა და ურალის გეოსინკლინური სარტყელის ზღვიური კარბონულისა და შუა ევროპის კარბონულის (განსაკუთრებით ვესტფალურისა და სტეფანურის) ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექების სტრატიგრაფიული სქემების კორელაციის საკმაოდ რთული პრობლემების გადაჭრის საქმეში. დონეცის ნახშირიან ტერიგენულ ნალექებში განამარხებული ფლორა შესაძლებელს ხდის მათ პარალელიზაციას შუა ევროპის ნამიურულ, ვესტფალურ და სტეფანურ სართულებთან, მეორე მხრივ, დონეცის შუა და ზედა კარბონულის ჭრილში სხვადასხვა სტრატიგრაფიულ

დონეზე არსებულ კირქვის შრეებში დაცული ზღვიური ფაუნა ევროპული რუსეთისა და ურალის ზღვიურ ნალექებთან კორელაციის საიმედო საფუძველს წარმოადგენს.

ურალის გეოსინკლინურ სარტყელში კარბონული სისტემა თავიდან ბოლომდე ზღვიური ნალექებით არის წარმოდგენილი. ამასთან ურალის ქედის გასწვრივ მკაფიოდ გაირჩევა ფაციესების სამი განსხვავებული ზოლი. ურალის აღმოსავლური კალთების გასწვრივ ქვედა კარბონული მთლიანად ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების დიდი სისქის (3500 მ) კომპლექსებით არის წარმოდგენილი. ფუძე ეფუზიური ქანების ლავურ განფენებთან მორიგეობენ სხვადასხვაგვარი ტუფები და კლასტური და კაჟიანი ქანების დასტები. კირქვის იშვიათი შუაშრეები, რომლებიც ამ მძლავრი წყების სხვადასხვა დონეზე არის წარმოდგენილი, ზღვიური ორგანიზმების ნაშთებს შეიცავენ. შუა კარბონული ამავე ზოლში 1000 მეტრამდე სისქის კლასტური ქანების კომპლექსით არის აგებული. კლასტურ ქანებს შორის მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის კონგლომერატების სქელ დასტებს. ხშირია აგრეთვე მცენარეთა განახშირებული ნაშთებით გამდიდრებული ქანების შუაშრეები. კლასტური მასალის წყარო, როგორც ვარაუდობენ, იყო ურალის გეოსინკლინის ამჟამად ობის დაბლობის სიღრმეში დაძირული და ახალგაზრდა (მეზო-კაინოზოური) ნალექებით დაფარული აღმოსავლური ნაწილი, რომელიც იმ დროს (შუა კარბონულში) უკვე დანაოჭებული და აზევებული იყო და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ურალის აღმოსავლურ ნაწილში კარბონული ინტენსიურად არის დანაოჭებული, ნაოჭა სტრუქტურები რღვევებით არის გართულებული. ხშირია ინტრუზიული სხეულები. საკმაოდ ძლიერია მეტამორფიზმიც. ამ ზოლს დასავლეთიდან ემიჯნება კარბონული ნალექების ფაციესურად განსხვავებული კომპლექსები. აქ, ურალის ცენტრალურ ნაწილში კარბონული წარმოდგენილია სამივე სექციით. სჭარბობს კლასტური ქანები: ქვედა კარბონულში ქვიშაქვები, ქვიშიანი თიხაფიქლები, ხოლო შუა და ზედა კარბონში ჩნდება უფრო უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები და კონგლომერატები. ამას გარდა, აღინიშნება კაჟიანი, კარბონატული და ტუფოგენური ქანების შუაშრეები. კარბონული ნალექების საერთო სიმძლავრე ამ ზოლში 2700-3700 მ-ია.

რაც შეეხება ფაციესების მესამე ზოლს, რომელიც უწყვეტლივ გაიდევნება ურალის დასავლური კალთების გასწვრივ, იქ კარბონულის თითქმის მთელი ჭრილი კარბონატული ქანებით არის აგებული. სამხრეთით ფაუნით მდიდარი კირქვები სჭარბობს. მხოლოდ შუა და ზედა კარბონულში გამოერევა დოლომიტები და გადოლომიტებული კირქვები. კარბონულის სისქე აქ კიდევ უფრო ნაკლებია—500-1300 მ. როგორც ვარაუდობენ, სედიმენტაცია ამ ზოლში მიმდინარეობდა თბილი, გაშლილი ზღვის გარემოში. აუზი ფართოდ იყო დაკავშირებული ევროპული რუსეთის ეპიპლატფორმულ ზღვასთან. ნიშანდობლივია, რომ ურალის დასავლური კალთების კარბონული ნალექების ჭრილში არ აღინიშნება არც ვულკანური აქტივობის ნიშნები, არც ინტრუზიული მაგმატიზმის გამოვლინება, სუსტია მეტამორფიზმი, ისევე როგორც დანაოჭება.

აღმოსავლური ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე კარბონულის ზღვიურ ფაციესებს მცირე გავრცელება აქვს. ზღვიური ნალექები ცნობილია მხოლოდ მის ჩრდილოურ და ჩრდილო-დასავლურ პერიფერიებზე და წარმოდგენილია 500 მ-მდე სისქის მარჯნიანი კირქვებით. ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის დანარჩენი ტერიტორია კარბონულ პერიოდში ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექდაგროვების არეს წარმოადგენდა. შუა და ზედა კარბონულის ჭრილებში ვულკანოკლასტოლითებიც გამოერევა. როგორც ვარაუდობენ, ვულკანური აქტივობა დაკავშირებული იყო სილრმულ რღვევებთან, რომელთა წარმოქმნის პროცესები აქ კარბონულ პერიოდში დაიწყო. განსაკუთრებით გაძლიერდა ეს პროცესები პერმულ პერიოდში.

ზღვიური ფაუნით (მზართფეხიანები, ზღვის შროშანები) მდიდარი კირქვების დაგროვება მიმდინარეობდა ადრე კარბონულის განმავლობაში ვრცელ ეპიკონტინენტურ გაშლილ ზღვაში, რომელიც ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის მნიშვნელოვან ნაწილს ფარავდა. მაგრამ შემდეგ აღმავალ ჭრილში კარბონატული წყებების გვერდით თანდათან მატულობს ტერიგენული მასალის რაოდენობა, განსაკუთრებით პლატფორმის ბაჭვური ნაწილის აღმოსავლურ ტერიტორიაზე. კლასტური მასალა ეპიკონტინენტურ ზღვაში დიდი რაოდენობით შემოდიოდა აპალაჩების ახალგაზრდა მთებიდან, რომელთა ინტენსიური დანაოჭება-აზევება ადრე კარბონულში

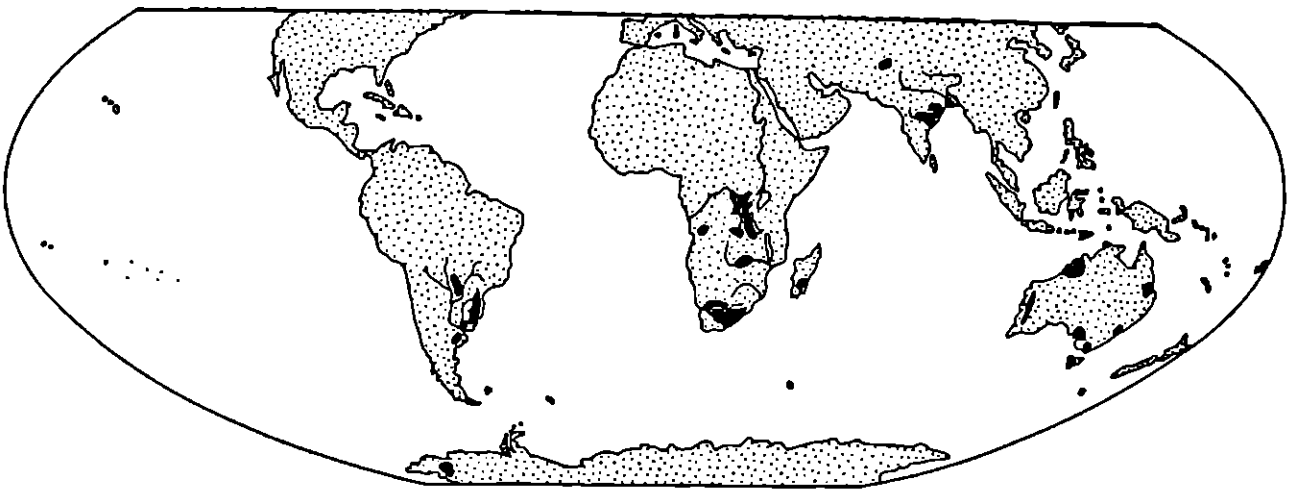
(პერციული ოროგენეზისის სუდეტური ფაზისი) მიმდინარეობდა. აზევების პროცესების ზეგავლენა გავრცელდა ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის იმ ნაწილზეც, რომელიც უშუალოდ ესაზღვრებოდა აპალაჩებს. ამის გამოა, რომ აპალაჩების მთისწინა როფში, რომელიც მისი დასავლური კალთების გასწვრივ ჩაისახა, შუა და ზედა კარბონული წარმოდგენილია ქვიშიან-თიხიანი, ქვანახშირის შემცველი ფაციესებით, რომლებთანაც კირქვის შუაშრეები მორიგეობენ. დასავლეთისაკენ კირქვების როლი თანდათან მატულობს, კლასტური ქანების წილის შემცირებასთან ერთად. რაც შეეხება აპალაჩების მთათა სისტემას, როგორც ვიცით, აკადიური დანაოჭება საკმაოდ ძლიერი იყო მხოლოდ მის ჩრდილო ნაწილში. ამის გამოა, რომ კარბონულის ფაციესები აპალაჩების ჩრდილო და სამხრულ ნაწილებში განსხვავებულია. სამხრეთში ადრე კარბონულში (მისისიპურის განმავლობაში) დიდი სისქის ქვიშიან-თიხიანი წყებები გროვდებოდა. მისისიპური „სისტემის" სისქე აქ 6000 მ-ს აღემატება. მისისიპურის ბოლოს ნალექდაგროვების გეოსინკლინური რეჟიმი კონტინენტურმა სედიმენტაციამ შეცვალა, რაც ჰერცინიული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის სუდეტური ფაზისის გამოვლინების შედეგი იყო. ხსენებული ფაზისი სამხრულ აპალაჩებში საკმაოდ ძლიერი იყო. მან აპალაჩების გეოსინკლინის დახურვა გამოიწვია. სამხრეთ აპალაჩებში ზედა კარბონული (ამერიკელების პენსილვანური „სისტემა") 500-700 მ სისქის ნახშირიანი კლასტური ქანებით — ქვიშაქვებითა და თიხებით არის წარმოდგენილი. იშვიათია კირქვების შუაშრეები. პენსილვანური ფუძის კონგლომერატებით არის განლაგებული მისისიპური ქანების დენუდირებულ ზედაპირზე. ზევით მას მოჰყვება პერმული ასაკის მოწითალო ფერის კონტინენტური წყება (450 მ-მდე სისქის), რომელიც ქვანახშირის ფენებს შეიცავს. რაც შეეხება ჩრდილოურ აპალაჩებს, აკადიური დანოჭების შემდეგ, კარბონულის დასაწყისისთვის ეს მხარე უკვე დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ამიტომ სედიმენტაცია მიმდინარეობდა მხოლოდ წმინდა ლავრენტის უბის ადგილას არსებულ როფში. კონტინენტური ნალექდაგროვება აქ ჯერ კიდევ დევონურში დაიწყო და თითქმის უწყვეტლივ გრძელდებოდა ადრე პერმულამდე. ამ დროის განმავლობაში აქ დაგროვდა 8000 მ-მდე სისქის მძლავრი სერია, რომლის უდიდესი ნაწილი (შუა დევონურ-ტურნეული და ზედანამიურულ-ქვედაპერმული) კონტინენტურია. მხოლოდ ვიზეურ საუკუნეში და ნამიურულის დასაწყისში კონტინენტური სედიმენტაცია ზღვიურმა შეცვალა.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის დასავლურ ნაწილში ალიასკიდან მექსიკამდე, წყნარი ოკეანის გასწვრივ გადაჭიმული ვიწრო ზოლის ფარგლებში კარბონული წარმოდგენელია ტიპური გეოსინკლინური ბუნების კომპლექსებით — ესაა დიდი სისქის წყებები, რომელთა აგებულებაში მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის კაჟიან ქანებს, თიხაფიქლებს, ქვიშაქვებს, კირქვებს, მეტწილად ანდეზიტური შედგენილობის ლავებსა და სხვადასხვაგვარ ტუფებს. აღმოსავლეთისაკენ ჩრდილო ამერიკის ოროგენის იმ ზოლში, რომელიც ჩრდილო ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმას ესაზღვრება, საკმაოდ მკაფიოდ არის გამოხატული ბრეტონული ფაზისის გამოვლინება. ამის გამოა, რომ მისისიპური მკაფიო სტუქტურული უთანხმოებით არის განლაგებული უფრო ძველ, დანაოჭებულ ქანებზე და წარმოდგენილია ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის მხარეს კარბონატული წყებებით, დასავლეთისაკენ კი ტერიგენიული ნალექებით. ცხადია, კლასტური მასალა აუზში დასავლეთიდან შემოდიოდა. არანაკლებ ძლიერი იყო ამავე ზოლში სუდეტური მოძრაობებიც. ამიტომაა, რომ პენსილვანური „სისტემის" გავრცელება დიდი არ არის. ამას გარდა, ძველ ქანებზე მკაფიო უთანხმოებით განლაგებული პენსილვანური უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით არის აგებული.

გონდვანისის სუპერკონტინენტის უდიდესი ნაწილი, ისევე როგორც დევონურში, მთელი კარბონული პერიოდის განმავლობაშიც აზევებული იყო. მხოლოდ კარბონულის დასაწყისში განიცადა დაძირვა კონტინენტის პერიფერიულმა ნაწილებმა. ამ დროს ზღვით დაიფარა გონდვანისის აფრიკული ნაწილის ჩრდილო ტერიტორია. ტრანსგრესია გავრცელდა ხმელთაშუა ზღვის ოროგენიდან. გაშლილ ეპიკონტინენტურ ზღვაში ქვიშაქვები, თიხები და კარბონატული ნალექები გროვდებოდა, ალაგ კი მარჯნული რიფების წარმოქმნის პირობებიც შეიქმნა. ზღვით იყო დაფარული ავსტრალიის კონტინენტის დასავლური ნაწილიც. აუზში კარბონატული ნალექები გროვდებოდა. კიდევ უფრო ნაკლებია ლაგუნურ-კონტინენტური ნალექების ხვედრითი წილი გონდვანისის კარბო-

ნულ"ში. მცენარეთა ნაშთების შემცველი თიხიან-ქვიშიანი წყებები აფრიკის კონტინენტის ჩრდილო ნაწილ"შია ცნობილი, ხოლო აღმოსავლური ბრაზილიის ტერიტორიაზე ქვედა კარბონულის ტერიგენული წყებები ქვანახშირის ფენებს შეიცავენ. გვიან კარბონულ"ში გონდვანისის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი მყინვარებით დაიფარა. იმდროინდელი ტილიტები მიკვლეულია აფრიკაში, კ. მადაგასკარზე (სურ. 79). ინდოსტანის ნახევარკუნძულზე ტილიტების სისქე 400 მ-მდეა. ესაა ტერიგენული ქანების კომპლექსი, რომლის აგებულებაშიც მონაწილეობს პრეკამბრიული ქანების დაუხარისხებელი კლასტური მასალა: ზოგი მეტად, ზოგიც ნაკლებად ნაგორები ქანის ნატეხები, ლოდები (2 მ-მდე დიამეტრისა). ქანის ნატეხებისა და ლოდების ზედაპირზე მორენებისთვის ნიშანდობლივი ნაკაწრები აღინიშნება. დაუხარისხებელი ქვიშიან-თიხიანი ცემენტიც მათი მყინვარული წარმოშობის კიდევ ერთი უტყუარი ნიშანია. თიხის შუაშრეებში, რომლებიც ტილიტების წყებაში აღინიშნება, დაცულია თევზების, მოლუსკებისა და ზღვის შრიმპების ნაშთები, რაც იმის ვარაუდის საფუძველს იძლევა, რომ ყინულით დაფარულ კონტინენტზე დროგამოშვებით ზღვა გადმოდიოდა. აღსანიშნავია გამყინვარების კიდევ ერთი უტყუარი ნიშანი: ტილიტები განლაგებულია მკვიდრი ქანების მოშანდაკებულ ზედაპირზე, რომელიც „ვერძის შუბლებისთვის" დამახასიათებელი ნაკაწრებით არის დასერილი. ტილიტების ასეთი ფართო გავრცელება ცხადყოფს, რომ გვიან კარბონულ"ში გონდვანისის კონტინენტზე მოხდა აციება. მხოლოდ ჩრდილო აფრიკის ტერიტორიაზე იყო ამ დროს თბილი ჰავა, რასაც აქ ზედა კარბონის ფერადი (მოწითალო ფერის) ნალექები მოწმობენ. ეკვატორიული და სამხრული აფრიკის ტერიტორიაზე გავრცელებული გვიანი კარბონის მყინვარული ნალექები შეადგენენ ე.წ. კარუს „სისტემის" ქვედა ნაწილს, რომელსაც დვაიკის სერიის სახელით აღწერენ. მთლიანად კარუს „სისტემის" სიმძლავრე 10.000 მ-ს აღწევს. დვაიკის სერია, როგორც ვარაუდობენ, პერმულის სულ ქვედა ნაწილსაც შეიცავს. ინდოსტანის ნახევარკუნძულზე მისი სინქრონულია ტალჩირის სერია, რომელიც გონდვანის „სისტემის" ქვედა ნაწილ"ში გამოიყოფა. ტალჩირის სერიის ქვედა ნაწილი მყინვარული გენეზისის ლოდნარის ფენით არის წარმოდგენილი, ზედა — ქვიშაქვებისა და ფიქლების 150-200 მ სისქის წყებით, რომელ"შიც გონდვანისის (გლისოპტერისის) ფლორის წარმომადგენელთა ნაშთებია განამარხებული (Glossopteris, Gangamopteris და სხვ.). გონდვანისის „სისტემის" ზედა ნაწილი გვიანიურულ-ქვედაცარცულად თარიღდება, ხოლო კარუს „სისტემის" სტრატიგრაფიული დიაპაზონი გვიან კარბონულ-გვიანტრიასულია.

ჰავა. კარბონული პერიოდის ჰავის შესახებ მსჯელობისათვის საკმაოდ დამაჯერებელ მასალას აძლევს მეცნიერებს იმდროინდელი ფლორა. ადრე კარბონული ეპოქისთვის უკვე შესაძლებელია პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქების პირველი, მიახლოებითი კონტურების გარჩევა, თუმცა უფრო დამაჯერებლად მათ შესახებ საუბარი მხოლოდ შუა კარბონულიდან შეიძლება. ამ დროისთვის გაირჩევა შემდეგი სამი პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი: 1 — ტროპიკული ჰავის სარტყელთან დაკავშირებული ე.წ. ვესტფალური პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი; 2 — მისგან ჩრდილოეთით ზომიერად ნოტიო კლიმატურ სარტყელ"ში გავრცელებული კორდაიტული ტაიგის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი და 3 — გლოსოპტერისის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი ტროპიკული სარტყელიდან სამხრეთით. ვესტფალური პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქისთვის დამახასიათებელია ხე-მცენარეების არაჩვეულებრივი განვითარება და მრავალფეროვნება. ტყეებისთვის, რომლის ძირითად მასას უზარმაზარი, მეტწილად სპორიანი ხე-მცენარეები შეადგენენ, ნიშანდობლივია ლიანოსნების სიუხვეც. თვით ხე-მცენარეებს ახასიათებთ დიდი, ფართე ფოთლები, საჰაერო ფესვები, სამაგიეროდ, მათ არ გააჩნიათ წლიური რგოლები. კორდაიტული ტაიგა ხასიათდება თანამედროვე ტაიგის ნიშანთვისებებით. ხე-მცენარეებს, ვესტფალური ოლქისაგან განსხვავებით, კარგად აქვთ გამოხატული წლიური რგოლები. გლოსოპტერისის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი, რომელიც ეკვატორული სარტყელიდან სამხრეთით მდებარეობს, ზომიერად ცივი კლიმატური სარტყელის ფარგლებ"შია მოქცეული და. თითქმის მთლიანად მოიცავს გონდვანისის კონტინენტს. გლოსოპტერისის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქის ფლორა თანამედროვე ტუნდრის მცენარეულობას მოგვაგონებს — მისი ძირითადი წარმომადგენლები იყვნენ მცირე სიმაღლის (ჯუჯა) გვიმრები — გლოსოპტერისისა და განგამოპტერისის გვარების წარმომადგენლები.



ურ. 79. მყინვარული ნალექების (ალბომშულია შავად) გავრცელება გონდვანისის ტერიტორიაზე კარბონულში.

ჰერცინული[1] ოროგენეზისი

დევონური პერიოდის ბოლოს (დაახლოებით 345 მლნ წლის წინ) დაიწყო და პერმული პერიოდის ბოლოს (235 მლნ წ) დასრულდა დედამიწის ქერქის ისტორიის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი მოვლენა, რომელიც გეოლოგიაში ჰერცინული ოროგენეტული (ტექტონიკური მაგმატური) ციკლის სახელწოდებით არის ცნობილი. გავიხსენოთ, რომ ადრე დევონურში ჩვენი პლანეტის რამდენიმე რეგიონში დედამიწის ქერქის ლაბილურმა (გეოსინკლინურმა) სარტყლებმა განიცადა დანაოჭება-აზევება, რაც კალედონიური ოროგენტული მოძრაობებით იყო გამოწვეული. ამავე პროცესებთან იყო დაკავშირებული კონტინენტური პლატფორმების მნიშვნელოვანი ტერიტორიების აზევებაც, განსაკუთრებით საგრძნობი ჩრდილოეთ კონტინენტებზე. კვლავ აზევებული და ზღვისაგან თავისუფალი იყო გონდვანისის უდიდესი ნაწილი. ამრიგად, დედამიწაზე ადრე დევონური ეპოქა გეოკრატიული ხანა იყო. შუა დევონურიდან განახლდა დალმავალი მოძრაობები. განსაკუთრებით ინტენსიური იყო დაძირვის ტენდენციები ოროგენულ სარტყლებში, თუმცა ამ პროცესებში ჩათრეული აღმოჩნდნენ კონტინენტური პლატფორმებიც. ეპიპლატფორმული ზღვით იყო დაფარული ლავრაზიის დიდი კონტინენტისა და ციმბირის პლატფორმის ვრცელი ტერიტორიები, რამდენადმე გაიზარდა ზღვით დაკავებული ფართობები გონდვანისის სუპერკონტინენტზეც. დალმავალი მოძრაობები შუა და გვიანი დევონურის პირველ ნახევარში დომინირებდა. დევონ-კარბონის მიჯნაზე დაწყებულმა ოროგენეტულმა პროცესებმა მნიშვნელოვანი გარდაქმნები გამოიწვიეს დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში და პალეოგეოგრაფიაში. ეს პროცესები თითქმის 100 მლნ წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა, თუმცა ცალკეული ოროფაზისები ყველგან ერთნაირი სიძლიერით არ გამოირჩეოდა. ჰერცინული ოროგენეზისის პირველი, საკმაოდ ძლიერი ფაზისი დევონურის დასასრულთან არის დაკავშირებული. რამდენიმე რეგიონში მან გამოხატულება ჰპოვა კარბონულის საგებში არსებული მკაფიო კუთხურ უთანხმოებაში. არაერთ ჭრილში, როგორც კარბონული ნალექების დახასიათებისას დავინახეთ, ტრანსგრესიული დინანტური სტრუქტურული უთანხმოებით არის განლაგებული დევონურის რეგრესიულ ნალექებზე. ეს ფაზისი და მასთან დაკავშირებული უთანხმოება ძალიან მკაფიოდ ჩანს ბრეტანში. აქედან წარმოსდგება სახელწოდება ბრეტონული ფაზისი. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო ბრეტონული ფაზისი ინუიტის ოროგენულ სარტყელში, რომელმაც სწორედ ადრე კარბონულისთვის განიცადა საბოლოო დანაოჭება-აზევება. ოროგენული სარტყელი დაიხურა, განიცადა კრატონიზაცია და ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ნაწილად იქცა. სხვა ოროგენებში ის ნაკლებ ძლიერი იყო და ახალი გეოანტიკლინების ფორმირება, სხვა შემთხვევაში კალედონიური ოროგენეზისის შედეგად წარმოქმნილი გეოანტიკლინების ხელახალი აზევება გამოიწვია. მათი დენუდაცია და ისევ დაძირვა გახდა სტრუქტურული უთანხმოების მიზეზი, რომელიც ბევრ გეოსინკლინურ როფში აღინიშნება დევონურსა და კარბონულს შორის. ბევრად უფრო ძლიერი იყო და მასშტაბური, შედეგების თვალსაზრისით, ოროგენეტული პროცესები ადრე კარბონულის ბოლოს. ეს მოძრაობები სუდეტური ფაზისის სახელით არის ცნობილი. სუდეტურმა ფაზისმა საბოლოოდ დაანაოჭა და მთათა სისტემად გადააქცია რენო-ჰერცინული სარტყელი და ბრეტან-ბოჰემის ზოლი. საშრული ევროპის ოროგენული სარტყელის ეს ნაწილი საბოლოოდ დაიხურა, კრატონიზაცია განიცადა და აღმოსავლური ევროპის კონტინენტურ პლატფორმას შეეზარდა. ამჟამად ჰერცინიდები ცნობილია ინგლისსა და ირლანდიაში, საფრანგეთის ცენტრული პლატოს აგებულებაში, პირენეულ ნახევარკუნძულზე (პირენეებისა და ანდალუზიის მთების გამოკლებით), კორსიკასა და სარდინიაზე, ვოგეზებსა და შვარცვალდში. ჰერცინიდების რიგს მიეკუთვნებიან არდენები, რაინის ფიქლებიანი მასივი, ბოჰემის მასივი, სუდეტები. მეზო-კაინოზიური ნალექებით გადაფარული ჰერცინიდებით არის აგებული აქვიტანიური და პარიზის აუზების ფუნდამენტი. ძლიერი იყო სუდეტური ფაზისი აპალაჩებშიც. აპალაჩების გეოსინკლინური სარტყელის ის ნაწილი, რომელსაც აკადიური დანაოჭების შედეგად

[1] სახელწოდება, წარმოსდგება ჰარცის მთების ძველი სახელიდან–ჰერცინია. გეოლოგიურ ლიტერატურაში ამავე ოროგენიზისს ზოგჯერ ვარისკული ციკლის სახელითაც მოიხსენიებენ (ვარისკები მდ. რაინის გასწვრივ მობინადრე ძველი გერმანული ტომი იყო.).

დანაოჭება-აზევება არ განუცდია და ისევ გეოსინკლინურ სტრუქტურად დარჩა, შუა კარბონულის-თვის უკვე მთათა სისტემად იქცა და დენუდაციის არეს წარმოადგენდა. ესპანეთში სტეფანურის წინ ძლიერი იყო ასტურიული ფაზისი. მომდევნო ფაზისები – ურალური (კარბონულის და-სასრულს), ზაალური (ადრე პერმულის ბოლოს) და პფალცური (პერმულისა და ტრიასუ-ლის მიჯნა), შუა ევროპაში სუსტი იყო, მნიშვნელოვანი ცვლილებები მათ აქ ალარ გამოუწვევიათ, მხოლოდ რამდენადმე გაართულეს უკვე ჩამოყალიბებული სტრუქტურები. სამაგიეროდ, თუ ბრეტო-ნული და სუდეტური ფაზისები სხვა ოროგენებში მხოლოდ წინამორბედი ფაზისების როლში გვევ-ლინებიან, ურალური და ზაალური ფაზისები იქ მთავარი ფაზისებია. სწორედ ზაალურმა ფაზისმა გამოიწვია ურალის გეოსინკლინური სარტყელის დახურვა და მისი მთათა სისტემად გადაქცევა. ისე რომ, ურალი შუა ევროპის ჰერცინიდებზე რამდენადმე ახალგაზრდაა, თუმცა ისიც ჰერცინული ოროგენეტული პროცესების შედეგად არის წარმოშობილი და ჰერცინიდების რიგს მიეკუთვნება.

ჰერცინულ ტექტონიკურ-მაგმატურ ეპოქაშია დანაოჭებული დონეცის ქედი, იმიერკავკასიის მნიშვნელოვანი ჩრდილო ნაწილი, მანგიშლაკი და უსტურტი. ჰერცინული ოროგენეტული პროცესე-ბის შედეგად დაიხურა და მთათა სისტემად გადაიქცა მთლიანად ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყელი. აპალაჩებისა და ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლების დახურვის შედეგად ერ-თიმეორეს შეუკავშირდა ჩრდილოეთის კონტინენტური პლატფორმები. წარმოიშვა ერთიანი სუპე-რკონტინენტი – ლავრაზია (რუსები მას ლავრუსიას ან ანგარიდასაც უწოდებენ). გაფართოვდა საშხრეთის სუპერკონტინენტიც ავსტრალიისა და ანტიატლასის ჰერცინიდების მიერთების შედეგად.

პალეოზოური ერის დასასრულისათვის საგრძნობლად შევიწროვდა პალეოტეთისი, ამასთან უფრო ნათლად გამოიკვეთა მისი ადგილი ორ სუპერკონტინენტს შორის. მეზოზოურიდან მოყოლე-ბული ამ ვრცელ ოროგენულ სარტყელს უბრალოდ ტეთისის, ან მეზოტეთისის სახელით მოიხსენიებენ მისი წინამორბედი პალეოტეთისისაგან განსასხვავებლად.

ჰერცინიდების დიდი ნაწილი დღეს შემორჩენილია საგრძნობლად დენუდირებული მთების სახით, რომლებიც ჰიფსომეტრიულად ბევრად უფრო დაბალია ალპურ მთათა სისტემებთან შედარებით. სხვა შემთხვევაში კი, როგორც ვთქვით, პალეოზოურის დასასრულისთვის კონსოლიდირებული უბ-ნები ახლა დაძირულია და დაფარულია უფრო ახალგაზრდა – მეზოზოური და კაინოზოური ნალე-ქების სხვადასხვა სიმძლავრის დაუნაოჭებელი საფარის ქვეშ.

სხვაგვარი იყო შუა აზიის გეოსინკლინური სარტყლის დანაოჭება-აზევების შედეგად წარმოშობი-ლი ჰერცინული მთათა სისტემის (ალტაი, ტიან'შანი, საიანები და სხვ.) ტექტონიკური ევოლუცია პა-ლეოზოურის შემდგომი დროის განმავლობაში. ისინი დღეს მაღალ მთებს წარმოადგენენ (ცალკეული მწვერვალების სიმაღლე 7000 მ-ს აღემატება). მაგრამ ამ სახით ისინი კაინოზოურ ერაში, ალპური ტე-ქტონიკური პროცესების შედეგად ჩამოყალიბდნენ გადარეცხილი და მოვაკებული ჰერცინიდების ად-გილას. მათი მთებად გადაქცევა პენეპლენად ქცეული ჰერცინიდების გააქტიურების შედეგად მოხდა. თუმცა ამჯერად მათი ხელახალი დანაოჭება არ მომხდარა. ალპურმა მოძრაობებმა აქ მრავალ-რიცხოვანი რღვევების განვითარება და პენეპლენის ბლოკებად დასახსვრა გამოიწვია. ბლოკების სხვა-დასხვა ამპლიტუდით აზევების შედეგად წარმოიშვა მთები, რომელთა სტრუქტურა განსხვავებულია როგორც ჰერცინული, ისე ალპური ნაოჭა მთებისაგან. მათი თანამედროვე მთებად ჩამოყალიბება შე-დეგია არა დანაოჭება-აზევებისა, არამედ ბლოკების სხვადასხვა ინტენსივობით აზევებისა. ამგვარ მთებს ნაოჭა-ლოდა მთებს უწოდებენ. უკვალოდ არ ჩაუვლია ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის ტექტონიკურ და მაგმატურ პროცესებს კალედონიდების განვითარებაში. ჰერცინულმა ოროგენეზისმა დაასრულა მათი კრატონიზაცია. გარდა ამისა, ზოგ რეგიონში კალედონიური მასივები რღვევების შედეგად დაისახსრა ბლოკებად, რომლებმაც აზევება განიცადეს სხვადასხვა ამპლიტუდით. რღვევებთან იყო დაკავშირებული ეფუზიური და ინტრუზიული მაგმატური პროცესების გაცხოველებაც.

ჰერცინულ ტექტონიკურ-მაგმატურ ციკლს თან ახლდა ინტრუზიული და ეფუზიური ვულკანიზ-მის გააქტიურება, რაც კარბონულ პერიოდში ოროგენტული პროცესების რამდენიმე ფაზისს უკავ-შირდება. ბრეტონულ, სუდეტურ და ასტურიულ ფაზისებთან არის დაკავშირებული ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევები, ლავური განფენების წარმოქმნა და ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების მძლავრი წყებების დაგროვება გეოსინკლინურ როფებში, ასევე მრავალრიცხოვანი

Карта 80. Районирование территории по степени благоприятности для проживания человека (по Н.Н. Баранскому, 1979) I - районы с наиболее благоприятными условиями для проживания человека; II - районы с относительно благоприятными условиями для проживания человека; III - районы с неблагоприятными условиями для проживания человека

ინტრუზივების შემოჭრა დედამიწის ქერქის სხვადასხვა უბანზე. ცხადია, მაგმატიზმი განსაკუთრებით ძლიერი იყო ოროგენულ სარტყლებში. გავიხსენოთ ვულკანური აქტივობის პროდუქტების მნიშვნელოვანი როლი კარბონული სისტემის ჩრილებში ურალის აღმოსავლური კალთების გასწვრივ, სამხრული აპალაჩების აღმოსავლურ ნაწილში, რენო-ჰერცინული სარტყელის გეოსინკლინურ როფეებში და ა.შ. ვულკანური აქტივობის პროდუქტებია ინგლისისა და შოტლანდიის ქვედა კარბონულში. კარბონული ასაკის გრანოდიორიტის ინტრუზივებია ცნობილი ბრეტანში, ცენტრულ პლატოზე, ვოგეზებსა და შვარცვალდში, აგრეთვე ბოჰემიაში.

პერმული სისტემა

პერმული სისტემის გამოყოფა. ინგლისელი გეოლოგის რ. მერჩისონის სახელს უკავშირდება პალეოზოური ეონოთემის კიდევ ერთი სისტემის – პერმულის გამოყოფა. სახელწოდება „პერმული სისტემა" მან პირველად 1841 წელს ახსენა მოსკოვის უნივერსიტეტის პროფესორის ფიშერ ფონ ვალდჰაიმისადმი გაგზავნილ წერილში, რომელიც იმავე წელს ჟურნალ „ბუნებისმეტყველთა მოსკოვის საზოგადოების ბიულეტენი"-ს ერთ-ერთ ნომერში გამოქვეყნდა. წერილის ერთი გვერდი ეძღვნება რ. მერჩისონის მიერ გამოყოფილ ახალ სისტემას – პერმულს. რ. მერჩისონმა ეს ბარათი დაწერა ევროპული რუსეთის რამდენიმე რეგიონში მისი მოგზაურობის შემდეგ. 1841 წლიდან მოყოლებული 1845 წლამდე რ. მერჩისონი არაერთხელ გამოვიდა მოხსენებით მის მიერ გამოყოფილი ახალი სისტემის თაობაზე. საბოლოოდ კი 1845 წელს გამოქვეყნდა რ. მერჩისონისა და მისი ორი თანაავტორის – ედ.ვერნეილისა და ა.კეისერლინგის ერთობლივი ნაშრომი „ევროპული რუსეთისა და ურალის მთების გეოლოგია" („The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains"), რომელშიც მოცემულია პერმული სისტემის დახასიათება, განსაზღვრულია სისტემის სტრატიგრაფიული მოცულობა და საზღვრები. რ. მერჩისონის სიტყვებით „პერმული სისტემა მოიცავს ყოველივე იმას, რაც დაილექა კარბონულის დასასრულიდან ტრიასულის დასაწყისამდე განვლილი დროის განმავლობაში." ამ დროისათვის როგორც კარბონული, ისე ტრიასული სისტემაც უკვე გამოყოფილი იყო და რ. მერჩისონმა, ფაქტიურად, პერმულად „მონათლა" გეოლოგების მიერ უკვე ოფიციალურად აღიარებულ კარბონულსა და ტრიასულს შორის მოქცეული ნალექების „უსახელო" კომპლექსი. სისტემის სახელი მან აიღო ურალის ქედის დასავლური კალთების ტერიტორიაზე მდებარე პერმის გუბერნიის და ქალაქ პერმის სახელიდან, სწორედ რუსეთის ამ მხარეში გაეცნო ის პერმული სისტემის ჭრილებს. მერჩისონის ხსენებული წერილი მისი თარიღითურთ (1841წ.) ითვლება პერმული სისტემის „დაბადების მოწმობად", თუმცა 10 წლით ადრე პერმული სისტემის სინქრონული ნალექები პენნეენურის სახელით უკვე ფიგურირებდა ბელგიელი ჯ. დ'ომალიუს დ'ალუას ნაშრომში „გეოლოგიის საფუძვლები" (Elèment de Gèologie). ხსენებულ ნაშრომს და მასში მოყვანილ სტრატიგრაფიულ სქემას, რომელზეც პენეენურის გარდა მოცემულია ავტორის მიერ გამოყოფილი კიდევ ოთხი სხვა სტრატიგრაფიული ერთეული (კეიპერი, ლიასური, იურული, ცარცული), კარგად იცნობდნენ დ'ომალიუს დ'ალუას თანამედროვენი, მათ შორის რ. მერჩისონიც. მაგრამ რ. მერჩისონმა შეგნებულად თქვა უარი სახელწოდებაზე „პენეენური" ორი გარემოების გამო: ჯერ ერთი, ის უპირატესობას ანიჭებდა გეოგრაფიული სახელწოდებებიდან ნაწარმოებ გეოქრონოლოგიურ და სტრატიგრაფიულ ნომენკლატურას (კამბრიული, დევონური და ა.შ.); მეორე – პენეენური (Penury – ინგლისურად – უკიდურესი სიღარიბე, penurious – ღარიბი, მწირი) არ ასახავდა რეალობას. მართალია, გერმანიაში ამ ასაკის ნალექები ღარიბია ნამარხი ფაუნით, მაგრამ სხვაგან ისინი საკმაოდ მდიდარი და მრავალფეროვანი პალეონტოლოგიური მასალით არიან დახასიათებული და წიაღისეულსაც (სპილენძი, გოგირდი, მარილები და ა.შ.) შეიცავენ. არ დამკვიდრდა გეოლოგიაში არც ლ.მარკუს (Markou L.) მიერ დარქმეული სახელი – დიასი, რომელიც გერმანულ პერმულ'ში ერთიმეორისაგან ფაციესურად მკაფიოდ განსხვავებული ორი სექციის არსებობის ფაქტს ასახავდა.

პერმული სისტემის საზღვრები. პერმული სისტემის ქვედა საზღვრის დადგენასთან დაკავშირებულ სირთულეებს უკვე გავეცანით, როდესაც კამბრიულისა და პერმულის გამიჯვნის თაობაზე გვქონდა საუბარი. გავიხსენოთ, რომ იქ, სადაც კამბრიულის ზღვიური ფაციესის ნალექებს თანხმობით, უხარვეზოდ მოჰყვება ზღვიური პერმული, საზღვრის დადგენის უპირველესი დასაყრდენი პალეონტოლოგიური მასალაა. ნალექებში გონიატიტების გვარის – Medlicottia-ს პირველი წარმომადგენლების გამოჩენა პერმულის დასაწყისზე მიგვანიშნებს.

საზღვარი პერმულსა და ტრიასულს შორის ამავე დროს პელეოზოური და მეზოზოური ჯგუფების მიჯნაცაა. პერმულის დასასრულისათვის ბევრი ტიპური პალეოზოური ტაქსონის გაქრობა და ტრიასულის დასაწყისიდან მეზოზოური ცოცხალი ბუნებისათვის ნიშანდობლივი არაერთი ჯგუფის წარმომადგენელთა გამოჩენა, ცხადია, აადვილებს ამ ორი სისტემის გამიჯვნას. ზოგ შემთხვევაში ამას ემატება

სტრუქტურული უთანხმოება ტრიასულის საგებში, რაც პერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის პფალცური ფაზისის გამოვლინებასთან არის დაკავშირებული. ალპურ გეოსინკლინურ სარტყელში საზღვრად, პერმულსა და ტრიასულს შორის ითვლება ე.წ. ბელეროფონიანი[1] კირქვების სახურავი. ზევით მოდის ე.წ. ვერფენული შრეები, რომლებიც ფიციესურად ძალიან ჰგავს გერმანული ტრიასის ქვედა სექციის – ბუნტზანდშტაინის ქანებს.

პერმული სისტემის დანაწილება. რუსეთში პერმულ სისტემას ორ სექციად ჰყოფენ. ქვედა პერმული ევროპულ რუსეთში თითქმის თავიდან ბოლომდე ზღვიური ფაციესებით არის წარმოდგენილი და მისი დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილება (სართულებად, ზონებად) ზღვიური ფაუნის კომპლექსების ცვლაზეა დაფუძნებული. ქვედა პერმულში ოთხი სართული არის გამოყოფილი: ასელური, საკმარული, არტინსკული და კუნგურული. ზედა პერმულში ზღვიური ნალექების გვერდით მნიშვნელოვანია ანორმულ აუზებში (მარილიან ლაგუნებში) დაგროვილი ნალექების ხვედრითი წილი. ზედა პერმულს რუსეთში სამ სართულად ანაწილებენ: უფის, ყაზანური და თათრული. პერმული გერმანიაშიც ორ სექციად იყოფა: ქვედა პერმულს იქ როტლიგენდს უწოდებენ, ზედას – ცეხშტაინს. როგორც ერთი, ისე მეორე კონტინენტურ პირობებშია დაგროვილი. ამიტომ მათი დეტალური სტრატიგრაფიული დანაწილება ზღვიური ნალექების იშვიათ შუაშრეებში დაცული ნამარხების საფუძველზე ძნელია. კიდევ უფრო რთულია გერმანული პერმულის სტრატიგრაფიული ერთეულების მეტნაკლებად ზუსტი კორელაცია რუსეთის ეპიკონტინენტური ზღვის ნალექებთან, განსაკუთრებით კი ტეთისის ოროგენული სარტყლის გეოსინკლინური აუზების პერმულ ნალექებთან, რომლებიც მდიდარ და მრავალფეროვან ფაუნას შეიცავენ. ამიტომ რუსეთშივე ტეთისის სარტყელის პერმულისთვის შექმნილია სტრატიგრაფიული შკალა, რომელზეც პერმული სისტემა სამ სექციად არის გაყოფილი. საფრანგეთში პერმულ სისტემას ორ სექციად ანაწილებენ. ქვედა პერმულში ორ სართულს გამოჰყოფენ – ოტუნურსა და საქსონიურს. ზედა პერმულს ტურინგიულს უწოდებენ. ის სართულებად არ არის დანაწილებული (იხ. ნუსხა N12). სრულად განსხვავებულია ჩრდილო ამერიკის პერმულის სტრატიგრაფიული დანაწილების სქემა.

პერმული სისტემის სტრატიგრაფიული დანაწილება

ნუსხა N 12

სექცია	სართულები		ეპოქების ხანგრძლივობა (მლნ. წ)
	დასავლური ევროპა	აღმოსავლური ევროპა	
ზედა პერმული P_2	ცეხშტაინი (ტურინგიული)	თათრული ყაზანური უფის	20
ქვედა პერმული P_1	ზედა როტლიგენდი (საქსონიური) ქვედა როტლიგენდი (ოტუნური)	კუნგურული არტინსკული საკმარული ასელური	35

[1] Bellerophon – გასტროპოდების ერთერთი გვარია, რომელიც მრავლად არის აღმოსაელური ალპების (ე.წ. კარავანკის ალპები) პერმულის ზედა ნაწილში წარმოდგენილ კირქვებში.

პერმული პერიოდის ცოცხალი ბუნება. ჰერცინულ ტექტონიკურ-მაგმატურ პროცესებთან დაკავშირებულმა მნიშვნელოვანმა პალეოგეოგრაფიულმა ცვლილებებმა უკვე პერმული დასაწყისისთვის, უფრო მეტად კი გვიან პერმულში ასახვა ჰპოვეს საცხოვრებელ გარემოზეც. გარემო პირობების მკვეთრმა გადასხვაფერებამ პერმული პერიოდის მეორე ნახევარში – ზღვის რეგრესიამ და ხმელეთის ფართობის მნიშვნელოვანმა გაზრდამ, კლიმატის არიდიზაციამ, რაც კარბონულის დასასრულს უკვე იგრძნობოდა, გამოიწვია ცოცხალი ბუნების, განსაკუთრებით კი მცენარეთა საგრძნობი ცვლილებები. სწორედ გვიანი პერმულიდან ბევრ რეგიონში (უპირველესად კი ევროპის კონტინენტზე), ფაქტიურად, იწყება მეზოფიტიკუმი – მეზოზოური ფლორის გაბატონების ხანა. თუმცა, აქვე უნდა ითქვას, რომ ზოგ რეგიონში ეს ცვლილებები რამდენადმე მოგვიანებით დაიწყო: მაგალითად, ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე (ანგარის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი) – პერმულისა და ტრიასულის მიჯნაზე, ხოლო გოდვანისის კონტინენტებზე – ადრე ტრიასულის ბოლოს. ამავე დროს, კიდევ უფრო მკაფიო გახდა მცენარეთა სამეფოს კლიმატური დიფერენციაცია. ამ დროისათვის უკვე შეიძლება ლაპარაკი რამდენიმე პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქის შესახებ – ევროამერიკული, ანგარის, კატაზიური და გოდვანის. თითოეული მათგანი ხასიათდება მისთვის ნიშანდობლივი მცენარეული ჯგუფებით და ასევე გარკვეული ჯგუფების არ არსებობით. ევროამერიკულ და კატაზიურ პალეოფიტოგეოგრაფიულ ოლქებში ტროპიკული სარტყლისთვის ნიშანდობლივი მცენარეულობა იყო გაბატონებული, ხოლო ანგარისისა და გონდვანისის ფლორა ზომიერი სარტყლის მცენარეულობას წარმოადგენდა (სურ. 81).

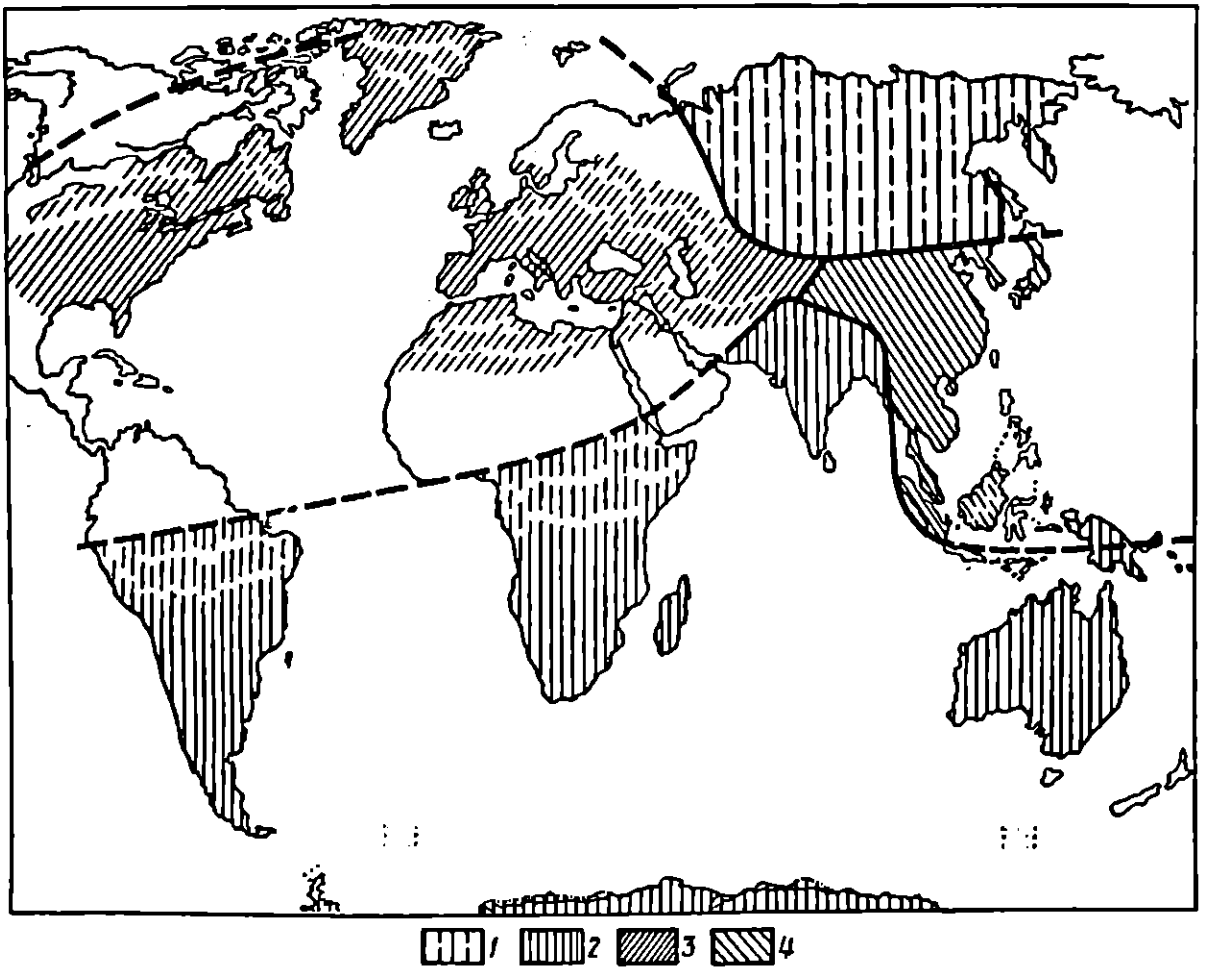
პერმული ზღვების ბინადართა შორის კვლავ მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის ფუზულინიდებს. ადრე პერმულში განსაკუთრებულ აყვავებას განიცდიან შვაგერინები; მათგან შეიძლება დავასახელოთ გვარები: Pseudoschwagerina, Schwagerina, Pseudofusulina. გვიან პერმულში კი ჩნდებიან უფრო რთული აგებულების ნაპუპის მქონე გვარები: Neoschwagerina, Polidioxidina და სხვა.

ნაწლავღრუიანებიდან კვლავ რუგოზები რჩებიან რიფის მშენებლებად ხავსცხოველებთან და კირქვიან წყალმცენარეებთან ერთად. განსაკუთრებულ აყვავებას განიცდიან ოჯახები: Lithostrotionidae და Clisiophyllidae.

მოლუსკებს შორის სულ უფრო და უფრო მეტ მნიშვნელობას იძენენ ორსაგდულიანები და მუცელთფეხიანები. ორსაგდულიანებიდან განსაკუთრებით ხშირია გვარები: Gervillia, Pseudomonotis. ალპურ პერმულში ზოგჯერ საკმაოდ მრავალრიცხოვანია გასტროპოდების გვარი – Bellerophon, განსაკუთრებით აღმოსავლური ალპების ზედა პერმულში, სადაც კირქვების მთელ წყებას ამ გვარის წარმომადგენელთა ნაშთების სიმრავლის გამო ბელეროფონიან კირქვებს უწოდებენ. გერმანულ პერმულში გასტროპოდები და ორსაგდულიანები ხშირად ანორმული (მტკნარი, ან მარილიანი) აუზების ბინადართა ნაშთებით არიან წარმოდგენილი.

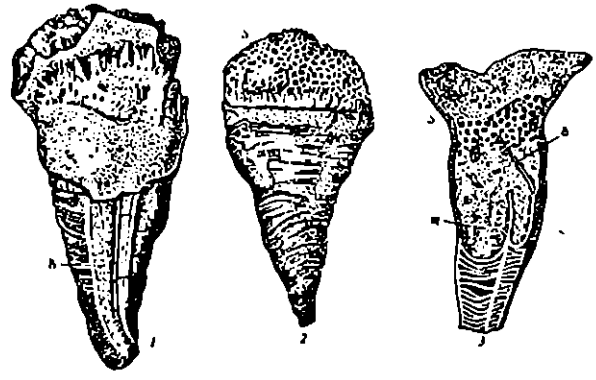
პერმული დროის გაშლილ ზღვებში ჯერ კიდევ დიდი იყო თავთფეხიანი მოლუსკების პალეოზოური ჯგუფების – ნაუტილოიდებისა და გონიატიტების, მნიშვნელობა. კარბონულიდან გადმოსული გვარების გვერდით ჩნდება გონიატიტების ზოგი ისეთი გვარი, რომლებმაც პერმულ პერიოდში განსაკუთრებულ აყვავებას მიაღწიეს – Paragastrioceras, Medlicottia, Cyclolobites, Popanoceras და სხვა. ნაუტილოიდებიდან პერმულში ჯერ კიდევ გვხვდება არა მარტო სპირალურად დახვეული ნიჟარის მქონე ნაუტილუსები, არამედ გაშლილნიჟარიანი ორთოცერასებიც. ამ უკანასკნელებმა შემდგომ თანდათან დაკვეითება განიცადეს და გვიან ტრიასულში მთლიანად გადაშენდნენ. ოდესღაც მრავალრიცხოვანი პალეოზოური ზერიგის – Nautiloidea-ს მხოლოდ ერთადერთმა გვარმა – Nautilus-მა მოაღწია დღემდე, რომელიც ინდონეზიისა და ავსტრალიის მიმდებარე ტროპიკულ წყლებში ბინადრობს.

პერმული ბრაქიოპოდების დიდი ნაწილი ახლო დგას კარბონული მხართფეხიანების ფაუნასთან, თუმცა გვარების რაოდენობა რამდენადმე შემცირებულია. კვლავ მნიშვნელოვანია პროდუქტიდებისა და სპირიფერიდების როლი. განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს პერმული პერიოდის თბილი ზღვების ბინადარი მხართფეხიანების მთელი რიგი გვარები, რომლებიც გრუნტზე მუცლის საგდულით იყვნენ მიმაგრებული. ამის გამო ისინი მორფოლოგიურად მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდნენ ტიპური მხართფეხიანებისაგან და უფრო ცალედ მარჯანს წააგავდნენ. მიმაგრებული საგდული



სურ. 81. გვიანი კარბონულისა და ადრე პერმულის პალეოფიტოგეოგრაფიული პროვინციები
1 – ანგარის; 2 – გონდვანის; 3 – ევროამერიკული; 4 – ტეთისპირა. (გ. ლეონოვის მიხედვით, 1987).

იმისთვის, რომ ორგანიზმის რბილი სხეული ფსკერს ასცილებოდა, კონუსურ ფორმას იძენდა. ზურგის საგდული კი სარქველს ემსგავსებოდა. ამგვარი ბრაქიოპოდების ერთ-ერთი ტიპური გვარია Richtofenia (სურ. 82). პერმულში კლავ გვხვდება გვარები – Oldhamia და Littonia.



სურ. 82. Richtofenia (პერმული). 1 და 2 მუცლის საგდული. (1 – დელტიდიუმის მხარე; 2 – მაპირდაპირე მხარე); 3 – ჭრილი სიმეტრიის სიბრტყის გასწვრივ. ა – ლრუბლისებრი ჭოვილი; ბ – დელტიდიუმი; გ – ზურგის საგდული; დ – საკბოვრებელი კამერა (ლ. დავითაშვილის მიხედვით, 1949).

პერმული პერიოდის განმავლობაში ეკალკანიანებიდან კლავ მნიშვნელოვანია კრინოიდების პალეოზოური ჯგუფები, კერძოდ ოჯახი Poteriocrinidae. პერმულის ბოლოს კრინოიდების დიდი ნაწილი გადაშენდა. გადარჩა მხოლოდ ზოგი არქაული გვარი, რომლებმაც ტრიასული პერიოდის ბოლომდე მიაღწიეს. ტრიასულიდან განვითარებას იწყებს კრინოიდების კლასის ახალი ოჯახები, რომელთა წარმომადგენლები ამჟამადაც ბინადრობენ ნორმულ ზღვებში.

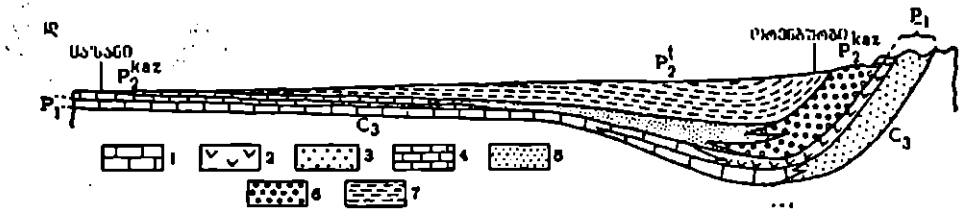
პერმული პერიოდის როგორც ნორმულ ზღვებში, ისე მტკნარ კონტინენტურ აუზებში, მრავლად ბინადრობდნენ თევზები. პერმული პერიოდისთვის მათი არაერთი ჯგუფი გადაშენდა (მაგ. უძველესი სხივფარფლიანები), ზოგი კი მნიშვნელოვნად დაქვეითდა – შემცირდა ზვიგენისნაირთა, მაჯაფარფლიანების და ორმაგადმსუნთქავი თევზების რიცხვი. ჰავის არიდიზაციამ გამოიწვია სტეგოცეფალების ერთი ნაწილის გადაშენება, ზოგი ჯგუფი კლავ ლაგუნების სანაპიროებისა და დელტების სიახლოვეს ბინადრობს, ზოგი კი შედარებით მშრალ გარემოში ცხოვრებას შეეგუა.

ჰავის სიმშრალის გაძლიერებამ, პირიქით, ხელსაყრელი პირობები შექმნა ქვეწარმავლების სწრაფი ევოლუციისთვის – რჩოვანი საფარველი მათ სხეულს გამოშრობისგან იცავდა, თანაც მათ წყალი გამრავლებისთვისაც არ ესაჭიროებათ. უკვე პერმულიდან მოყოლებული ისინი ავლენენ მრავალმხრივი ადაპტაციის უნარს: ქვეწარმავლებს შორის ამ დროს უკვე არიან მტაცებლები, მცენარეების მჭამელები, უთუოდ, მოლუსკების მჭამელებიც. ზოგი მათგანი წყალში ცხოვრებას შეეგუა (Mesosauria). ბალახისმჭამელებიდან შეიძლება დავასახელოთ საკმაოდ დიდი ზომის (2-3 მ) Parciasaurus, მტაცებლებიდან – ბრჭყალებითა და ეშვებით აღჭურვილი Ynostrancevia.

პერმული პერიოდის დასასრულს ე.ი. პალეოზოური და მეზოზოური ერების მიჯნაზე მნიშვნელოვანი ცვლილებები მოხდა ცხოველთა და მცენარეთა სამეფოში. პალეოზოურის დასასრულისთვის მთლიანად, ან თითქმის მთლიანად გადაშენდა ბევრი ტაქსონი. ცოცხალი ბუნების ზოგი პალეოზოური ჯგუფის დაქვეითება ჯერ კიდევ ადრე პალეოზოურის ბოლოს დაიწყო. მათ აყვავება კამბრიულში, ან

კიდევ ორდოვიციულსა და სილურულში განიცადეს, შემდგომ კი თანდათან დაქვეითდნენ და ზოგმა მათგანმა გვიანი პალეოზოურის დასაწყისამდეც კი ვერ მიაღწია (არქეოციათიდები, ნამდვილი გრაპტოლითები). სხვანი გვიანი პალეოზოურის განმავლობაში განიცდიდნენ ძლიერ აღმავლობას და მეზოზოურის მიჯნამდეც მიაღწიეს, მაგრამ შემდგომ სწრაფად გადაშენდნენ (ფუზულინიდები, პროდუქტიდები). დევონურიდან მოყოლებული თანდათან დაქვეითდნენ და მთლიანად გადაშენდნენ ტრილობიტები, გიგანტური კიბო-მორიელები, თითქმის მთლიანად მოისპო ღეროიანი (მიმაგრებული) ეკალკანიანების რამდენიმე ჯგუფი, რომელთაც Pelmatazoa-ს ქვეტიპში აერთიანებენ (კარპოიდები, ცისტოიდები, თეკოიდები და ზღვის შროშნები, ანუ კრინოიდები). მათგან მხოლოდ კრინოიდებმა მოაღწიეს დღემდე. ისინი ამჟამად მიმაგრებული ეკალკანიანების ერთადერთ კლასს წარმოადგენენ. მაგრამ მათი სახეების უდიდესი ნაწილი (თითქმის 90%) მოკლებულნი არიან ღეროს და თავისუფლად გადაადგილდებიან ზღვის წყალში, ან კიდევ აუზის ფსკერზე ცოცავენ. გადაშენდა ტაბულატების ბევრი გვარი (Favosites, Syringopora, Aulopora). მკვეთრად შემცირდა სპირიფერიდების რაოდენობა. მათი იშვიათი წარმომადგენლები-ღა გადადიან მეზოზოურში, იურულამდე აღწევენ და შემდეგ მთლიანად ისპობიან. ნაუტილოიდების ოდესღაც მრავალრიცხოვანი ქვეკლასი მეზოზოურში მხოლოდ ნაუტილუსით და ორთოცერასით-ღა არის წარმოდგენილი. ტრიასულის ბოლოს ისპობიან ორთოცერატიდებიც და, როგორც ვთქვით, მხოლოდ ნაუტილუსი-ღა მოდის დღევანდლამდე.

ამრიგად, პალეოზოურის დასასრულისთვის მოისპო თითქმის ყველა ის ჯგუფი, რომელიც პალეოზოური ერისთვის იყო დამახასიათებელი. ხოლო ის ტაქსონები, რომლებიც პალეზოურიდან მეზოზოურში გადმოვიდნენ, მნიშვნელოვან განახლებას განიცდიან. მაგალითად, თევზების, ამფიბიების, ქვეწარმავლების კლასებში გადაშენება განიცადეს მთელმა რიგმა პალეოზოურმა გვარებმა, ოჯახებმა, ზოგ შემთხვევაში მთლიანად რიგებმაც კი. მათ ნაცვლად კი გაჩნდა სრულიად ახალი ტაქსონები, რომელთაც დასაბამი მისცეს მეზოზოური ერის ცოცხალ ბუნებას.



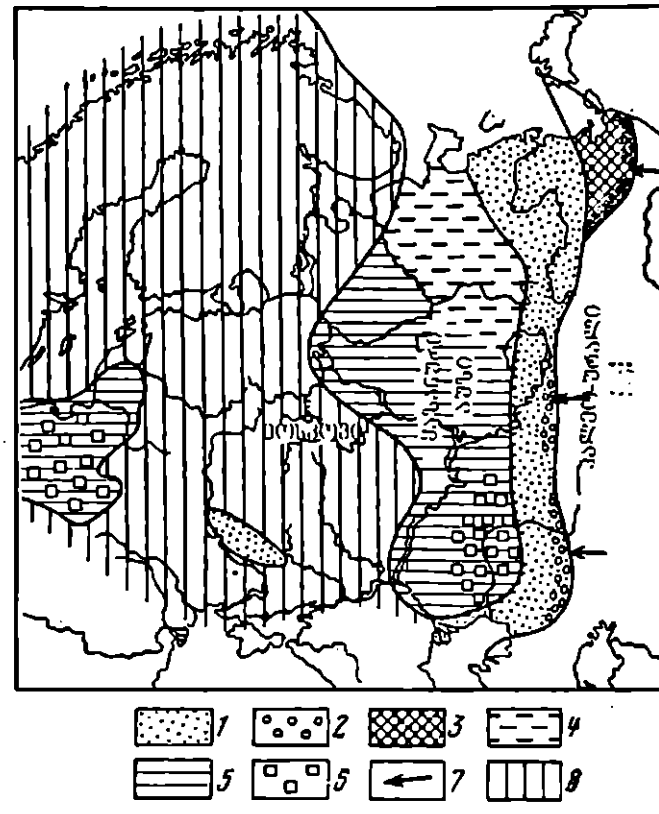
სურ. 83. ურალისპირეთისა და რუსეთის ბაქნის პერმული ნალექების პრილი (გ. ლეონოვის მიხედვით, 1973)
1 — ქვედა პერმულის კარბონატული ნალექები; 2 — ქვედა პერმული პალეოგენების შემცველი წყებები; 3 — ქვედა პერმის ქვიშიან-თიხიანი ნალექები; 4 — ყაზანური სართულის კარბონატული ნალექები; 5 — ყაზანური სართულის კონტინენტური ქვიშიან-თიხიანი ფერადი წყებები; 6 — ყაზანური სართულის წითელი ფერის უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები და კონგლომერატები (კონტინენტური); 7 — თათრული სართულის ფერადი წყებები (კონტინენტური)

პ ე რ მ უ ლ ი ნ ა ლ ე ქ ე ბ ი ს გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა და ხ ა ს ი ა თ ი. პერმული სისტემის ისტორიული და კლასიკური ტიპი აღმოსავლური ევროპის ტერიტორიაზე, კერძოდ ურალის ქედის დასავლური კალთებისა და მთისწინეთის ფარგლებშია გაშიშვლებული. გავიხსენოთ, რომ სწორედ აქაური ჭრილების კვლევის შედეგად გამოყო რ. მერჩისონმა პერმული. აქვე მდებარეობს პერმული სისტემის სართულების სტრატოტიპები. პერმული პერიოდის განმავლობაში ევროპული რუსეთის ტერიტორიაზე ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა ვრცელ აუზში, რომელსაც ეკავა ახლად დანაოჭებულ-აზევებული ურალის ქედის დასავლეთით წარმოქმნილი მთისწინა როფი. აქედან ზღვა ვრცელდებოდა დასავლეთითაც, თუმცა კარბონულთან შედარებით ზღვით დაფარული ტერიტორიის

ფართობი მნიშვნელოვნად შემცირდა და პერმულის დასაწყისიდან ეპიპლატფორმულ აუზს რუსეთის ბაჭის ნაწილი ეკავა მხოლოდ. ნალექდაგროვების პირობები მთისწინა როფში და ეპიკონტინენტურ აუზში განსხვავებული იყო. დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ფაციესების ცვლის კანონზომიერი სურათი კარგად ჩანს სქემაზე (სურ. 83), რომელიც რუსეთის ბაჭის და ურალის მთისწინეთის პერმული ნალექების ტიპური პრილების კორელაციის საფუძველზეა შექმნილი. პერმული სისტემის პირველი სამი სართული (ასელური, საკმარული და არტინსკული) რუსეთის ბაქანზე ფორამინიფერების (ფუზულინიდების) ნაშთებით მდიდარი კარბონატული ქანებით — კირქვებით, დოლომიტებით, მერგელებით არის აგებული.

როგორც ჩანს, ნალექდაგროვება მთელი ამ დროის განმავლობაში მიმდინარეობდა თბილ, მცირე სიღრმის აუზში, რომელშიც ტერიგენული მასალა ნაკლებად შემოდიოდა. სხვაგვარია მათი სინქრონული ნალექების ხასიათი აღმოსავლეთისაკენ, ურალის მთისწინა როფის დასავლურ ნაწილში. აქ, ურალის ქედის პარალელურად ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ გაიდევნება რიფული კირქვებით აგებული იმ მასივების მწკრივი, რომლებიც ადრე პერმულში აქ არსებული ბარიერული რიფის ნაშთებს წარმოადგენენ. რიფის აგებულებაში მთავარ როლს ჰიდროიდული პოლიპები და ხავსცხოველები ასრულებენ, ნაკლებია მარჯნებისა და ზღვის შრომნების ხვედრითი წილი. მათ გვერდით მრავლადაა ფუზულინიდები და მხართფეხიანები. რიფული მასივები სხვადასხვა ზომის ბიოგერმებს წარმოადგენდნენ — მათი სისქე რამდენიმე მეტრიდან ათეულ მეტრებამდე მერყეობდა. ცალკეული ბიოგერმის სისქე კი ზოგჯერ 600-800 მ-ს, ი შვიათად 1000 მ-საც აღწევდა. თითოეული მასივის სიგანე 2-3 კმ-ია. კიდევ უფრო აღმოსავლეთისაკენ თუ გადავიწევთ, მკაფიოდ ჩანს ზეგავლენა ურალის მთათა სისტემისა, რომელიც იმ დროს, ცხადია, ბევრად უფრო მაღალი იყო (უთუოდ კავკასიონის სიმაღლის, ეგებ უფრო მეტიც), ვიდრე დღევანდელი, საკმაოდ დენუდირებული ურალი. ურალის ქედთან მიახლოვების კვალად ორგანოგენულ კირქვებს ჯერ თიხიანი კირქვების მცირე სისქის შრენარი ცვლის. როგორც ჩანს, ეს რიფების ნგრევის პროდუქტებია, რომელსაც აღმოსავლეთიდან მოსული წმინდა ტერიგენული მასალა ერეოდა. მთისწინა როფის აღმოსავლურ ნაწილში უკვე ნათლად ჩანს აუზის სანაპიროს სიახლოვე და ურალის მთების დენუდაციის პროდუქტების გადამწყვეტი როლი ნალექდაგროვებაში. ტერიგენული მასალის სიმსხოს მატებასთან ერთად, საგრძნობლად იზრდება ნალექების სიმძლავრეც. ფაციესური ანალიზი ცხადყოფს, რომ ასელური, საკმარული და არტინსკული საუკუნეების განმავლობაში ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა მარჩხ, ეპიპლატფორმულ აუზში, რომელიც აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლურ ნაწილს და ურალის მთისწინა როფს ჰფარავდა. აუზს თავისუფალი კავშირი ჰქონდა ჩრდილო (ბორეულ) ოკეანესთანაც და სამხრეთით პალეოტეთისთანაც. ამიტომ აღმოსავლური ევროპის ეპიკონტინენტური ზღვა ნორმული მარილიანობის აუზს წარმოადგენდა, რომელშიც შესაბამისად ნორმული ზღვის ორგანიზმები (მარჯნები, მხართფეხიანები, ფუზულინიდები და სხვ.) ბინადრობდნენ.

კუნგურული საუკუნიდან მოყოლებული ზღვის ფართობი თანდათან მცირდება, რაც ურალის გეოსინკლინის დანაოჭება-აზევების პროცესების გაძლიერებასთან (ზაალური ფაზისი) იყო დაკავშირებული. აუზი თანდათან მოსწყდა ოკეანეს და გვიან პერმულში ის დახშულ, მარილიან ლაგუნად გადაიქცა. ამის გამოა, რომ აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ზედა პერმული მკვეთრად განსხვავდება ქვედაპერმული ნალექებისაგან (სურ. 83). გვიანი პერმული ეპოქის დასაწყისში აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმა წარმოადგენდა ვრცელ აკუმულაციურ ველს, რომელზეც მდინარეების მიერ ჩამოტანილი, ურალის ქედის დენუდაციის პროდუქტები გროვდებოდა. ყაზანურ საუკუნეში პლატფორმის ჩრდილოური და აღმოსავლური ნაწილების დაძირვის შედეგად ზღვა ისევ გავრცელდა პლატფორმაზე და წარმოქმნა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ წაგრძელებული უბე, რომლის ფსკერზეც საკმაოდ მრავალფეროვანი ფაციესის ქანების დაგროვება მიმდინარეობდა. სედიმენტაცია ჩრდილოეთით მეტწილად კარბონატული იყო. ამავე დროს სამხრეთით მარილებით მდიდარი ქანები ილექებოდა (სურ. 84). მაგრამ ზღვის ტრანსგესია ხანმოკლე იყო და პერმული პერიოდის ბოლოს აღმავალი მოძრაობების გაძლიერების შედეგად (პფალცური ფაზისი) აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმა კვლავ აკუმულაციურ ველად გადაიქცა, რომელზეც პალეოურალის დენუდაციის პროდუქტები გროვდებოდა პროლუვიური, ალუვიური, დელტური, ზოგანი კი ტბიური ფაციესის ქანების სახით.



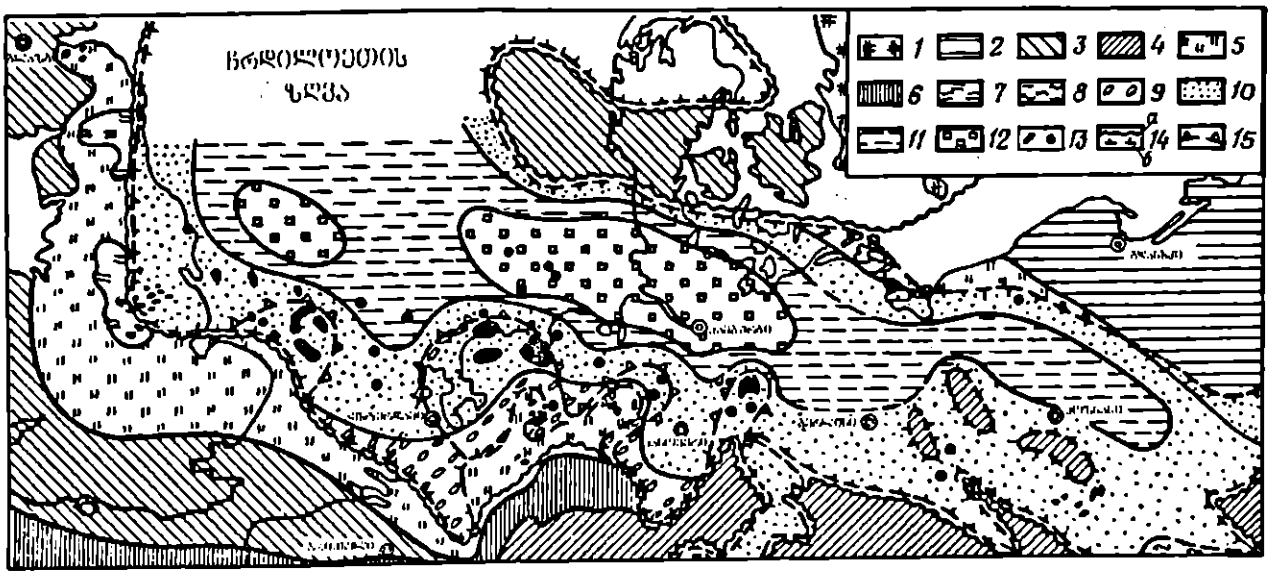
სურ. 84. აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის ლითოლოგიურ-პალეოგეოგრაფიული რუკა ყაზანური საუკუნისთვის (გ. ნიკოვიდან, 1989). 1 – წითელი ფერის ქვიშან-თიხიანი ნალექები; 2 – კონგლომერატები; 3 – ნახშირიანი ნალექები; 4 –კარბონატები; 5 – დოლომიტები, თაბაშირი, ანჰიდრიტი; 6 – ქვამარილი; 7 – კლასტური მასალის გადატანის მიმართულება; 8 – ხმელეთი, რომელზეც ნალექდაგროვება არ მიმდინარეობდა.

ცენტრალური ევროპა. სანამ ცენტრალური ევროპის პერმულ ნალექებზე დავიწყებდეთ საუბარს, გავიხსენოთ ის ცვლილებები, რაც შუა ევროპაში წინ უძღვოდა პერმულ პერიოდს. სუდეტური ფაზისის ტექტონიკურმა მოძრაობებმა მთელი შუა ევროპა, რომელსაც დინანტურ ეპოქაში ჯერ კიდევ გაშლილი ზღვა ჰფარავდა, შუა კარბონულის დასაწყისიდან ნახშირდაგროვების არედ გადააქცია. ვესტფალურ საუკუნეში რენოჰერცინული გეოსინკლინური როფების ადგილას ჩამოყალიბდა ფართო (300-400 კმ სიგანის) სარტყელი, რომელიც, როგორც ვარაუდობენ, დღევანდელი ატლანტური ოკეანის აკვატორიაში იწყებოდა და სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ კარპატებამდე ვრცელდებოდა, თითქმის 2500 კმ-ის სიგრძეზე. ვესტფალურის დასასრულისათვის ეს უზარმაზარი ტერიტორია წარმოადგენდა მდ. ამაზონის გასწვრივ დღეს არსებული ალუვიური ვაკის მსგავს დაჭაობებულ ველს. მოგვიანებით, ასტურიულ ფაზისთან დაკავშირებულმა მოძრაობებმა (ვესტფალურის ბოლოს) ამ ტერიტორიის სუსტი დეფორმაცია და აზევება გამოიწვია, რის გამოც ნალექდაგროვების რეჟიმი რამდენადმე შეიცვალა. ამიტომ სტეფანური აქ მეტწილად წარმოდგენილია კონტინენტური (ტბიური, მდინარეული) ფერადი (მოწითალო ფერის) ქანებით, რომელთა შორის მხოლოდ იშვიათად-და გამოერევა ნახშირიანი ფენები. ქანების წითელი შეფერილობა მოწმობს, რომ

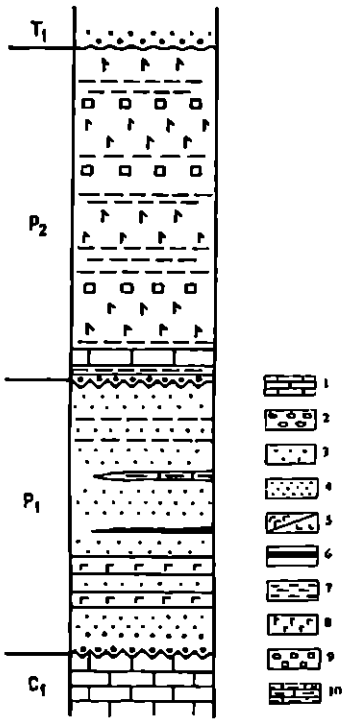
სტეფანურ საუკუნეში დაიწყო კლიმატის არიდიზაცია. შემცირდა ნალექდაგროვების არამარტო ფართობი, არამედ ინტენსივობაც. სტეფანურის სისქე შუა ევროპაში მეტწილად მცირეა. პერმული პერიოდის დასაწყისიდან ნალექდაგროვების არეალი ფართოვდება, ამასთან მატულობს ინტენსივობაც. თუმცა ამჯერად სედიმენტაცია ერთიმეორისაგან გათვისებულ როფებში მიმდინარეობს. მათგან ყველაზე ვრცელი იყო შუაევროპული როფი, რომელიც თითქმის მთლიანად მოიცავდა შუა ევროპის ჩრდილო ნაწილს, აგრეთვე თანამედროვე ჩრდილოზღვის აკვატორიის სამხრეთ ნაწილს და ბრიტანეთის კუნძულის აღმოსავლურ ტერიტორიას პენინურ ქედამდე (სურ. 85). შუაევროპული როფის ფარგლებში არსებული აუზი, როგორც ირკვევა, საერთოდ გაუდინარი (ჩაკეტილი) იყო, მაგრამ დროგამოშვებით ის ვიწრო სრუტით უკავშირდებოდა ჩრდილოეთის ზღვას და მისი მეშვეობით ატლანტიკის წყლები პერიოდულად აღწევდნენ შუაევროპულ აუზში. მოწითალო ფერის ქანებისა და ჰალოგენების მნიშვნელოვანი როლი მოწმობს, რომ შუაევროპული როფი ამ დროის განმავლობაში მშრალი და ცხელი ჰავის სარტყელში მდებარეობდა. ჰუმიდური კლიმატი, რომელიც ამ ტერიტორიაზე ვესტფალური საუკუნის განმავლობაში ნახშირდაგროვებისთვის უალრესად ხელსაყრელ გარემოს ჰქმნიდა, სტეფანურიდან თანდათან შეცვალა არიდულმა ჰავამ. პერმული პერიოდის დასაწყისში (ოტუნურ საუკუნეში) ჯერ კიდევ არსებობდა ალაგ-ალაგ დაჭაობებული ტერიტორიები, სადაც მცირე მასშტაბით ნახშირების დაგროვება ხდებოდა. ადრე პერმულის მეორე ნახევარში (საქსონიურში) უკვე საბოლოოდ მკაფიო გახდა კლიმატის არიდიზაცია. კლასტური მასალა შუაევროპულ როფში ძირითადად სამხრეთიდან — ახლად დანაოჭებულ-აზევებული ჰერცინული მთათა სისტემიდან, ნაწილობრივ კი როფის ჩრდილო-დასავლური დაბოლოვების მეზობლად მდებარე პენინური მთებიდან შემოდიოდა. ამას მოწმობს კლასტური მასალის სიმსხოს კანონზომიერი ცვლა როფის პერიფერიული ნაწილებისაკენ: შუაევროპული როფის სამხრულ და დასავლურ პერიფერიებზე ქვედა პერმული სექცია წარმოდგენილია შედარებით მსხვილმარცვლოვანი ქანებით. ამავე დროს, როფის ცენტრალურ ნაწილში სინქრონული ნალექები უფრო წვრილმარცვლოვანია და წარმოდგენილი არის მეტწილად ეოლური ქვიშაქვებით და თიხებით, ალაგ მარილებით მდიდარი წყებებით, რომლებიც ტბებში, ან დროგამოშვებით გაჩენილ მცირე აუზში გროვდებოდა. ადრე პერმულის არიდული ჰავა, ცხადია, ხელსაყრელ პირობებს ჰქმნიდა მცირე ეპიკონტინენტურ აუზში მარილების (თაბაშირის, ანჰიდრიტის, ქვამარილის) დაგროვებისათვის. სწორედ ამგვარი ფაციესის ქანები შეადგენენ გერმანიაში პერმული სისტემის ქვედა ნაწილს, რომელსაც გერმანული გეოლოგები როტლიგენდის სახელით აღწერენ. გერმანული das rote tote Liegende სიტყვა-სიტყვით ნიშნავს: მკვდარი წითელი საგები ქანი. სახელი წყებას გერმანელმა მაღაროს მუშებმა შეარქვეს იმის აღსანიშნავად, რომ ის ჯერ ერთი წითელი ფერისაა და თანაც არ შეიცავს მადანს (ე.ი. ფუჭია ანუ „მკვდარი“), მასზე განლაგებული ფიქლებისაგან (ე.წ. სპილენძიანი ფიქლებისაგან) განსასხვავებლად, რომლებიც სხვადასხვა მეტალების (სპილენძი, ვერცხლი, თუთია) სულფიდებით არის მდიდარი.

გერმანულ როფში როტლიგენდი უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა კარბონულზე (სურ. 86). უთანხმოება დაკავშირებულია სუდეტური ფაზისის გამოვლინებასთან, რომელიც, როგორც უკვე ვიცით, განსაკუთრებით ძლიერი იყო შუა ევროპაში. ქვედა პერმული წარმოდგენილია კონტინენტური ნალექებით — ესაა მეტწილად მოწითალო ფერის კონგლომერატები, ქვიშაქვები, ალევროლითები და თიხები. ქვედა ნაწილში ნახშირის ფენები და თიხიანი კირქვის შუაშრეებიც გამოერევა. ნამარხებიდან წარმოდგენილია კიბოსნაირები, მტკნარი წყლის ორსაგდულიანები, თევზები და ამფიბიები. ნიშანდობლივია, რომ ნალექებში ვერ ვხვდებით ზღვის ბინადართა ნაშთებს. როტლიგენდის ქვედა ნაწილში მნიშვნელოვანია ლავური განფენებისა და პიროკლასტური მასალის როლი. როტლიგენდის ქანების ფაციესური თავისებურებები ნათელყოფს, რომ მათი დაგროვება კონტინენტურ პირობებში მიმდინარეობდა. ხმელეთზე ხდებოდა ვულკანური ამოფრქვევებიც. როტლიგენდის სისქე ცვალებადია — როფის ცენტრალურ ნაწილებში 1000—1200 მ-ს აღწევს, პერიფერიებზე კი რამდენიმე ათეული მეტრის ფარგლებში მერყეობს.

გვიანი პერმულის დასაწყისში შუაევროპულ როფში ნალექდაგროვების სპეციფიკური პირობები ჩამოყალიბდა. როტლიგენდის ქანებზე კუთხური უთანხმოებით, რაც ხაალურ ფაზისთან არის დაკავშირებული, განლაგებულია 2—3მ სისქის, როტლიგენდის ქანების ქვარგვალების შემცველი კონგლომერატები.



სურ. 85. შუაევროპული რიფი ადრე პერმულის მეორე ნახევარში (საშუალო საუკუნეში). (გ. ლერნერისადმი, 1985). სტრუქტურები, რომლებიც გარს ერტყა შუაევროპულ რიფს: 1 – ბალტიური ფარი; 2 – რუსეთის ბაქანი; 3 – კალედონიდები; 4 – ჰერცინიდები; 5 – კალედონიდებზე განლაგებული დევონი და ქვედა კარბონი; 6-8 – შუა და ზედა კარბონით ამოვსილი რიფები; შუაევროპული რიფი: 9-12 – რიტლიგენდის ფაციესები (9 – მეტწილად კონგლომერატები; 10 – ქვიშაქვები; 11 – ქვიშიან-თიხიანი ფაციესები; 12 – მარილებით მდიდარი ნალექები); 13 – ნაოჭობისა და გაზის გამოვლინებები; 14 – ქვედა პერმულის (a) და ზედა პერმულის (b) გავრცელების საზღვრები; 15 – აზევებული უბნები შუაევროპულ რიფში.



სურ. 86. გერმანიის როფის პერმული ნალექების ჭრილი (ე. ვლადიმირსკაიას და ავტ. მიხედვით, 1985)
1 — კირქვები; 2 — კონგლომერატები; 3 — გრაველიტები; 4 — ქვიშაქვები; 5 — ფუძე ეფუზივები; 6 — ქვანახშირი; 7 — თიხები, არგილიტები; 8 — ანჰიდრიტი; 9 — ქვამარილი; 10 — თიხიანი კირქვები.

ზევით მათ მოყვება მუქი ფერის (თითქმის შავი) ბიტუმიანი, თხელშრეებრივი არგილიტების მცირე სისქის (1 მ-მდე) დასტა, რომელიც დიდ მანძილზე გაიდევნება შუაევროპული როფის საშრომ პერიფერიაზე და დასავლეთით ინგლისამდე აღწევს. ფიქლებში მტკნარი წყლის თევზებისა და ხმელეთის მცენარეების ნაშთებია განამარხებული. ნიშანდობლივია ბენთოსის ნაშთების არარსებობა, ორგანული ნივთიერებით ქანების გამდიდრება. ეს ყოველივე მოწმობს, რომ ნალექდაგროვება მოწამლული აუზის (ლაგუნის) პირობებში მიმდინარეობდა. არგილიტების დასტა მდიდარია სპილენძის, ვერცხლისა და თუთიის სულფიდებით — სწორედ ესაა ე.წ. „სპილენძიანი ფიქლები“, რომლებიც ჩვენ უკვე ვახსენეთ ზემოთ. სპილენძიანი ფიქლების დაგროვების შემდეგ, როგორც აღმავალ ჭრილში ფაციესების ცვლა მოწმობს, არქტიკულ აუზთან კავშირი დამყარდა და დაგროვება დაიწყო ზღვიურმა, ხანგამოშვებით კარბონატულმა ქანებმა (კირქვები, დოლომიტები). ნალექების საკმაოდ მძლავრ კომპლექსს (500—1000მ.), რომელიც ფუძის კონგლომერატებთან და სპილენძიან ფიქლებთან ერთად ზედა პერმულ სექციას შეადგენს, გერმანელები ც ე ხ შ ტ ა ი ნ ს უწოდებენ (გერმ. Zech—საბადო, Stein—ქვა ანუ საბადოს ქვა — ქანები, რომლებშიც მადნის მოსაპოვებლად შახტები გაყავდათ). თუმცა ცეხშტაინის სახელით ისინი აერთიანებდნენ გვიანპერმული ასაკის მთელ კომპლექსს: ფუძის კონგლომერატს, სპილენძიან ფიქლებსა და მათ მომდევნო კარბონატული ქანების მარილებით მდიდარ საკმაოდ სქელ წყებას (სურ. 86). ცეხშტაინის ქანების გავრცელება როტლიგენდზე უფრო ფართოა და სცილდება შუაევროპული როფის ფარგლებს. ჩრდილოეთით ცეხშტაინის ზღვა ბალტიური ფარის საშრომ კიდემდე ვრცელდებოდა. მას მთლიანად ეკავა ჩრდილო ზღვის აკვატორია, ხოლო აღმოსავლეთით, შესაძლოა, რუსეთის ბაჭნის ბალტიის ზღვისპირა ნაწილიც, საიდანაც ის ჩრდილოეთით გაშლილ არქტიკულ ზღვას უკავშირდებოდა. სამხრეთისაკენ ცეხშტაინის ზღვა რეინ-არდენებისა და ბოჰემის მასივებს შორის არსებული სრუტით საკმაოდ შორს ვრცელდებოდა ვრცელი უბის სახით.

ცეხშტაინის სიმძლავრე 500-1000 მ-ია. მის აგებულებაში უმნიშვნელოვანეს როლს თამაშობენ კირქვები, დოლომიტები, მერგელები და ზედა ნაწილში—მარილები (თაბაშირი, ანჰიდრიტი, ქვამარილი, კალიუმის მარილები). ზედა პერმულის კარბონატული ქანების ჭრილი იწყება უშუალოდ სპილენძიან ფიქლებზე განლაგებული მარჩხი ზღვის ნალექებით, რომლებიც საკმაოდ მდიდარია ფაუნით.

ნამარხებს შორის ძირითადად მზართფეხიანები, ორსაგდულიანები, მუცელთფეხიანები და ხავსცხოველებია წარმოდგენილი. ცეხშტაინის ზედა ნაწილში მარილების დიდი ხვედრითი წილი ცხადყოფს, რომ გვიანი პერმულის დასასრულს ცეხშტაინის ზღვა გადაიქცა თითქმის მთლიანად დახშულ ლაგუნად, რომელშიც ცხელი, მშრალი ჰავის პირობებში ინტენსიური მარილდაგროვება მიმდინარეობდა. ცეხშტაინის ზღვის „კვდომით“ დასრულდა შუა ევროპის გეოლოგიური განვითარების ხანგრძლივი პალეოზოური ეტაპი.

ხმელთაშუა ზღვის გეოსინკლინურ სარტყელში (ტეთისში), რომელიც ჰერცინულმა ოროგენეტულმა პროცესებმა მნიშვნელოვნად შეავიწროვა, პერმული სისტემა მრავალფეროვანი ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი. ტეთისის ჩრდილო ზოლში, რომელიც უშუალოდ ემიჯნება რენოჰერცინული სარტყლის ჰერცინიდებს, ადრე პერმულში წითელი ფერის კონტინენტური ნალექების დაგროვება მიმდინარეობდა. გვიან პერმულში კი ტერიგენულ ნალექებთან ერთად მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ეფუზიური მაგმატიზმის პროდუქტები — ლავები და სხვადასხვაგვარი ტუფოგენური ქანები.

სხვაგვარია პერმული ნალექების ხასიათი ტეთისის სამხრულ ზოლში (ალპები, დინარიდები, სამხრული კარპატები, სიცილია და სხვ.). აქ უპირველესი როლი ზღვიურ ნალექებს ეკუთვნის. ალპებში (განსაკუთრებით კარნიულ ალპებში) პერმული სისტემის ქვედა ნაწილი რამდენიმე ასეული მეტრის სიმძლავრის კირქვებით არის წარმოდგენილი. კირქვები ხშირად რიფოგენულია. კირქვებზე ზოგჯერ განლაგებულია წითელი ფერის ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების დასტა, რომელშიც ლავური განფენებიც აღინიშნება. გვიანი პერმულის ბოლოს ტეთისის სარტყელში ადგილი ჰქონდა ნაოჭების წარმოქმნას და ინტრუზივების შემოჭრას. თუმცა დანაოჭება სუსტი იყო და მთათა წარმოშობა მას ამ სარტყელში არ გამოუწვევია. პერმული სისტემის ზედა ნაწილი წარმოდგენილია კირქვებით, დოლომიტებით, თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით, რომლებიც მზართფეხიანებისა და გონიატიტების ფაუნას შეიცავენ.

აღმოსავლეთით დიდი სისქის (5000 მ) პერმული ნალექები ცნობილია პამირზე და დარვაზის ქედზე. ესაა ტერიგენული ნალექები, რომლებიც ლავურ განფენებთან მორიგეობენ, და კირქვები, არაიშვიათად რიფოგენული. ნალექები მდიდარია მრავალფეროვანი ფაუნით (ფუზულინიდები, გონიატიტები, ბარაქიოპოდები, მარჯნები და ა.შ.), რაც პერმული სისტემის დეტალური დანაწილების საშუალებას იძლევა. მიუხედავად ამისა, იმის გამო, რომ ადრე პერმულის მეორე ნახევრიდან ტეთისის ეს ნაწილი იზოლირებული იყო დასავლური ტეთისისაგან, სტრატიგრაფიული სქემების კორელაცია რთულია და ამიტომ პამირისა და დარვაზის პერმულში გამოყოფილი სართულები ფაქტიურად რეგიონული სტრატიგრაფიული ერთეულებია.

ურალიდან აღმოსავლეთით პერმულ ნალექებს ფართო გავრცელება აქვს ტაიმირის ნახევარკუნძულზე, ციმბირისა და ჩინეთის პლატფორმებზე. ამას გარდა, პერმული განვითარებულია შუა აზიის ჰერცინიდების ფარგლებში მთათაშუა და მთისწინა როფეებში. ციმბირის კონტინენტური პლატფორმის პერმული სისტემა სრულიად განსხვავებულია აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმის პერმულისაგან. ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე ქვედა პერმული თანხმობით, სრული თანდათანობით აგრძელებს კარბონული სისტემის ნახშირიან ნალექებს და თავადაც ნახშირის ფენების შემცველი წყებით არის წარმოდგენილი. წყება საკმაოდ მდიდარია ნამარხებით, რომელთა შორის მნიშვნელოვანია ტუნგუსკის პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქისათვის დამახასიათებელი ფლორის წარმომადგენელთა ნაშთები, აგრეთვე მტკნარი წყლის ორსაგდულიანები და უმდაბლესი კიბოსნაირები. ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა უზარმაზარ დაჭაობებულ ეაკეზე, რასაც მოწმობს ნახშირით მდიდარი ადრეპერმული ნალექების ფართო გავრცელება ტუნგუსკის აუზის ტერიტორიაზე.

გვიანპერმულში ციმბირის კონტინენტურ პლატფორმაზე ადგილი ჰქონდა ძლიერ ვულკანურ ამოფრქვევებს. ვულკანურმა აქტივობამ მაქსიმუმს აქ ადრე ტრიასულში მიაღწია. ამოფრქვევები ტიპური ტრაპული[1] ბუნების იყო. პერმული ასაკის ბაზალტური შედგენილობის ლავური განფენები კონტინენტურ პლატფორმაზე უზარმაზარ ტერიტორიაზეა გავრცელებული. განფენის სისქე ზოგჯერ 40 მ-ს აღწევს, ხოლო განფენების საერთო სიმძლავრე 2000 მ-მდეა.

[1] ტრაპი — შვედ. Troppar — კიბის საფეხურებს ნიშნავს. ასე უწოდებდნენ სკანდინავიის ქვეყნებში მუქი ფერის (ბაზალტების, დიაბაზების) ლავურ განფენებს მათთვის დამახასიათებელი საფეხურების მსგავსი განწყვრების გამო. შემდგომში გამოირკვა, რომ სხვადასხვა ასაკის ასეთი ტიპის ეფუზივებს საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვთ როგორც ძველი, ისე შედარებით ახალგაზრდა კონტინენტური პლატფორმების (ცაზიპლატფორმების) ბაქნებზე, სადაც წარმოქმნიან ფუძე ეფუზივების (ბაზალტების, დიაბაზების, დოლერიტების) დიდი ფართობის ლავურ განფენებს.

ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმის ტერიტორიაზე პერმული ნალექები უფრო ნაკლები გავრცელებისაა, ვიდრე კარბონული. პლატფორმის სამხრეთ-დასავლურ ტერიტორიაზე (ტეხასი და ოკლახომა) ქვედა პერმულის ჩრილი ზღვიური ნალექებით იწყება, მაგრამ აღმავალ ჩრილში მათ ლაგუნური ფაციესის ქანები მოჰყვება, არაიშვიათად მარილებით გამდიდრებული ჰორიზონტებით. გვიან პერმულში პლატფორმის ტერიტორია მთლიანად დატოვა ზღვამ. ნალექების ხასიათი მოწმობს, რომ ამ დროს ლავრაზიის უზარმაზარი კონტინენტის დასავლური ნაწილი ხმელეთს წარმოადგენდა, რომელიც მშრალი და ცხელი ჰაერის სარტყელში იყო მოქცეული. წყნარი ოკეანის ოროგენულ სარტყელში, ისევე როგორც კარბონულ პერიოდში, პერმულშიც ერთიმეორისაგან კუნძულთა რკალით გამიჯნული ორი ვრცელი გეოსინკლინური როფი არსებობდა: დასავლეთით კორდილიერების და აღმოსავლეთით კლდოვანი მთებისა. პერმული პერიოდის განმავლობაში დასავლური როფი უფრო ინტენსიურ დაძირვას განიცდიდა. ამას გარდა, საკმაოდ ძლიერი იყო წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევები, რომელთა შედეგადაც პერმულის განმავლობაში აუზში დაგროვდა დიდი სისქის ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაცია (ლავური განფენები და სხვადასხვაგვარი ტუფოგენები). ამერიკელი გეოლოგების მონაცემებით, პერმულში ალიასკიდან კალიფორნიამდე გადაჭიმული იყო ნამდვილი არქიპელაგი — ვულკანური კუნძულების მწკრივი, საიდანაც ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები (ლავები და პიროკლასტიკა) უხვად შედიოდა მომიჯნავე როფებში. ამასთან, დასავლურ გეოსინკლინურ როფში საკმაოდ მაღალია ქანების მეტამორფიზმის ხარისხიც. კლდოვანი მთების გეოსინკლინში ამ დროს გროვდებოდა ძირითადად ტერიგენული და კარბონატული ნალექები (ქვიშაქვები, თიხები, კირქვები), რომლებსაც თითქმის არ ემჩნევათ მეტამორფიზმის კვალი. ჰერცინიული მოძრაობები კორდილიერების ოროგენული ოლქის ფარგლებში ძალიან სუსტი იყო. ისე რომ სედიმენტაციის გეოსინკლინური რეჟიმი აქ მეზოზოურშიც გრძელდებოდა. იგივე უნდა ითქვას ანდების გეოსინკლინური სარტყლის შესახებ. აქაც გეოსინკლინური სედიმენტაცია პალეოზოურის ბოლომდე გაგრძელდა. თუმცა ჰერცინიული მოძრაობების კვალი მკაფიოდ ჩანს, მაგრამ გეოსინკლინის დახურვა და დანაოჭება-აზევება არ მომხდარა და ის არსებობას მეზოზოურშიც აგრძელებს.

გონდვანისის სუპერკონტინენტზე, რომლის ფართობი პერმული პერიოდის დასაწყისისთვის კიდევ უფრო გაიზარდა აღმოსავლური ავსტრალიის გეოსინკლინური სარტყლის დანაოჭება-აზევების და, აგრეთვე სამხრული აფრიკის ჰერცინიდების მასთან მიერთების შედეგად, პერმული პერიოდის განმავლობაშიც მეტწილად კონტინენტური (სუბაერული და სუბაქვატური) ფაციესის ქანების დაგროვება მიმდინარეობდა. მხოლოდ აფრიკის უკიდურესი ჩრდილოური ნაწილი და არაბეთის ნახევარკუნძული იყო დაფარული მარჩხი ეპიკონტინენტური ზღვით, რომელშიც კარბონატების, ნაწილობრივ ევაპორიტების დაგროვება მიმდინარეობდა. პერმულ პერიოდში ზღვა გადავიდა კონტინენტის სიღრმეში სამხრეთისაკენ და წარმოქმნა რამდენიმე უბე. მათგან ყველაზე მნიშვნელოვანი იყო მოზამბიკის უბე (შესაძლოა, სრუტე). ის შორს ერცელდებოდა სამხრეთისაკენ აფრიკის კონტინენტსა და მადაგასკარს შორის, რომელიც მანამდე სტრუქტურულად აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის განუყოფელ ნაწილს წარმოადგენდა. ეს ფაქტი მეცნიერებს მიაჩნიათ გონდვანისის ერთიანი დიდი კონტინენტის ცალკეულ ნაწილებად დასახსვრის პროცესის დასაწყისად. სამხრული და ცენტრალური აფრიკის ტერიტორიაზე ქვედა პერმული სექცია წარმოდგენილია ნახშირიანი წყებით, რომელიც უშუალოდ არის განლაგებული გვიანკარბონულ ტილიტებზე. აღმავალ ჭრილში ნახშირიან წყებას გვიანპერმულ-ტრიასული ფერადი (მოწითალო ფერის), ორსაგდულიანებისა და მცენარეთა ნაშთების შემცველი ქვიშაქვებისა და არგილიტების წყება აგრძელებს. ქანების შრეებრივობის ზედაპირზე არსებული წვიმის წვეთების ნაკვალევი, გვალვის ნასკდომები და ქვეწარმავლების ნაშთები მოწმობს, რომ ნალექდაგროვება კონტინენტზე, არიდული ჰავის პირობებში მიმდინარეობდა.

ინდოსტანის ნახევარკუნძულზე პერმული ნალექები კარგად არის შესწავლილი მარილიან მთებში. პერმული სისტემის ნალექები აქ შეადგენს გონდვანის სერიის ნაწილს, რომელიც ჩვენ კარბონული ნალექების გაცნობისას უკვე ვახსენეთ. მარილიან მთებში კარბონული ასაკის ტილიტებზე (ე.წ. ტალჩირის წყება) განლაგებულია ქვიშაქვები და თიხები, რომელთაც აღმა-

ვალ პრილში ფაუნით მდიდარი კირქვები მოჰყვება. ფაუნა გაშლილი ზღვისთვის დამახასიათებელი ფორმებით არის წარმოდგენილი. მათ შორის მნიშვნელოვანია მარჯნები, განსაკუთრებით კი პროდუქტიდები, რომლებიც შემცველ ნალექებს პერმულად ათარიღებენ. სხვა შემთხვევაში კარბონულ ტილიტებზე განლაგებულია ნახშირიანი წყებები, რომლებიც ზღვიური ფაუნით დახასიათებული ქანების შუაშრეებსაც შეიცავენ. ზღვა ინდოსტანის კონტინენტურ პლატფორმას ჩრდილოეთიდან და დასავლეთიდან ესაზღვრებოდა, საიდანაც დროგამოშვებით ის კონტინენტზეც ვრცელდებოდა. გვიან პერმულში, აფრიკის კონტინენტური პლატფორმის მსგავსად, ინდოსტანის ტერიტორიაზე სედიმენტაცია მეტწილად კონტინენტური იყო და არიდული კლიმატის პირობებში მიმდინარეობდა.

ავსტრალიის კონტინენტურ პლატფორმაზე პერმულის დასაწყისში ჯერ კიდევ მყინვარია, რასაც ტილიტების არსებობა მოწმობს. ცოტა მოგვიანებით პლატფორმის დასავლურმა და სამხრეთ-დასავლურმა ნაწილმა დაძირვა განიცადა და ზღვით დაიფარა. აუზში ძირითადად ტერიგენული მასალა გროვდებოდა, დროგამოშვებით კი კირქვები. კირქვებში დაცული ფაუნა — ფორამინიფერები, ხავსცხოველები, ზღვის შრობანები, გაშლილი ზღვის პირობებზე მიუთითებს. გვიან პერმულში რეგრესიაა. ზღვამ უკან დაიხია, კონტინენტის დიდი ნაწილი ხმელეთად იქცა და მხოლოდ ავსტრალიის კონტინენტური პლატფორმის აღმოსავლურ ნაწილში და ახლად დანაპეჭებულ-აზევებული ჰერცინიდების (ავსტრალიის ალპები) გასწვრივ არსებული ტბების დაჭაობებულ უბნებზე მიმდინარეობდა ნახშირიანი წყებების დაგროვება.

სამხრული ამერიკის კონტინენტურ პლატფორმაზეც პერმული ნალექები, რომელთაც ფართო გავრცელება აქვთ მდ. პარანას აუზში, გონდვანის სერიის ნაწილს შეადგენენ. პერმული სისტემის ჭრილი იწყება ტბიური და ლაგუნური ფაციესის არგილიტების, ალევროლითებისა და ბიტუმიანი ფიქლების წყებით, რომელშიც ადრეპერმული ფაუნის შემცველი კირქვის დასტებიც გამოერევა. გვიანპერმულში აქაც კონტინენტური ტერიგენული ნალექების დაგროვებას ჰქონდა ადგილი.

მაგმატიზმი. ჰერცინული ოროგენეზისის ბოლო ფაზისებთან (ზაალური და პფალცური), რომელთა გამოვლინებასაც პერმულ პერიოდში ჰქონდა ადგილი, დაკავშირებული იყო როგორც ეფუზიური, ისე ინტრუზიული მაგმატიზმის პროცესების ძლიერი გააქტიურება. შუა ევროპისა და ურალ-მონღოლეთის ჰერცინიდების სარტყლებში ტექტონიკურ მოძრაობებს თან ახლდა მჟავე და საშუალო (ზოგ რეგიონში ფუძე) შედგენილობის ლავებისა და პიროკლასტიკის ამოფრქვევა. მხოლოდ ურალზე იყო ეს პროცესები შედარებით სუსტი პერმულ პერიოდში. სხვაგან ზემოხსენებული სარტყლების ფარგლებში მსხვილმარცვლოვანი ტერიგენული დანალექი ქანების გავრდით მნიშვნელოვანია ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებისა და ლავური განფენების ხვედრითი წილი. ამავე ზონებთან დაკავშირებულია პერმული ასაკის მრავალრიცხოვანი ინტრუზიული სხეულები. მათგან ყველაზე ძველი საშუალო შედგენილობის ინტრუზივებია, მოგვიანებით ადგილი ჰქონდა მჟავე ინტრუზივების შემოჭრას, ხოლო ყველაზე ახალგაზრდა პერმული ინტრუზივები ტუტე რიგის ქანებს წარმოადგენენ.

ჰერცინულ ოროგენეზისთან დაკავშირებული მაგმატური პროცესებისათვის ნიშანდობლივია ის ფაქტი, რომ მაგმატიზმის გააქტიურება აღინიშნება არა მარტო ჰერცინიდების სისტემაში, არამედ კალედონიდების სარტყელშიც, რომელთაც პერმული პერიოდისთვის მთლიანად თუა არა, ნაწილობრივ მაინც განიცადეს კრატონიზაცია და ძველ კონტინენტურ მასივებს შეეზარდნენ. მაგმატური პროცესების გააქტიურებას ადგილი ჰქონდა ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყლის იმ ნაწილში, რომელიც ყაზახეთის ტერიტორიაზეა მოქცეული, კერძოდ ჩინგიზ-თაუს ქედში, რომელიც კალედონიდებს მიეკუთვნება. აქ საკმაოდ ძლიერი იყო გვიანპალეოზოური მაგმატური პროცესები, რომელთაც გამოიწვიეს მჟავე შედგენილობის ინტრუზივების წარმოშობა და ასეთივე შედგენილობის ლავებისა და პიროკლასტიკის ამოფრქვევა. გავიხსენოთ აგრეთვე ვულკანური ლავებისა და ტუფოგენების მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი რენოჰერცინული სარტყლის ქვედა პერმულში, კერძოდ, როტლიგენის ჭრილის ქვედა ნაწილში.

ჰავა. პერმულ პერიოდში ჰავის სარტყლები არსებითად ისეთივეა, როგორიც გვიან კარბონულში იყო. რამდენადმე გაფართოვდა მშრალი და ცხელი ჰავის სარტყლები. ბევრ რეგიონში

კარბონული პერიოდის ჰუმიდური ჰავა არიდულმა შეცვალა, რაც ჰერცინულ ოროგენეზისთან დაკავშირებულმა აზევების პროცესებმა და კონტინენტების მნიშვნელოვან ტერიტორიებზე განვითარებულმა რეგრესიამ განაპირობა. შემცირდა მყინვარებით დაკავებული ტერიტორიების ფართობი გონდვანისზე. მყინვარები მხოლოდ ამ სუპერკონტინენტის ავსტრალიურ ნაწილზე-ღა შემორჩა, ისიც მხოლოდ პერმული პერიოდის დასაწყისში. შემდეგ კი იქაც მშრალი ჰავა გაბატონდა. პერმულ პერიოდში კვლავ გაირჩევა ის სამი პალეოფიტოგეოგრაფიული ოლქი, რომელთა შესახებაც ჩვენ საუბარი გვქონდა კარბონული სისტემის გაცნობისას: ვესტფილური, ტუნგუსკისა და გონდვანის (ანუ გლოსოპტერისის), თუმცა მათი საზღვრები უმეტეს შემთხვევაში მნიშვნელოვნად შეიცვალა.

ოროგენული სარტყლებისა და კონტინენტური პლატფორმების განვითარების უმთავრესი კანონზომიერებები პალეოზოურ ერაში

ამრიგად, ჩვენ უკვე გავეცანით პალეოზოური ჯგუფის (ერათემის) ექვსივე სისტემას—თითოეული მათგანის საზღვრების, სტრატიგრაფიული დანაწილების თაობაზე დღეისთვის მიღებულ შეხედულებებსა და ჯერ კიდევ გადაუჭრელ ზოგ პრობლემას, ფაციესების თავისებურებებს, ცოცხალ ბუნებას, ნალექების გავრცელებასა და ხასიათს როგორც კონტინენტურ პლატფორმებზე, ისე ოროგენული სარტყლების ფარგლებში. თავისთავად ფაქტობრივი მასალა, რომელიც თითქმის ორი ასეული წლის განმავლობაში გროვდებოდა ყველა ქვეყნის გეოლოგების არაერთი თაობის წარმომადგენელთა დაუღალავი შრომით, ბევრად უფრო ვრცელია, იმდენად ვრცელი, რომ თითოეული სისტემის სრული დახასიათებისათვის ერთი დიდტანიანი წიგნიც კი არ იკმარებდა, მაგრამ სახელმძღვანელოსათვის საგანგებოდ შერჩეული ის შედარებით მცირე მასალა, რომელსაც ჩვენ გავეცანით, მაინც იკმარებს იმისათვის, რომ თვალი გავადევნოთ დედამიწის ქერქის განვითარების უმთავრეს კანონზომიერებებს პრეკამბრიულის დასასრულიდან მეზოზოური ერის დასაწყისამდე.

დედამიწის ქერქის გეოლოგიური განვითარების კანონზომიერებებს პალეოზოურზე ბევრად უფრო ხანგრძლივი, პრეკამბრიული ისტორიის განმავლობაში ჩვენ ძირითადად კონტინენტური პლატფორმების, პირველყოვლისა მათი სუბსტრატის, ანუ პირველი იარუსის ქანების კვლევით მოპოვებული ფაქტობრივი მასალის ანალიზის გზით მივადევნეთ თვალი, რადგანაც სწორედ პირველი იარუსის ქანები გვაწვდიან ინფორმაციას დედამიწის გეოლოგიური ისტორიის პირველი 3,5–4 მლრდ წლის განმავლობაში მისი განვითარების უმთავრესი ეტაპების თაობაზე მსჯელობისათვის.

პალეოზოური ერის (და საერთოდ, ფანეროზოული ეონის) განმავლობაში დედამიწის ქერქის გეოლოგიური განვითარების კანონზომიერებებზე მსჯელობისათვის, პირიქით, უპირველეს მნიშვნელობას იძენენ ოროგენული სარტყლები. ჩვენ უკვე ვიცით, რომ ოროგენული სარტყლების აგებულებაში დიდია გვიანპროტეროზოული, განსაკუთრებით კი ფანეროზოული ასაკის ქანების ხვედრითი წილი. უფრო ძველი წარმონაქმნები კი, იშვიათი გამონაკლისის გარდა, ოროგენებში არ გვხვდება. ოროგენული სარტყლების ევოლუციის ცალკეული ეტაპების თაობაზე მსჯელობისათვის საჭირო ინფორმაციას გეოლოგია მოიპოვებს იმ ძველი, თუ უფრო ახალგაზრდა ნაოჭა მთათა სისტემების აგებულების, მათი გეოლოგიურ ისტორიის კვლევით, რომლებიც ოროგენების ხანგრძლივი ევოლუციის საბოლოო სტადიასთან არიან დაკავშირებული. ამ ისტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი პალეოზოურ ერას მოიცავს, და მხოლოდ ნაწილობრივ — გვიანრიფეულსა და ვენდურს.

მთლიანად ფანეროზოული ეონი ოროგენების ევოლუციის, და ამ გზით კონტინენტური პლატფორმების შემდგომი ზრდისა და განვითარების ნიშნით მიმდინარეობდა. პალეოზოური ჯგუფის ექვსივე სისტემის ნალექების გავრცელებისა და ხასიათის გაცნობისას ჩვენ არაერთხელ მოგვეცა შესაძლებლობა დავრწმუნებულიყავით, რომ ოროგენულ სარტყლებში მიმდინარე ტექტონიკური პროცესები განსაზღვრავდნენ, მნიშვნელოვანწილად, სედიმენტაციის პროცესების თავისებურებებს, არამარტო გეოსინკლინურ როფებსა და გეოანტიკლინურ ზონებში, არამედ გეოსინკლინურ აუზებთან დაკავშირებულ მარჩხ ეპიკონტინენტურ ზღვებშიც. ამავე ტექტონიკური პროცესების მიმდინარეობასთან იყო დაკავშირებული კონტინენტური პლატფორმების აზევება და ხმელეთად — დენუდაციისა

თუ ნახშირდაგროვების არედ, გადაქცევა, ზოგჯერ კი, პირიქით, დაბრუნება ლაგუნურ-ტერიგენული ზღვის ტრანსგესია. ეს ყოველივე თავის გამოძახილს ჰპოვებდა ჰავის სარტყლების სამხრეთისკენ წაწევა და ცხოველთა სამეფოში მომხდარი ცვლილებების, პალეოფიტოგეოგრაფიული და ბალეო-ზოოგეოგრაფიულ ოლქების განაწილების საერთო სურათზე.

ახლა კი თვალი გადავავლოთ კონკრეტულად იმ პროცესების კანონზომიერ განვითარებას, რომლებიც დედამიწის ქერქში და მის ზედაპირზე პალეოზოური ერის განმავლობაში მიმდინარეობდნენ და საგრძნობი ცვლილებები გამოიწვიეს ქერქის სტრუქტურაში, პალეოგარემოსა და ორგანული სამყაროში.

პალეოზოურ ერას უშუალოდ უძღვოდა წინ გვიანი რიფეულისა და ვენდურის განმავლობაში მიმდინარე რადიკალური ცვლილებები დედამიწის ქერქის სტრუქტურაში. როგორც ვიცით (იხ. გვ. 138), დაახლოებით 850 მლნ წლის წინ დაიწყო პანგეა III-ის დანაწევრების პროცესი. პირველ რიგში მოხდა მისი ორ სუპერკონტინენტად გახლეჩა მათ შორის ჩასახული სუბგანედური ოკეანით — პროტოთეთისით, რომლის თანდათან გაფართოებას ლავრაზიისა და გონდვანისის ერთიმეორისაგან საბოლოო გათვისება მოჰყვა. მაგრამ ეს მხოლოდ დასაწყისი იყო იმ მნიშვნელოვანი ცვლილებებისა, რომელთა შედეგად თვით ჩრდილოეთის სუპერკონტინენტი რამდენიმე დიდ და შედარებით მცირე კონტინენტურ პლატფორმად დანაწევრდა. ადრე პალეოზოურიდან ჩრდილო ამირიკის კონტინენტური პლატფორმა ჩრდილო-ატლანტური ოროგენული სარტყლით არის გათვისებული აღმოსავლური ევროპის კონტინენტური პლატფორმისაგან. ამ უკანასკნელს კი ციმბირის კონტინენტური პლატფორმისაგან ურალ-მონღოლეთის ოროგენული სარტყელი თიშავს. ამავე ოროგენის მეორე, სუბგანედური სეგმენტით ციმბირის კონტინენტური პლატფორმისაგან გამოყოფილია ტარიმისა და ჩინეთის პლატფორმები. ამრიგად, როგორც ჩრდილო-ატლანტური, ისე ურალ-მონღოლეთისა და ხმელთაშუა ზღვის (პროტოთეთისის) ოროგენული სარტყლები კონტინენტებს შორის იყვნენ მოქცეული. ამავე დროს პალეოწყნარი ოკეანის ირგვლივ კონტინენტური პლატფორმების კიდეების გასწვრივ არსებობდა და ევოლუციას განიცდიდა რამდენიმე ოროგენი: კორდილირებისა და ანდების აღმოსავლური წყნარი ოკეანის გასწვრივ და ავსტრალიისა და აღმოსავლური აზიისა — დასავლური წყნარი ოკეანისა და ხსენებული კონტინენტების მიჯნაზე.

როგორც უკვე ვთქვით, დედამიწის ქერქის ევოლუციის პალეოზოური ეტაპისთვის ნიშანდობლივია ოროგენების ინტენსიური განვითარება. ოროგენების ფარგლებში არსებულ გეოსინკლინურ როფეებში, რომლებიც ერთიმეორისაგან, შუა მასივებით (მიკროკონტინენტებით) თუ კუნძულთა რკალებით იყვნენ გამიჯნული, ინტენსიური ნალექდაგროვება მიმდინარეობდა. გეოსინკლინურ როფებში, რომლებიც ოროგენის ოკეანისკენ მიმართული კიდის გასწვრივ მდებარეობდნენ, ნორმული ზღვიური კლასტური ქანების გვერდით დიდი იყო ვულკანოგენურ-დანალექი წყებებისა და ლავური განფენების ხვედრითი წილი. საკმაოდ ძლიერია ინტრუზიული მაგმატიზმის გამოვლინებაც. მაღალია ქანების მეტამორფიზმის ხარისხი. დიდია ნალექების სისქე — რამდენიმე ათასი მეტრი, ზოგჯერ ათიათხუთმეტი კილომეტრი და მეტიც. კონტინენტური პლატფორმების მოსაზღვრე ზოლში განლაგებულ გეოსინკლინურ როფებში ვულკანური აქტივობის კვალი სუსტია, მეტწილად საერთოდ არ ჩანს, ისევე როგორც ქანების მეტამორფიზმი. ნალექების სისქე შეუდარებლად უფრო მცირეა. განსხვავებულია ნალექების საერთო ხასიათი — კლასტური ქანების გვერდით საკმაოდ დიდია კარბონატების ხვედრითი წილი, მათ შორის იშვიათი არ არის რიფული, ფუზულინებიანი, კრინოიდებიანი ორგანოგენული კირქვები. ამგვარ გეოსინკლინებს გეოლოგები უწოდებენ მიოგეოსინკლინებს („ვითომ გეოსინკლინები"), ხოლო იმ გეოსინკლინებს, რომლებიც ტიპური გეოსინკლინებისთვის ნიშანდობლივი თვისებების მატარებელნი არიან (ნალექების დიდი სისქე, მეტამორფიზმის მაღალი ხარისხი, მაგმატიზმის ძლიერი აქტივობა და ა.შ.) — ევგეოსინკლინებს („ნამდვილ გეოსინკლინებს"). გეოსინკლინური როფების ორივე ტიპი მკაფიოდ ჩანს ურალის აგებულებაში. გავიხსენოთ დევონური და კარბონული ნალექების მკვეთრად განსხვავებული ხასიათი ურალის დასავლურ და აღმოსავლურ კალთებზე. მკაფიოდ გამოიყოფა ევგეოსინკლინური და მიოგეოსინკლინური ზონები აპალაჩებში სილურული და ადრედევონური ნალექების თავისებურებათა მიხედვით. არანაკლებ მკაფიოა განსხვავება ევგეოსინკლინურ და მიოგეოსინკლინურ როფებს შორის

ალმოსავლურ წყნარი ოკეანის ოროგენში. მის ჩრდილოურ ნაწილში, უშუალოდ ჩრდილო ამერიკის კონტინენტური პლატფორმიდან დასავლეთით მდებარე კლდოვანი მთების გეოსინკლინური როფი მიოგეოსინკლინს წარმოადგენდა, ხოლო წყნარი ოკეანისკენ მოქცეული კორდილიერების როფი ტიპური ევგეოსინკლინი იყო.

ოროგენული სარტყლების განვითარების პროცესები პალეოზოურში არათანაბრად მიმდინარეობდა. პალეოზოურ ერაში ტექტონიკური მოძრაობებისა და მაგმატიზმის განსაკუთრებული გააქტიურების რამდენიმე ეპოქა გამოიყოფა. ბაიკალური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლის დასრულების შემდეგ (670 მლნ წ) ვენდურისა და ადრე კამბრიულის განმავლობაში შედარებით სიმშვიდის ხანაა. შუა კამბრიულში სალაირული ოროგენეტული მოძრაობებით დაიწყო ოროგენული სარტყლების განვითარების პალეოზოური ეტაპი. სალაირული დანაოჭების შედარებით ლოკალური გამოვლინების შემდეგ (გავიხსენოთ, რომ ეს დანაოჭება არსებითად ურალ-მონღოლეთის ოროგენის მხოლოდ გარკვეულ ნაწილში დასრულდა მთათაწარმოშობით) დიწყო ფართო მასშტაბის კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი, რომელშიც ტექტოგენეზისა და მაგმატიზმის პროცესების გააქტიურების სამი ფაზისი გამოიყოფა: ტაკონიური ორდოვიციულის ბოლოს, არდენული გვიან სილურულში და ირიული ადრე დევონურის დასაწყისში. კიდევ უფრო მნიშვნელოვანი იყო დედამიწის ქერქის სტრუქტურის ევოლუციის თვალსაზრისით ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი, რომელიც ლოკალური აკადიური მოძრაობების შემდეგ, დევონ-კარბონის მიჯნაზე დაიწყო და პერმულის ბოლოს დასრულდა. ტექტონიკურ-მაგმატური პროცესების ყოველი გააქტიურების შედეგად ოროგენების გარკვეული ნაწილების (ცალკეული როფების) ადგილს იკავებდა დანაოჭება-აზევების შედეგად წარმოშობილი მთათა სისტემა, რომელიც დენუდაციის შემდეგ კონტინენტური პლატფორმის სტრუქტურაში ექცეოდა. ამგვარად, პალეოზოურის დასასრულისათვის თანდათანობით მთლიანად დაიხურა ჩრდილოეთის კონტინენტურ პლატფორმებს შორის მოქცეული ყველა ოროგენული სარტყელი. მათი ადგილი დაიკავა მთათა სისტემებმა, რომლებმაც საბოლოო ჯამში ერთიან სუპერკონტინენტად შეაკავშირეს ჩრდილო ამერიკის, აღმოსავლური ევროპის, ციმბირის, ჩინეთ-კორეის და ტარიმის კონტინენტური პლატფორმები. მათ ადგილას გაჩნდა ერთიანი სუპერკონტინენტი — ლავრაზია. ამავე დროს, ხმელთაშუა ზღვის (პალეოტეთისის) ოროგენის დასავლური ნაწილის დახურვის შემდეგ დასავლური ლავრაზია სამხრეთის სუპერკონტინენტს — გონდვანისს დაუკავშირდა და ამგვარად წარმოიქმნა ახალი პანგეა — ერთიანი კონტინენტი, რომელშიც აღმოსავლეთიდან წყნარი ოკეანის სოლის ფორმის უზარმაზარი უბის სახით შეჭრილი იყო ოკეანე პალეოტეთისი.

ცხადია, დედამიწის ქერქში პალეოზოური ერის განმავლობაში მომხდარ სტრუქტურულ გარდაქმნებთან დაკავშირებული იყო პალეოგეოგრაფიული ცვლილებები, რაც აისახა ხმელეთისა და ზღვების განაწილების საერთო სურათზე, კონტინენტების რელიეფის კონტრასტულობაზე, დენუდაციის ინტენსივობასა და ნალექდაგროვების რეჟიმზე. შესაშინევი იყო პალეოგეოგრაფიული ცვლილებების ანარეკლი ჰავის ზონალობის საერთო სურათის ცვალებადობაზე. პალეოგარემოს ყველა ამ ფაქტორის ცვალებადობამ, ბუნებრივია, თავისი დაღი დაასვა ორგანული სამყაროს ევოლუციას, პალეოფიტოგეოგრაფიული და პალეოზოოგეოგრაფიული ოლქების განაწილებას ხმელეთზე თუ ზღვებში.

პალეოზოური ერის განმავლობაში ორგანული სამყაროს ევოლუციის ტემპები გაცილებით სწრაფი იყო პრეკამბრიულთან შედარებით. ამ დროის განმავლობაში ცოცხალ ბუნებაში მომხდარ ცვლილებათაგან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო:

1. კამბრიულის დასაწყისიდანვე მინერალური (კარბონატული და ფოსფატოვანი) სკელეტური წარმონაქმნების (ნიჟარების და ა.შ.) მქონე ორგანიზმების მასობრივად გამოჩენა. ამის თაობაზე ჩვენ საკმაოდ დეტალურად გვქონდა საუბარი.

2. ცოცხალი ბუნების ბევრად უფრო დიდი მრავალფეროვნება ვენდურთან შედარებით უკვე კამბრიულ პერიოდშივე (ვენდურში ცნობილია მხოლოდ რამდენიმე ათეული სახე, კამბრიულში 2000-მდე, სილურულში კი სახეების რიცხვმა 15000-ს მიაღწია).

3. ევოლუციის ძალიან სწრაფი ტემპები—კამბრიულის დასასრულისათვის უკვე არსებობდა ყველა ტიპის წარმომადგენლები, რომელთა უმრავი ინდივიდი მარჩხ ზღვებში ბინადრობდა. ცოცხალი

ორგანიზმებიდან ადრე პალეოზოურში უხერხემლოები ბატონობდნენ, ხოლო მცენარეთა სამეფო უმდაბლესი ტაქსონებით (ბაქტერიები, წყალმცენარეები) იყო წარმოდგენილი.

4. დედამიწის ატმოსფეროში ოზონის ეკრანის გაჩენამ უმნიშვნელოვანესი ცვლილებები გამოიწვია ბიოსფეროს განვითარებაში. სილურულიდან დაიწყო ხმელეთის ათვისება მცენარეთა სამეფოს წარმომადგენლების მიერ, სილურულის ბოლოს კი ცოცხალი ორგანიზმებიც იწყებენ წყლიდან ხმელეთზე გავრცელებას.

5. მცენარეთა მიერ ხმელეთის ათვისებამ, განსაკუთრებით კი კარბონული პერიოდის ტყეების დიდ ტერიტორიაზე არსებობამ, გამოიწვია ატმოსფეროში თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობის მნიშვნელოვანი მომატება. სამაგიეროდ შემცირდა CO_2-ის როლი. ამის შედეგად კარბონულსა და პერმულში ადგილი ჰქონდა ევოლუციურ „აფეთქებას" ცოცხალი ორგანიზმების განვითარებაში. ამას გარდა, მცენარეულობამ ხელი შეუწყო ნიადაგის საფარის განვითარებას მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე, რამაც შეზღუდა ცოცხალი ორგანიზმების არსებობისათვის აუცილებული ქიმიური ნაერთების ჩარეცხვა ზღვებში. როგორც ვარაუდობენ, ეს უნდა იყოს ერთ-ერთი მიზეზი იმისა, რომ პალეოზოურის ბოლოს მსოფლიო ოკეანეში ბიომასა რამდენადმე შემცირდა.

პერმული პერიოდის ბოლოს გადაშენდა ბევრი უმნიშვნელოვანესი პალეოზოური ტაქსონი. მთლიანად გადაშენდნენ ფუზულინიდები, ტაბულატების ძირითადი ჯგუფები, ოთხსხივიანი მარჯნები, ორთოცერატიდები, ბაქტრიტები, გონიატიტები, ტრილობიტები და ევრიპტერიდები, პროდუქტიდები, სპირიფერიდებისა და პალეოზოური რინქონელიდების ბევრი ჯგუფი, კრინოიდების არაერთი გვარი, ბლასტოიდების კლასი მთლიანად. მეზოზოურში არ გადადის პალეზოური თევზების ბევრი ჯგუფი, სტეგოცეფალების მნიშვნელოვანი ნაწილი. სამაგიეროდ პერმულიდან იწყება მნიშვნელოვანი პროგრესი ქვეწარმავლების ევოლუციაში. ამ დროიდან მათ უვითარდებათ ადაპტაციის კარგი უნარი. პალეოზოური ორგანული სამყაროს ის ტაქსონები, რომლებიც გადაშენებას გადაურჩნენ, დასაბამს აძლევენ ახალ, მეზოზოურ ჯგუფებს, რომელთა პარალელურად ტრიასულსა და იურულში ზოგი პალეოზოური ტაქსონი ჯერ კიდევ აგრძელებს არსებობას.

სარჩევი

წინასიტყვა 3

შესავალი 5

ისტორიული გეოლოგიის კვლევის საგანი და ამოცანები 5
დედამიწის ქერქი 8

დედამიწის ქერქის თანამედროვე სტრუქტურა 8
დედამიწის ქერქის გაჩენის ისტორია თანამედროვე კოსმოგონიური ჰიპოთეზების ფონზე 19
დედამიწის ქერქის ევოლუციის საწყისი ეტაპები 22

ისტორიულ-გეოლოგიური კვლევის მეთოდები 25

სტრატისფერო 25
სტრატისფეროს თანამედროვე სტრუქტურა 26
გეოლოგიური წარსულის მოვლენების აღდგენის მეთოდები 33
ფაციესი. ფაციესების კლასიფიკაცია 35

გეოლოგიური წარსულის მოვლენათა დათარიღების მეთოდები 43

მაგმური ქანების დათარიღება 51
დისლოკაციების დათარიღება 53
რადიოგეოლოგიური წელთაღრიცხვა 54

გეოქრონოლოგია და სტრატიგრაფია 58

სტრატიგრაფიული ერთეულების გამიჯვნის კრიტერიუმები 64

დედამიწის გეოლოგიური ისტორია 68

პრეკამბრიული 68

პრეკამბრიულის მოცულობა, საზღვრები, დანაწილება 68
პრეკამბრიულის ცოცხალი ბუნება 72
ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები პრეკამბრიულში 76

კატარქეული 78

ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს წარმოშობა 80
სიცოცხლე კატარქეულში 82

არქეოზოული 84

არქეოზოულის გამოყოფა, საზღვრები და დანაწილება 84
არქეოზოული ეონოთემის ქანების თავისებურებანი და გავრცელება 85
არქეოზოული ეონის ნალექდაგროვებისა და სტრუქტურების ზოგი სპეციფიკა 94
ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლები არქეოზოულში 95

პროტეროზოული 100

გამოყოფა, საზღვრები, დანაწილება 100
ცოცხალი ბუნების ევოლუცია პროტეროზოულში 103
პროტეროზოულის გავრცელება და ნალექების ხასიათი 104
გამყინვარებები პროტეროზოულში 125
ბაიკალური ტექტონიკური-მაგმატური ციკლი 129

კონტინენტური პლატფორმების გეოლოგიური განვითარების უმთავრესი კანონზომიერებანი პრეკამბრიულში 131

პალეოზოური 140

კამბრიული სისტემა 141

კამბრიული სისტემის გამოყოფა 141
კამბრიული სისტემის საზღვრები 142
კამბრიული სისტემის ფაციესები 143
კამბრიული პერიოდის ცოცხალი ბუნება 143
კამბრიულის დანაწილება 151
კამბრიული ნალექების გავრცელება და ხასიათი 152
ტრანსგრესიები და რეგრესიები 163
ოროგენეზისი და ვულკანური მოვლენები 164

ორდოვიციული სისტემა 165

ორდოვიციული სისტემის გამოყოფა 165
ორდოვიციული სისტემის საზღვრები 165
ორდოვიციული სისტემის დანაწილება 166
ორდოვიციული პერიოდის ცოცხალი ბუნება 167
ორდოვიციულის გავრცელება და ნალექების ხასიათი 171
ტრანსგრესიები და რეგრესიები 179
ოროგენეტული და მაგმატური მოვლენები 179

სილურული სისტემა 180

სილურული სისტემის გამოყოფა 180
სილურული სისტემის საზღვრები 180
სილურული სისტემის ფაციესები 180
სილურული სისტემის დანაწილება 181
სილურული პერიოდის ცოცხალი ბუნება 182
სილურული ნალექების გავრცელება და ხასიათი 184
ოროგენეტული მოვლენები და მაგმატიზმი. ოროგენეტული ფაზისების ცნება 189

კალედონიური ტექტონიკურ-მაგმატური ციკლი 191

დევონური სისტემა 196

დევონური სისტემის გამოყოფა 196
დევონური სისტემის საზღვრები 197
დევონური სისტემის დანაწილება 197
დევონური პერიოდის ცოცხალი ბუნება 198
დევონური ნალექების გავრცელება და ხასიათი 201
ოროგენეტული მოვლენები. მაგმატიზმი 214

კარბონული სისტემა 215

კარბონული სისტემის გამოყოფა 215
კარბონული სისტემის საზღვრები 215
კარბონული სისტემის ფაციესები 215
კარბონული სისტემის დანაწილება 215
კარბონული პერიოდის ცოცხალი ბუნება 217
კარბონული ნალექების გავრცელება და ხასიათი 222
ჰაეა 234

ჰერცინული ოროგენეზისი 236

პერმული სისტემა 240

პერმული სისტემის გამოყოფა 240
პერმული სისტემის საზღვრები 240

პერმული სისტემის დანაწილება 241
პერმული პერიოდის ცოცხალი ბუნება 242
პერმული ნალექების გაერცელება და ხასიათი 245
მაგმატიზმი 253
ჰავა 253

ოროგენული სარტყლებისა და კონტინენტური პლატფორმების განვითარების
უმთავრესი კანონზომიერებები პალეოზოურ ერაში 254

გამომცემლობის რედაქტორი მ. ჯაჯანაშვილი
ტექრედაქტორი ფ. ბუდაღაშვილი
კორექტორი ქ. გაჩეჩილაძე
კომპიუტერული უზრუნველყოფა ხ. ბადრიძე

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 17.11.03
საბეჭდი ქაღალდი 60X84
პირ. ნაბეჭდი თაბახი 39,3
სააღრ.-საგამომცემლო თაბახი 24,52

შეკვეთა № 131 ტირაჟი 300

ფასი სახელშეკრულებო

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
0128, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზ., 14.

თბილისის უნივერსიტეტის
სარედაქციო-სალუბლიკაციო კომპიუტერული სამსახური
0128, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზ., 1.