

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი

ნინო ფოფხაძე

მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოლოგიური
გარემოს ახალი ვულკანოგენურ სელიმენტაციური მოდელი
(კონსტრუქცია), ბოლნისის რაიონი, საქართველო

დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

გეოლოგიის დოქტორის აკადემიური ხარისხის მოსაპოვებლად

ხელმძღვანელები:

რობერტ მორიცი – ვენევის უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა
ფაკულტეტის პროფესორი

ბეჟან თუთბერიძე – გეოლოგიის მეცნიერებათა დოქტორი, თსუ-ს ზუსტ და
საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტის
პროფესორი

ვლადიმერ გუგუშვილი – თსუ-ს აღ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის
პეტროლოგიის, მინერალოგიის, ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის განყოფილების
უფროსი მეცნიერ-თანამშრომელი, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა
დოქტორი, პროფესორი

თბილისი 2014წ

შინაარსი

შესავალი		4
თავი I.	ბოლნისის მადნიანი რაიონის შესწავლილობის ისტორია, სტრატეგრაფია და მადანგამოვლინებები	8
1.1	ბოლნისის მადნიანი რაიონის შესწავლილობის ისტორია.	8
1.2	ბოლნისის მადნიანი რაიონის ზოგადი სტრატეგრაფია.	10
1.3	ბოლნისის მადნიანი რაიონის ძირითადი მადანგამოვლინებები.	12
თავი II	ზოგადი ცნებები მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს შესახებ.	14
2.1	შესავალი	14
2.2	სხვადასხვა შეხედულებები და ინტერპრეტაციები მადნეულის საბადოს გენეზისის შესახებ	17
2.3	რეგიონალური გეოლოგია	18
2.4	დისკუსია მადნეულის საბადოს შემცველი წყების სტრატეგრაფიისა და ასაკის შესახებ	21
თავი III	მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანალიზი.	23
3.1	მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ტიპების ზოგადი მიმოხილვა	23
3.2	ჰიალოკლასტიტები	29
3.2.1	ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები მადნეულის საბადოზე (ზოგადი აღწერა).	29
3.2.2	მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი.	31
3.2.3	ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმით	36
3.2.4	ფრთის ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის ინტერპრეტაცია	39
3.3	წვრილმარცვლოვანი ბუმტუკვანი ტუფები და ტუფები აკრეციული ლაპილებითა და ბიოტურბაციებით	40
3.4	წყალში დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები.	44
3.5	შრეებრივი, გაკვარცებული ვულკანოგენურ-დანალექი (რადიო-	

	ლარებიანი) ფაციესი	47
3.6	იგნიმბრიტები	52
3.7	სვეტური განწვერების იგნიმბრიტები	54
3.8	ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი . .	57
3.9	პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ქანები	59
3.10	რიოდაციტური ექსტრუზივი	61
თავი IV	ახალი მონაცემები მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ.	62
4.1	რადიოლარიების ფაუნის ასაკი მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებიდან	62
4.2	მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების აბსოლუტური ასაკი TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით.	71
თავი V	ახალი მონაცემები ბოლნისის რაიონის გეოქიმიის და პეტროლოგიის საკითხების შესახებ	74
5.1	ბოლნისის მადნიანი რაიონისა და მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური ასპექტები .	74
თავი VI	მადნეულის საბადოს პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქცია ჰიალოკლასტიტების დალექვის დროს	88
თავი VII	დასკვნები	90
	შრომაში გამოყენებული ვულკანურ და ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებთან დაკავშირებული ინგლისურ –ქართული ტერმინები . . .	93
	ლიტერატურა	94

შესავალი

ქვეყნის ეკონომიკური განვითარების ფონზე უფრო და უფრო მოთხოვნადი ხდება საბადოების კვლევა და ძიება თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით. მადნეულის საბადო ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოა არა მხოლოდ საქართველოში არამედ სამხრეთ კავკასიის რეგიონში საერთოდ. მზარდმა მოთხოვნილებამ სპილენძზე და ფასის თანდათანობითმა ზრდამ მსოფლიო ბაზარზე უკანასკნელ პერიოდში დღითიდღე მკვეთრად გაზარდა ამ ნედლეულზე გეოლოგიურ-საძიებო სამუშაოების ჩატარების აუცილებლობა და მისდამი კვლევის ინტერესი.

თემის აქტუალობა.

კვლევის აქტუალობა განისაზღვრება შემდეგი ასპექტებით:

1. მადნეულის სპილენძ-პოლიმეტალურ საბადოს შეაქვს მნიშვნელოვანი წვლილი ჩვენი ქვეყნის ეკონომიკის განვითარებაში.
2. დისერტაციის თემის აქტუალობა მდგომარეობს საკითხების გადაწყვეტაში, რომლებიც საშუალებას მოგვცემს აღვადგინოთ საბადოს შემცველი ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ნალექდაგროვების პრობები და მადანწარმოშობისა და ვულკანიზმის ურთიერთკავშირი.
3. აქტუალურია მადნეულის საბადოს შესწავლა აღმოსავლეთ პონტიდებისა და მცირე კავკასიონის შემადგენელი სომხით-ყარაბაღის კუნძულთა რკალის ჩრდილო დაბოლოებაზე ცნობილ სხვადასხვა ტიპის საბადოების ჭრილში, რათა მოხდეს მათი შედარება და ფორმირების თანადროულობის პარალელის გავლება ტექტონიკური ვითარების აღდგენის თვალსაზრისით.
4. დღემდე აქტუალურია საკითხი მადნეულის საბადოს წარმოშობისა და ასაკის შესახებ. ამ კონტექსტში მეტად მნიშვნელოვანია შრომაში საბადოს შემცველი ქანების სტრატეგრაფიული მონაცემების გამყარება ახალი აბსოლუტური ასაკისა და მიკროპალეონტოლოგიური კვლევებით მიღებული დასკვნების საფუძველზე.

კვლევის მიზანი და ამოცანები.

სადისერტაციო ნაშრომის მიზანს წარმოადგენს მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოსა და მადნის შემცველი წყებების ფაციალური ანალიზი და კომპლექსური პეტროლოგიურ-გეოქიმიური შესწავლა ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სედიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციებზე დაყრდნობით. დასახული მიზნის მისაღწევად საჭირო გახდა შემდეგი ძირითადი ამოცანების გადაჭრა:

1. დამახასიათებელ ჭრილებში მადნისა და მადნის შემცველი ქანების პეტროგრაფიული, სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებების შესწავლა.
2. მადნეულის საბადოს ლითოტექტონიკური ტიპის განსაზღვრა.
3. ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნების ფაციალური ანალიზის ჩატარება და მათი სივრცობრივი მდგომარეობის გარკვევა.
4. მადნეულის საბადოს ფორმირებისა და ნალექდაგროვების გარემოს აღდგენა.

5. მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოლოგიური გარემოს ახალი ვულკანოგენურ-სედიმენტაციური მოდელის შექმნა.

სამეცნიერო სიახლე.

მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოსთვის პირველად იქნა გამოყოფილი ფაციალური ტიპები, დამყარებული მათ ტექსტურულ-სტრუქტურულ თავისებურებებსა და პეტროგრაფიულ ანალიზზე.

- დადგენილი იქნა მადანშემცველი ქანების პეტროქიმიური მახასიათებლები.
 - საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანალიზი, ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სედიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციაზე დაყრდნობით, სრულიად ახალი მეთოდია საქართველოში. ამ მეთოდის გამოყენებით, მადნეულის კარიერზე ავტორის მიერ 12 ფაციალური ერთეულია გამოყოფილი. მათ შორის ისეთები როგორცაა: ჰიალოკლასტიტები, პეპერიტები, ბუშტუკოვანი ტუფები, სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები და წყლით დაღეჭილი პიროკლასტური ქანები პირველად იქნა გამოყოფილი და აღწერილი მადნეულის საბადოზე. საბადოს კარიერული წესით დამუშავება მნიშვნელოვანია ახალი ჰორიზონტების აღწერისათვის და შესაბამისად ახალი ინფორმაციის მოპოვების საშუალებას იძლევა. ჩატარებული კვლევებით მიღებული მონაცემების შეჯერების საფუძველზე, საბადოსთვის შემუშავებული იქნა ახალი ფაციალური რუკა; საბადოს შემცველი ქანების პეტროგრაფიული ანალიზის საფუძველზე, შესაძლებელი გახდა ქანთა ტიპებისა და ნამდვილი და მცდარი ტექსტურების დადგენა. მადნეულის საბადოსათვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია შეცვლილი მუშავე ლავებისთვის დამახასიათებელი მცდარი (ცრუ) პიროკლასტური ტექსტურების დადგენა და ინტერპრეტაცია, რაც ეფუძნება როდნი ალენის და სხვათა (R.L. Allen 1988; Gifkins C., Herrmann W., Large R.) კვლევებს ვულკანიზმთან დაკავშირებული სხვადასხვა ტიპის საბადოებისათვის.

- ფაციალური ერთეულების აღწერისა და ინტერპრეტაციის დროს გამოყენებული მნიშვნელოვანი ტერმინოლოგიაა გადმოქართულებული დისერტაციის მუშაობის პროცესში ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანთა ტიპებისათვის.

ფაქტიური მასალა და კვლევის მეთოდი.

სადისერტაციო ნაშრომს საფუძვლად დაედო საველე-საექსპედიციო მუშაობის პერიოდში უკანასკნელი 7 წლის განმავლობაში, ავტორის მიერ ხელმძღვანელებთან და ამ დარგის წამყვან სპეციალისტებთან, აგრეთვე ამ პერიოდში მიმდინარე ქართული და ქართულ-შვეიცარიული პროექტის წევრებთან ერთობლივი მუშაობის პროცესში მოპოვებული მდიდარი ფაქტობრივი მასალა.

შესწავლილი იქნა გამჭვირვალე შლიფები საყრდენ ჭრილებიდან, რაც კარიერის სპეციპიკიდან გამომდინარე ყველა შესაძლო საფეხურის აღწერას ექვემდებარება; ანალიტიკა ყველა პეტროქიმიური ელემენტებისათვის შვეიცარიისა (ჟენევა და ლოზანა) და კანადის უნივერსიტეტების ლაბორატორიებში იქნა ჩატარებული. მოხდა 500-მდე გამჭვირვალე შლიფის აღწერა ავტორის მიერ Nikon Eclipse 50i მიკროსკოპით.

მიღებული შედეგები ეყრდნობა R.A.F. Cas (1991, 1992), J.McPhie (1993, 2002,2003), J.McPhie და Doyle M. (1993, 2000), Allen R (1988,1999), Gibson H,Morton R, Hudak G (1998), Pittari A, Cas R, (2006), Schminke V (1997) - ის შრომებს. მეტად საყურადღებოა აგრეთვე Gibson H., Morton R., Hudak G (1998) - ის კვლევებზე დამყარებული ინტერპრეტაციები; პეტროგრაფიული აღწერებისას საბადოს შემცველ შრეებრივ წყებაში აღმოჩენილი იქნა რადიოლარიები. ნიმუშები გაიგზავნა შვეიცარიაში, ლოზანის უნივერსიტეტის მიკროპალეონტოლოგიური განყოფილების ლაბორატორიაში, საიდანაც მოხდა საუკეთესოდ შენახული ფორმების განსახდვრა. რამაც საშუალება მოგვცა საბადოს შემცველი წყების ასაკის დადგენისა. საბადოს შემცველი წყების ასაკის სრულფასოვანი დადგენისთვის უნევის უნივერსიტეტის ლაბორატორიაში პროფესორ რობერტ მორიცის მიერ ცირკონების მეთოდით (U-Pb dating of zircons) მოხდა საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკების ასაკის დადგენა და მისი შეჯერება რადიოლარიების ასაკთან. საბადოს კარიერიდან და აგრეთვე საბადოს მიმდებარე ტერიტორიიდან აღებული 64 ნიმუშის სრული სილიკატური და იშვიათი ელემენტების ანალიზი ჩატარებულია უნევის, ლოზანის და კანადის უნივერსიტეტების ლაბორატორიებში.

ნაშრომის აპრობაცია და პუბლიკაცია.

დისერტაციის მასალები მოხსენებულია შემდეგ საერთაშორისო კონფერენციებზე: 1) „Scopes” შვეიცარიული პროექტის კონფერენცია: „Advances in regional geological and metallogenic studies in the Carpathians, Balkans, Rhodope Massif and Caucasus ”(4-7 სექტემბერი, 2007, სერბეთი, ბორი); 2) გორდონის სართაშორისო კონფერენცია – Gordon research conference: „Geochemistry of Mineral Deposits”, (29 ივნისი-4ივლისი, 2008, იტალია, Lucca (Barga)); 3) „მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების“ - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მე-10-ე შეხვედრის კონფერენცია: „Smart Science for Exploration and Mining” (17-20 აგვისტო, 2009, ავსტრალია, თაუნსვილი), 4) “Scopes” შვეიცარიული პროექტის საერთაშორისო კონფერენცია – „Recent research activities and new result about the regional geology, the geodynamics and the metallogeny of the Caucasus and the Balkans” (27-29 მაისი, 2009, თბილისი); 5) საერთაშორისო ეკონომიური გეოლოგიური საზოგადოების (Society of economic geology (SEG)) სტუდენტური საერთაშორისო კონფერენცია: „The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries” (24 სექტემბერი – 10 ოქტომბერი, 2010, აშშ, კოლორადო); 6)სართაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია - „Problems of geology of the Caucasus” (25-27 ნოემბერი, 2010, თბილისი); 7) გეოლოგიურ მეცნიერებათა მე-9-ე შეხვედრის საერთაშორისო კონფერენცია - 9-th Swiss Geoscience meeting (11-13 ნოემბერი, 2011, ციურიხი, შვეიცარია); 8) საერთაშორისო ვორქშოფი - „Gold and Base metal deposits of the Mediterranean and the south Caucasus-challenges and opportunities” (11-15 ნოემბერი, 2012, თბილისი); 9) გორდონის სართაშორისო კონფერენცია – Gordon research conference: „Geochemistry of Mineral Deposits”, (15-20 ივლისი, 2012, Proctor Academy Andover,NH, USA); 10) “Scopes” შვეიცარიული პროექტის კონფერენცია – „Recent research activities and new results about the Regional geology, the geodynamics and the metallogeny of the lesser Caucasus” (16-18 აპრილი, 2013, თბილისი); 11) მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მე-12-ე შეხვედრის კონფერენცია: Mineral deposit research for a high-tech world. (12-15 აგვისტო, 2013, უფსალა, შვედეთი). 12) თბილისის ი. ჯავახიშვილის სახ.

სახელმწიფო უნივერსიტეტის პირველი სტუდენტური კონფერენცია ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებში (2013წ, თბილისი). 13) პირველ საერთაშორისო ვულკანოლოგიური ვორქშოპი კუნძულ მადეირაზე (1st International Workshop on Volcano Geology, Madeira, July 7-11, 2014) 14) ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტისა და ი. ჯავახიშვილის თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტის სემინარებზე (2011წ, 2012წ, 2013წ).

სამეცნიერო კვლევის შედეგები წარმოდგენილია: 2 გავრცობილი აბსტრაქტი, მინერალურ საბადოებთან დაკავშირებული საერთაშორისო საზოგადოების - Society for Geology Applied Mineral Deposits (SGA) მიერ დაბეჭდილ ორტომეულ და ოთხტომეულ წიგნებში (ავსტრალიასა და შვედეთში). ხოლო დანარჩენ კონფერენციებში ნაშრომი წარმოდგენილია 30-მდე თეზისების სახით. საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის რეფერირებად ჟურნალ “მოამბე” – ში გამოქვეყნებულია სამეცნიერო შრომის მასალებზე დაფუძნებული 2 სამეცნიერო სტატია (2009წ; 2013წ). სტატიის სახით ნაშრომი ბოლნისის მადნიან რაიონზე გამოქვეყნებულია აზერბაიჯანის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომათა კრებულში, რომელიც აზიზბეკოვის დაბადებიდან 100 წლისთავს ეძღვნებოდა (2006წ, ბაქო, აზერბაიჯანი); რეცენზირებად ჟურნალში სტატია გამოქვეყნებულია კარპატ-ბალკანეთის XIX კონგრესის მასალების სახით (2010წ, თესალონიკი, საბერძნეთი); სტატია დაიბეჭდა საერთაშორისო ინჰაქტ ფაქტორის მქონე ჟურნალში: ” Central European Journal of Geosciences”(2014წ).

პრაქტიკული და მეცნიერული მნიშვნელობა.

მიღებული შედეგები მნიშვნელოვნად აღრმავენ ცოდნას ბოლნისის მადნიანი რაიონის ვულკანურ და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანთა ტიპებისა და ფაციალური ერთეულების წარმოშობის და მათი სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების შესახებ. შემუშავებულია კრიტერიუმები და მოპოვებულია მტკიცებულებები ქანთა ახალი ტიპებისა და ფაციალური ერთეულების გამოყოფისათვის; ეს არის სრულიად ახალი მიმართულება და ხედვა ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების ინტერპრეტაციისა ფიზიკურ ვულკანოლოგიისა და სედიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციებზე დაყრდნობით. მეთოდი იძლევა ახალი ფაციალური მოდელის შექმნის საშუალებას, რომელიც შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც საფუძველი ნალექდაგროვების პირობებისა და ტექტონიკური ვითარებების აღდგენისათვის კავკასიის სხვა ადგილებშიც მადნის პერსპექტიულობის გამოვლენის მიზნით.

მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების დეტალური ფაციალური ანალიზის შედეგად ზოგჯერ დადგენილია თანმიმდევრული კავშირი ამოფრქვევის ტიპსა, ტრანსპორტირების მექანიზმსა, ნალექდაგროვების გარემოსა და დალექვის საბოლოო პროდუქტს შორის. კვლევის ამდგარი მიდგომით შესაძლებელი ხდება ვულკანური ამოფრქვევის ტიპის დადგენა და მნიშვნელოვანი პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციები.

თავი I. ბოლნისის მადნიანი რაიონის შესწავლილობის ისტორია, სტრატეგრაფია და მადანგამოვლინებები

1.1 ბოლნისის მადნიანი რაიონის შესწავლილობის ისტორია

პირველი ზოგადი ხასიათის ცნობები ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ ეკუთვნის: გ.აბიხს (1889), გ.წულუკიძეს (1887), გ.სიმონოვისს, ლებედევს (1901) და სხვებს. გ. აბიხმა (1858) სოფ. სადახლოს მიდამოებში პირველმა გამოყო სენომანური ნალექები თითქმის იმავე საზღვრებში, რომელშიაც ის დღეს გამოიყოფა; გ.წულუკიძემ (1887) შეძლო ლოქის მასივზე დაედგინა კრისტალური ფიქლების არსებობა, რომელიც მისი აზრით კამბრიულამდელი უნდა ყოფილიყო; ლებედევი (1891) საკვლევ რაიონში ყველაზე ძველ წარმონაქმნად ლოქის მასივს მიიჩნევდა; კ. გაბუნიაშვილი (1937) ლოქის მასივის პერიფერიაზე დაადგინა ლიასური და ბაიოსური ნალექების არსებობა; აღწერა მდ.ფოლადაურის ხეობაში ძარღვული და ზეწრული მაგმური წარმონაქმნები. პ. გამყრელიძემ ლოქის მასივზე დაადგინა გრანიტული ინტრუზივების არსებობა. მანვე ფაუნისტურად დაადასტურა კვარციანი და ქარსიანი ქვიშაქვების და ფიქლების ლიასური ასაკი. საკვლევ რეგიონის სტრატეგრაფიის, ტექტონიკის, მაგმატიზმისა და მეტალოგენიის საკითხებზე შემაჯამებელი კვლევა აწარმოეს საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის კოლექტივმა და მაშავერას საძიებო-აგეგმვითმა პარტიამ, რომელთა შედეგები ავტორთა ჯგუფის მონოგრაფიულ გამოკვლევაში აისახა პ. გამყრელიძის საერთო რედაქციით.

გ. ზარიძემ და ნ.თათრშივილმა (1946) გამოყვეს კვარც-პორფირების წყება; ყურადღება მიაქციეს მეტამორფული წყების მეტასომატურ გრანიტიზაციას; გ.ბოლნისიძემ (1948) გამოაქვეყნა მონოგრაფია "საქართველოს მიოცენამდელი ეფუზიური ვულკანიზმი", რომელმაც კავკასიაში დასაბამი მისცა ახალი ვულკანოლოგიური კვლევების განვითარებას.

1956-1959 წლებში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის ინსტიტუტის ექსპედიციამ და მაშავერას გეოლოგიურმა პარტიამ 1:50000 მასშტაბის გეოლოგიური აგეგმვითი სამუშაოები ჩაატარა, რის საფუძველზეც 1965 წელს გამოიცა მონოგრაფია: "სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს გეოლოგიური აგებულება".

ზედა ცარცული ვულკანიტების ნივთიერი შედგენილობის შესწავლაში მნიშვნელოვანი წვლილი მიუძღვით გ. ზარიძეს, ნ.თათრშივილს, ი.ხმალაძეს, ო.დუდაურს და თ.გოგიშვილს. აღსანიშნავია, რომ გ.ზარიძე ზედაცარცული ვულკანიტების წარმოქმნას ფუნდამენტის ქანებისა და ბაზალტური მაგმის ასიმილაციას უკავშირებს.

მადნეულის საბადოს აღმოჩენისა და კვლევის საქმეში დიდი წვლილი მიუძღვით ი.ნაზაროვსა და ვ.ალენიკოვს. მადნეულის საბადოზე 1946 წლამდე ცნობილი იყო მხოლოდ მცირე სიმძლავრის, არასამრეწველო მნიშვნელობის ბარიტული სხეულების გამოსავლები. 1946-1956 წლებში საბადოზე სამუშაოებს ხელმძღვანელობდა ი. ნაზაროვი. სწორედ ამ პერიოდში გამოვლინდა ბარიტ-ტყვიათუთისა და სპილენძ-სულფიდური მადნები და დათვლილი იქნა მარაგები. 1958-1968 წლებში საბადოზე გეოლოგიურ სამუშაოებს საფუძველი ჩაუყარა რ. თევზაძემ, მისი ხელმძღვანელობით ჩატარდა გეოლოგიური სამუშაოები და აგრეთვე დათვლილი იქნა მარაგებიც. 1966 წელს ი. ნაზაროვმა პირველად გამოაქვეყნა მასალა სამხრეთ საქართველოში სპილენძ-კოლჩედანური საბადოების

თავისებურებების შესახებ. 60-იან წლებში მნიშვნელოვანია გ. თვალჭრელიძის კვლევები არა მარტო მადნეულის საბადოზე, არამედ მთლიანად ბოლნისის რაიონში.

70-იანი წლებიდან ბოლნისის მადნიანი რაიონის გვიანცარცული ვულკანიზმის შესწავლაში ახალი ეტაპი დაიწყო, როდესაც პალეოვულკანოლოგიურ კვლევებს საფუძვლად ფაციალური და ფორმაციული ანალიზები დაედო. აღნიშნული ანალიზის საფუძველზე იქნა შესწავლილი ფოლადაურის ზონის ვულკანოგენური ქანების პეტროლოგიურ-სტრუქტურული თავისებურებები; გვიანცარცული ვულკანიტების გენეტიკური ტიპების შესწავლაში მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანეს: თ.გოგიშვილმა (გოგიშვილი და სხვ. 1972), თ.ზულიაშვილმა (ზულიაშვილი და სხვ., 1973) და სხვებმა. თ.გოგიშვილმა (1970) პირველმა შეისწავლა მადანშემცველი ქანების მინერალოგია და მასთან დაკავშირებული მეტასომატური პროცესები.

ბოლნისის რაიონის ცენტრალური ნაწილისთვის კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის პალეოვულკანოლოგიური სექტორის მიერ შედგენილი იქნა 1:50000 მასშტაბის პალეოვულკანოლოგიური და ასევე მსხვილმასშტაბიანი (1:100000) რუკები (აფხაზავა, კეკელია 1981 ; ზულიაშვილი, აფხაზავა 1985).

პირველად მ.აფხაზავას ჯგუფის მიერ 80-იან წლებში, ბოლნისის რაიონის ზოგიერთ უბნებზე ზედაცარცული ვულკანური ქანებისათვის ჩატარებული იქნა ფაციალური პალეორეკონსტრუქციები და დეტალური პეტროგრაფიული და პეტროლოგიური კვლევები (მ.აფხაზავა, 1988). საყურადღებოა აგრეთვე მ. ტყემალაძის მიერ ჩატარებული კვლევები ბოლნისის რაიონში. მის მიერ იქნა შეჯერებული ბოლნისის რაიონის მადნიან უბნებზე არსებული ინფორმაციები და მისი კვლევებიც, რაც წიგნის სახით გამოიცა 1982 წელს: „Геолого-структурные условия формирования медных и цинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района (ГССР)“.

1994 წლიდან ბოლნისის მადნიან რაიონში საქეოლოგიის ჯგუფი ავსტრალიის ერთობლივ საწარმო „TransGeorgianResources“-თან ერთად ატარებს სამუშაოებს კეთილშობილი და ფერადი ლითონების, აგრეთვე ბარიტის ახალი საბადოების გამოვლენისა და არსებული ობიექტების პერსპექტივობის გაზრდის მიზნით.

მნიშვნელოვანია გ. გუგუშვილის, მ. კეკელიას, ს. კეკელიას, რ. მიგინეიშვილისა და ა. მაღალაშვილის კვლევები მადნეულის საბადოზე, რომლებმაც მადნეულის საბადოს გეოლოგიური აგებულებისა და წარმოშობის საკითხებთან დაკავშირებით საკუთარი მოსაზრებები და მოდელებიც შემოგვთავაზეს. 2007 წლიდან შვეიცარიის “SCOPE” პროექტის ეგიდით და პროფესორ რობერტ მორიცის ხელმძღვანელობით მიმდინარეობდა სამეცნიერო-კვლევითი სამუშაოები მადნეულის საბადოზე და აგრეთვე მთლიანად ბოლნისის რაიონში, რომელშიაც მონაწილეობდა გეოლოგიის ინსტიტუტის ჯგუფი. ამ პროექტის ჯგუფის მიერ ჩატარებული იქნა დეტალური კვლევები მადნეულის კარიერზე მისი შემცველი ქანების აღწერისა და შესწავლისათვის, რაც აქამდე ასეთი მიდგომითა და დეტალობით არ ყოფილა შესწავლილი. პროექტის საშუალებით ლაბორატორიული კვლევები შვეიცარიისა და კანადის უნივერსიტეტების ლაბორატორიებში ჩატარდა. მოგვიანებით კი რუსთაველის ფონდის მიერ დაფინანსებულმა პროექტმა მადნეულის საბადოსა და ბოლნისის რაიონში კიდევ უფრო გააფართოვა კვლევის არეალი და უფრო მეტი საველე სახის სამუშაოების ჩატარების საშუალება მოგვცა.

1.2 ბოლნისის მადნიანი რაიონის ზოგადი სტრატეგია

მადნეულის მადნიანი ველის ფარგლებში ყველაზე ძველ წარმონაქმნებად ითვლება ცარცული ნალექები, რომლებიც ტრანსგრესიულად და კუთხური უთანხმოებით აგრძელებს იურულ და იურამდელ წარმონაქმნებს; ცარცული ნალექების ლითოლოგიურ-სტრატეგრაფიული სქემა რ. დამბაშიძის მიხედვით (*Гамбашидзе 1984*) ასეთია: ალბური – ხოხმელის წყება; სენომანური – ოფრეთისა და წერაქვის წყებები, ტურონული – დიდგვერდის წყება, ქვედა სანტონ-კონიაკ-ზედა ტურონული – მაშავერას წყება; სანტონური – ტანძის, გასანდამისა და შორშოლეთის წყებები; კამპანურ-მაასტრიხტული – თეთრიწყაროს წყება (იხ. სურ.3 ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური რუკა).

სენომანური. სენომანურის სრული ჭრილი აღწერილია ლოქის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე სოფლების ოფრეთისა და წერაქვის მიდამოებში. წყების საერთო სიმძლავრე 1100-1300 მ-ია.

სენომანურში გამოყოფილია *ოფრეთისა* და *წერაქვის* (K_2cm_{2+3}) წყებები. *ოფრეთის წყება* (K_2cm_2) სოფ.ოფრეთისა და მდ.შულავერის მიდამოებში სტრატეგრაფიულად უთანხმოდ არის განლაგებული ქვედა ცარცულ და ზედა იურულ ნალექებზე. ოფრეთის წყების აგებულებაში მნიშვნელოვანი როლი ბაზალურ კონგლომერატებს ეკუთვნით, რომელიც წარმოდგენილია ბაიოსის პორფირული წყებისა და ბარდაძორის გრანიტების ქვარგვალეებით (0.5-1მ). კონგლომერატები თანდათან იცვლება ნაცრისფერი სქელშრეებრივი ტუფოგენური კარბონატული ქვიშაქვებით (25-30მ), რომელსაც აგრძელებს თხელშრეებრივი გლაუკონიტური ქვიშაქვები (12-15მ), მუქი ფერის მერგელები, მერგელოვანი კირქვები, შრეებრივი ტუფები და ტუფო-ბრეჩიები (50მ).

წერაქვის წყება (მდ.შულავერის ხეობა) აგებულია წვრილ და უხეშმარცვლოვანი ბორდოსფერ-მოწითალო და ნაცრისფერი გაქლორიტებული ტუფებისა და ტუფოქვიშაქვების მორიგეობით, დაციტური და რიოლითური შედგენილობის ლავური განფენებით, კარბონატული ტუფოქვიშაქვებით და იშვიათად ქვიშაქვებით (სიმძლავრე 700მ). პემზურ და ფერფლის ტუფებთან ერთად აღინიშნება დაციტური და რიოლითური შედგენილობის იგნიმბრიტები. წერაქვისა და ოფრეთის წყებები ფაუნისტურად არის დათარიღებული (*Гамбашидзе 1984*).

ქვედა ტურონული (K_2dg). ამ ასაკობრივ ჯგუფს მიეკუთვნება *დიდგვერდის* წყება, რომელიც ბოლნისის რაიონში რ.დამბაშიძის მიერ არის გამოყოფილი (დამბაშიძე 1976) და დიდი გავრცელებით სარგებლობს ლოქის მასივის პერიფერიულ ნაწილში. ჭყების ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია დაციტური შედგენილობის ტუფების, ქვიშაქვების, კირქვებისა და მერგელების მორიგეობით, რომელიც მასში მოპოვებული ფაუნის საფუძველზე ქვედა ტურონულად თარიღდება (*Гамбашидзе 1984*) (სიმძლავრე 700მ).

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ფარგლებში დიდგვერდის წყების ქვედა ნაწილის გამოსავლები არ აღინიშნება.

დიდგვერდის წყების ზედა ნაწილი მუხავე ვულკანიტების სიჭარბით გამოირჩევა, ზოგან ჭარბობს მარჩხი ზღვის ტუფოტურბიდიტები, ტუფოქვიშაქვები და დაციტური და იშვიათად ანდეზიტური ლაპილური ტუფები. მდ.მაშავერას ხეობაში აღინიშნება ანდეზიტურ-დაციტური და ანდეზიტური პიროკლასტოლითები, მერგელებისა და კირქვების შუაშრეებით, რომელშიც მოპოვებული მდიდარი მიკროფაუნა შემცველ ქვეწყებას ტურონულად ათარიღებს (*Гамбашидзе 1984*).

ქვედა სანტონურ – კონიაკურ – ზედა ტურონული. *მაშავერას წყება (K_2ms)* ბოლნისის რაიონში ფართო გავრცელებით სარგებლობს. კონიაკური იყო ვულკანური აქტივობის პერიოდი; ლოქი-ხრამის ფაციალური ტიპი სწორედ ამ პერიოდს მიეკუთვნება (*ლამბაშიძე 1979*) და ლითოლოგიურად წყება წარმოდგენილია გაქლორიტებული რიოლითური, რიოდაციტური და დაციტური შედგენილობის ტუფობრექციებითა და რიოლითური იგნიმბრიტებით (450-500მ). ამ წყებისათვის დამახასიათებელია ალბიტოფირული და დაციტური შედგენილობის პიროკლასტოლითების უპირატესი გავრცელება; მაშავერას წყების შუა ნაწილში ნაპოვნია კონიაკური ასაკის სახელმძღვანელო ფაუნა. მადნეულის საბადოს შემცველი მაშავერას წყების ქანების დეტალური აღწერა მოცემულია ამ ნაშრომის სპეციალურ თავში (თავი III).

სანტონური 3 ქვეწყებად არის დაყოფილი: **ტანძიის ($K_2^a st$); გასანდამის ($K_2 st^b$); შორშოლეთის ($K_2^b st^c$);**

ტანძიის წყება ($K_2^a st$) (250-700მ) აგებულია ბაზალტების, ოლივინიანი ბაზალტებისა და ანდეზიტ-ბაზალტების განფენებით; ვულკანოგენურ-ტერიგენული კონგლომერატ-ბრექციებით, უხეშნატეხოვანი ტუფებით, გრაველიტებითა და იშვიათად ტუფოქვიშაქვების შუაშრეებით; ტანძიის წყების ამგები ვულკანური ქანები სოფ. ტანძიიდან დასავლეთით მდებარე მოქმედი ცენტრალური ტიპის ვულკანური აპარატიდან იფრქვეოდა; ტანძიის წყების ავგიტ-ლაბრადორიანი ბაზალტების გამოსავლები აღინიშნება სოფელ ტანძიიდან სოფელ დარბაზამდე. ზოგჯერ წყება იმავე შედგენილობის დაიკებით იკვეთება.

გასანდამის წყება ($K_2 st^b$). უმთავრესად აგებულია დაციტური, რიოდაციტური და რიოლითური შედგენილობის მასიური ვულკანური ლოდბრექციებითა და პემზური და პელიტური ტუფებით. დამორჩილებული რაოდენობით შეიცავს ალბიტოფირულ ტუფებს და ტუფობრექციებს კირქვების ლინზებით. მდინარე აბულმუღკის მიდამოებში გაშიშვლებულია 500-550მ სიმაღლის შემცხვარი პემზის ტუფები, რომელიც ანდეზიტური შედგენილობის დაიკებით იკვეთება. ანალოგიური შედგენილობისაა გასანდამის წყება მდინარე მაშავერას მარჯვენა მხარეს-კერძოდ დავით-გარეჯის ბარიტ-პოლიმიტარული საბადოს ფარგლებში (600-650 მ)

შორშოლეთის წყება ($K_2^b st^c$) აგებულია ანდეზიტური და ბაზალტური შედგენილობის ლავებითა და მათივე პიროკლასტოლითებით, რომლებშიაც აღინიშნება კირქვებისა და მერგელების შუაშრეები.

მდ.გასანდამის ხეობაში შორშოლეთის წყების სიმაღლურე 80-100მ-ია. დომინირებს მსხვილმარცვლოვანი ტუფოკონგლომერატები, გრაველიტები და ტუფოქვიშაქვები-მერგელებისა და კირქვების შუაშრეებით.

კამპანურ-მაასტრიხტული-თეთრიწყაროს წყება ($K_2 cp+m$). შორშოლეთის წყებას თანხმობით აგრძელებს თეთრიწყაროს წყების ნაცრისფერი და თეთრი ლითოგრაფიული კირქვები, რომლებიც ზოგიერთ ჭრილში კაუის დიდი ზომის კონკრეციებს შეიცავს; წყების ზედა ჰორიზონტებში მოპოვებული ფაუნის განსაზღვრის საფუძველზე შემცველი წყება კამპან-მაასტრიხტულად დათარიღდა. თეთრიწყაროს წყების სიმაღლურე 100-500 მ-ის ფარგლებში იცვლება.

1.3 ბოლნისის მადნიანი რაიონის ძირითადი მადანგამოვლინებები.

ბოლნისის რაიონის მადნიან ველში შედის: ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური, ოქრო-კვარციტული და ბარიტული ტიპის საბადოები და მადანგამოვლინებები. აღნიშნული მადანგამოვლინებები სივრცობრივად და გენეტიკურად ცარცული და პალეოგენური ასაკის ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებს უკავშირდება. შრომაში ძირითადი მადანგამოვლინებების აღწერა მოკლე მიმოხილვით ხასიათს ატარებს, რომელიც ი.ვაშაკიძის მონაცემებს ეყრდნობა (*ი.ვაშაკიძე 2002*) (იხ.სურ.3 ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური რუკა).

საყდრისის (**აბულმულკის**) საბადო დაბა კაზრეთის ჩრდილო-დასავლეთით მდებარეობს, მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე. მადანშემცველი ნალექები წარმოდგენილია მაშავერას წყების ქვედა და ზედა ქვეწყების ნალექებით; ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია მუავე ტურბიდიტული შრეებრივი ტუფების, ტუფოქვიშაქვების, ტუფოალევროლიტების და ტუფოარგილიტების მორიგეობით, ხოლო ზედა – კარბონატული პოლიმიქტური ქვიშაქვების და მერგელების დასტით, რომელშიაც ქვიშიანი და გრაველიტური კირქვების შუაშრეებიც გამოერევა.

დავით გარეჯის ოქრო-ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს მადნეულ ფოლადურის მადნიანი ველის დასავლეთ ნაწილში. საბადო სტრუქტურულად და გენეტიკურად სუბმერიდიანული, ჩრდილო-დასავლური და ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების რღვევების გადაკვეთის კვანძთან არის დაკავშირებული. მადანშემცველი ქანები წარმოდგენილია მაშავერას წყების ზედა ქვეწყების ძლიერ დისლოცირებული, მეტწილად დამსხვრეული ტუფოტურბიდიტული (ტუფოქვიშაქვები, ტუფოალევროლიტები, ტუფოარგილიტები) შრეებით (50-80მ) და გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყების იგნიმბრიტებით. ბურღილებისა და სამთო გამონამუშევრების მონაცემებით დავით გარეჯის საბადოზე დადგენილია კამპანური ასაკის ფუძე სუბვულკანური სხეულებისა და ეოცენური ასაკის მუავე სუბტუტე (ტრაქიტული) ექსტრუზივების არსებობაც. დავით გარეჯის საბადო წარმოდგენილია ვერცხლის შემცველი ბარიტული და ბარიტ-მარგანეციანი მადნებით ხოლო ოქროსშემცველი პილიმეტალური მადნები-სპილენძ-ტყვია-თუთიის და ტყვია-თუთიის მინერალური ტიპებით.

ქვემო ბოლნისის ბარიტ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს ბოლნისის რაიონული ცენტრის სამხრეთით; საბადოს გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს მაშავერისა და გასანდამის წყებების ვულკანოგენურ-დანალექი და ეფუზიური წარმონაქმნები.

საბადოს მადანმაკონტროლებელ სტრუქტურას წარმოადგენს სუბგანედური რღვევებით გართულებული მონოკლინი, რომელიც მაშავერის წყების ზედა ქვეწყების ნალექებით არის აგებული; საბადოზე გამოიყოფა სპილენძ-კოლჩედანური, ოქრო-პოლიმეტალური, ბარიტის (ვერცხლით) და ოქროსშემცველი კვარციტების ტიპის მადნები.

ბექთაქარის მადნიანი ველი მდებარეობს ბოლნისის ჩრდილო-დასავლეთით. მადნიანი ველის ფარგლებში ზედაცარცულ ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებში გამოყოფენ ტანძიის და გასანდამის წყებებს (*ღამბაშიძე 1979*). ბექთაქარის უბანზე ჰიდროთერმალურ მეტასომატოზს და მასთან დაკავშირებულ მადანწარმომშობ პროცესებს ადგილი ჰქონდა გვიან კამპანურში, რომელიც მიმდინარეობდა რიოდაციტური ვულკანიზმის აქტივობის თანადროულად. გამადნება მთლიანად გასანდამის წყების ქვედა ქვეწყებაშია მოქცეული. ბექთაქარის

მადნიანი ველის ფარგლებში დადგენილია უსულფიდო და სულფიდური ოქროს გამადნება (*ხმალადე 2013*).

მადნეულის მადნიანი ველი ძირითადად აგებულია ტურონულ-კონიაკური ასაკის მაშავერას წყების ანდეზიტური და რიოდაციტური შედგენილობის ლაპილურ-აგლომერატული წვრილნატეხოვანი ტუფებით, შრეებრივი ტუფოგრაველიტებით, ტუფოქვიშაქვებით და ტუფოარგილიტებით; მცირე გავრცელებით სარგებლობს სანტონური ასაკის რიოლითური იგნიმბრიტები, დაციტური ლავური ნაკადები და მათივე ლავოკლასთოლითები.

მადნეულის მადნიანი ველის ძირითად მადანმაკონტროლებელ სტრუქტურას წარმოადგენს ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულების ბრაქიანტიკლინური სტრუქტურა, რომელთანაც უშუალოდ არის დაკავშირებული დღეისათვის ექსპლოტირებადი მადნეულის ოქროსშემცველი ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო. მადნიანი ველის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფლანგზე გამოვლენილია მეორადი კვარციტების რამდენიმე გამოსავალი.

მადნეულის ოქროსშემცველი ბარიტ-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს მდ. მაშავერას ხეობის მარჯვენა ფერდზე, ქ. ბოლნისიდან 13 კმ-ის მოშორებით. ს.ვაშაკიძის მონაცემებით საბადო სივრცობრივად უკავშირდება ბრაქიანტიკლინურ სტრუქტურას, რომელიც გართულებულია სუბგანედური და სუბმერიდიანული მიმართულების რღვევებითა და რადიალურად განლაგებული ტექტონიკური ნაპრალების სისტემით. მათი ფორმირება როგორც ვარაუდობენ მოხდა გრანოლიორიტული ინტრუზიული “დიაპირის” შემოჭრის შედეგად. გამადნება განვითარებულია გრანოლიორიტული ინტრუზივის თავზე განლაგებულ მაშავერას წყების შუა დასტის ტუფებსა და ტუფიტებში; სპილენძ-კოლჩედანური მადნების შემცველი სხეულები ძირითადად განლაგებულია თხელშრეებრივი ტუფოალევეროლიტების დასტის ქვეშ, რომელიც დღეისათვის მხოლოდ კარიერის ზედა საფეხურებზეა შემორჩენილი და გაშიშვლებული.

მადნეულის ჩრდილო-დასავლეთით სპილენძ-კოლჩედანურ მადნებს ენაცვლება ბარიტ-პოლიმეტალური მადნები, რომლებიც მინერალური შედგენილობის მიხედვით იყოფიან (ქვემოდან ზევით): ქალკოპირიტ-სფალერიტ-გალენიტ-ბარიტ-გალენიტ-სფალერიტიან და ბარიტიან ზონებად. მადნეულის საბადოზე გამოიყოფა ოქროს-შემცველი სამი სამრეწველო ტიპის მადანი: სპილენძ-კოლჩედანური, ბარიტ-პოლიმეტალური და მეორადი კვარციტები.

წითელსოფლის ოქრო-სპილენძ-კოლჩედანური-საბადო მდებარეობს ბოლნისის სამხრეთ-აღმოსავლეთით; მადნიანი ველის ყველაზე მნიშვნელოვანი მადნიანი სხეულები და მადანგამოვლინებები სივრცობრივად და გენეტიკურად დაკავშირებულია მაშავერას წყების ეფუზიურ-პიროკლასტურ და ტუფოტურიბიტიულ წარმონაქმნებთან.

ჭაბურღილების მონაცემებით საბადოს აგებულებაში მონაწილეობას იღებს ძლიერ დისლოცირებული რიოდაციტური შედგენილობის ლაპილურ-აგლომერატული და წვრილნატეხოვანი ტუფები და შრეებრივი ტუფოქვიშაქვები, ტუფოალევეროლიტები და ტუფოარგილიტები (მაშავერას წყება), რომლებიც ხშირად გაკვეთილია სანტონური რიოლითების და ეოცენური ტრაქირიოლიტური დაიკებით. სუბჟულკანური სხეულები მეტწილად წარმოდგენილია კონიაკური ასაკის ანდეზიტური და ანდეზიტო-დაციტური შრეძარღვებით და განფენებით და სანტონური რიოლითური დაიკებით. მადანშემცველი ქანები ინტენსიურად არიან არგილიზებული და გაკვარცებული. წითელსოფლის ოქროსშემცველი სპილენძ-კოლჩედანური მადნები ძირითადად შტოკვერკულ-ძარღვაკულ და ჩანაწინწკლი მინერალიზაციის ტიპს მიეკუთნება.

ბალიჭის პოლიმეტალური მადანგამოვლინება მდებარეობს დაბა კაზრეთიდან დასავლეთით 7-8 კმ-ის მანძილზე. საბადოს არეალში ჭაბურღილებით გამოვლენილი მადნიანი სხეულები დაჯგუფებულია მადანმაკონტროლებელი რღვების გადაკვეთის კვანძში. მადნეული სხეულები მოქცეულია ჰიდროთერმულად შეცვლილ მაშავერის წყების რიოდაციტური შედგენილობის (ფოფხაძე 2012) ლაპილურ-აგლომერატულ და წვრილნატეხოვან ტუფებში; მადნისშემცველი ზონები ძირითადად წარმოდგენილია ჰიდროთერმული არგილიზიტებით და მეორადი კვარციტებით. მომიჯნავე ქანები კი – პროპილიტებით.

თავი II: ზოგადი ცნებები მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს შესახებ

2.1 შესავალი

მადნეულის ოქრო-სპილენძ პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს დაბა კაზრეთში (ბოლნისის რაიონი) თბილისიდან 80 კმ-ით დაშორებით (სურ.1); საბადოს ათვისება მე-20 საუკუნის 70-იანი წლებიდან დაიწყო და დღესაც გრძელდება.



სურ.1. მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს კარიერის პანორამა.

ბოლნისის მადნიანი რაიონი ართვინ-ბოლნისის ბელტის შემადგენელი ნაწილია, რომელიც მდებარეობს ალპურ-ჰიმალაური სარტყლის ცენტრალურ ნაწილში. მადნეულის ოქრო-სპილენძ პოლიმეტალური საბადო წარმოადგენს სომხით ყარაბაღის სტრუქტურულ-მეტალოგენური ზონის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილს, რომელიც საქართველოში ართვინ-ბოლნისის ბელტის სახელწოდებით არის ცნობილი.

მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადო ქართველ და უცხოელ გეოლოგთა მრავალი თაობის შესწავლის ინტერესს წარმოადგენდა და წარმოადგენს; მისი შესწავლილობის შესახებ არსებული მონაცემების ((რომელიც მოიცავს, როგორც საფონდო გეოლოგიურ მასალებს (*იხ.საფონდო მასალის ანგარიშების ნუსხა გვ. 102*), ისე არსებულ სამეცნიერო ლიტერატურას (*Гуչუшвили В., и др. 1984; Пруидзе М., и др. 1985; Рубинштейн М., и др. 1983; Цагарели А., и др.1965; Чабукиანი А., 1991 ; Гамკრელიძე П.,1965 ; Гиорგობიანი Т., и др.1988 ; Дзоценიძე Г.,1964 ; Адамия Ш., и др. 1960 ; Ткемალაძე М.,1982: Дუდაური О.,1961:*)), შეჯამებით შეიძლება დავასკვნათ, რომ წმინდა საწარმოო (საძიებო-დაზვერვითი, აგეგმვითი, მარაგების დადგენის და სხვ.) სამუშაოების გარდა, მადნეულის საბადოზე მთელი რიგი მკვლევარების მიერ ჩატარებულია ძალიან დეტალური სტრუქტურული, მადნების და შემცველი ქანების მინერალოგიურ-გეოქიმიური და სხვა სახის სამეცნიერო კვლევები. 1983 წლის მასალებიდან გამომდინარე, ჩატარებულია საბადოს (იმ დროისათვის არსებული) ყველა საფეხურის აღწერები, რაც ბოლნისის რაიონის იმდროინდელი გეოლოგიური პარტიის შენობაში დღესაც შემონახულია ჩანახატების სახით. ბოლო წლებში რ. მიგინეიშვილის მიერ შედგენილია სტრუქტურულ-ლითოლოგიური რუკაც (*რ.მიგინეიშვილი, 2007*), რომელიც მეტად ინფორმატულია და საბადოს დეტალურ აგეგმვას ეფუძნება. საფუძვლიანი კომპლექსური კვლევებია აგრეთვე ჩატარებული ა. მაღალაშვილის მიერ გასული საუკუნის 90-იან წლებში, რაც სამეცნიერო პუბლიკაციების გარდა ასახულია მის მიერ შედგენილ მადნეულის საბადოს სტრუქტურულ-ლითოლოგიურ რუკაზე. არსებობს უხვი მასალები სხვადასხვა პერიოდში ჩატარებული სხვა სპეციალიზირებული კვლევების შესახებაც. ამავე დროს, საბადოს შემცველი-ძირითადად ვულკანოგენურ დანალექი წყების შესწავლა, რაც პალეოგარემოს დეტალური რესტავრაციის საშუალებას იძლევა, უკანასკნელი დროის თანამედროვე ვულკანოლოგიის მიღწევების გათვალისწინებით არ ჩატარებულა. ამრიგად, აუცილებელი გახდა საბადოს დეტალურ შესწავლა მსოფლიოში ცნობილი მადნეული საბადოების მაგალითზე დაგროვილი გამოცდილების გათვალისწინებით, დაფუძნებული ვულკანური და სელიმენტური ფაციესების რეკონსტრუქციაზე. მსგავსი ხასიათისა და დეტალობის კვლევები საბადოზე ჯერ არ ყოფილა ჩატარებული. 7 წლის განმავლობაში მომდინარეობდა კვლევა და აღწერილი იქნა მადნეულის კარიერის ყველა შესაძლო ჰორიზონტები. კვლევა კომპლექსური ხასიათის იყო: პეტროგრაფიული, ლითოლოგიური, სტრატეგრაფიული, ვულკანოლოგიური, პეტროლოგიური და გეოქიმიური შესწავლის თვალსაზრისით, პროექტის წევრებთან ერთად (ნ.ფოფხაძე, თ. ბერიძე, ს. ხუციშვილი, ვ. გუგუშვილი, რ.მიგინეიშვილი და რ.მორიცი). 2 წლის განმავლობაში სამუშაოებში ჩაერთო ჟენევის უნივერსიტეტის მაგისტრატურის სტუდენტი და მისი კვლევები ჰიდროთერმული შეცვლის პროცესებსა და მადნების მინერალოგიაზე იყო დაფუძნებული.

მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებისა და მისი გენეზისთან დაკავშირებული საკითხების ახლებურად შესწავლასა და გააზრებაში მნიშვნელოვანი როლი

ითამაშა უნივერსიტეტთან თანამშრომლობამ ქართულ-შვეიცარიული „SCOPES“ პროექტის ფარგლებში (2007-2012წწ). სწორედ ამ პროექტმა მოგვცა საშუალება ჩაგვეტარებინა საბადოს შემცველი ქანების დეტალური ფაცივალური ანალიზი, გამოგვევლინა ქანთა სახესხვაობები და აღვედგინა მათი ნალექდაგროვების პირობები ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და ნაკადების თეორიაზე დაყრდნობით. მოგვეხდინა ზოგიერთი პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქციები და ჩაგვეტარებინა ლაბორატორიული და პალეონტოლოგიური კვლევებიც.

მადნეულის საბადოს კარიერის ფარგლებში და საერთოდ მინერალიზირებულ ვულკანურ პროვინციებში, რომლებიც ჰიდროთერმული პროცესებით მკვეთრად შეცვლილია, ძალიან ძნელია პირველადი ვულკანური ქანების პეტროგრაფიული შედგენილობის დადგენა; აქ გაიდევნება დამოკიდებულება მინერალიზაციას, ნალექდაგროვების გარემოსა და ვულკანურ პროდუქტს შორის, სადაც კიდევ უფრო მნიშვნელოვანი ხდება შეცვლილი ვულკანური ქანების ინტერპრეტაცია და მათი ნალექდაგროვების პირობების აღდგენა (*Allen R., 1988*). ვულკანოგენურ პროცესებთან დაკავშირებულ ვულკანოგენურ მასივური ტიპის, ჰიდროთერმალური, პორფირული თუ სხვა ტიპის საბადოების შესწავლისას ადრე ნაკლები ყურადღება ექცეოდა მის შემცველ ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექი წყებების პალეოვულკანოგენურ კვლევას ნალექდაგროვების გარემოს შესწავლის მიმართულებით (*Cas R., 1992*). მსგავსი მიდგომა მეტად აქტუალური გახდა ბოლო წლებში. ამ მიზნით კვლევები განხორციელდა იაპონიის (კუროკო), ავსტრალიის, შვედეთისა და ესპანეთის ცნობილი საბადოების შესწავლისას; სწორედ ამ ჭრილში ვეცადეთ მადნეულის საბადოს შესწავლას. მასთან ერთად მოხდა ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების გამოყოფა მსოფლიოში აპრობირებული მეთოდებით: ფიზიკურ ვულკანოლოგიის, ნაკადების თეორიისა და სელიმენტაციური აუზების ინტერპრეტაციებზე დაყრდნობით. საბადოს შემცველი ქანების ინტერპრეტაცია, მათთვის დამახასიათებელი სტრუქტურებისა და ტექსტურების დეტალური აღწერა საშუალებას გვაძლევს აღვადგინოთ საბადოს ნალექდაგროვების პირობები, რაც თავის მხრივ გასაღებია საბადოს გენეზისის, მისი ფორმირების გეოტექტონიკური ვითარებისა და რეჟიმის დადგენაში. მეტად მნიშვნელოვანი იქნება ამ კვლევების შედეგად მიღებული მასალების შეჯერება საბადოს სტრუქტურული და მადნეული მინერალების სპეციალისტების შედეგად მიღებულ შედეგებთან, რაც კარგი გასაღებია საბადოს ტიპისა და მისი გენეზისის

დასადგენად. აგრეთვე მნიშვნელოვანი იარაღია ახალი საბადოების ძიების თვალსაზრისით.

2.2 სხვადასხვა შეხედულებები და ინტერპრეტაციები მადნეულის საბადოს გენეზისის შესახებ

მადნეულის საბადოს გენეზისის საკითხთან დაკავშირებით არსებობს აზრთა სხვაობა;

ვ.გუგუშვილის კვლევების მონაცემებით მადნეულის საბადო პორფირული ტიპისაა და სიერცობრივად და გენეტურად კალდერულ სტრუქტურას უკავშირდება; მისი აზრით მადნეულის საბადოზე დაბალსულფიდურ გამადნებას აკონტროლებს კალდერული ჩაქცევები და ინტრუზიული წრიული სტრუქტურები. ვ.გუგუშვილის მიხედვით მადანწარმომშობი პროცესები უკავშირდება ვულკანოსტრუქტურების ფორმირების ამოზიდვის სტადიას და წინ უსწრებს იგნიმბრიტების ამოფრქვევას და კალდერულ ჩაქცევას (*Tyzyashvili B., u dr. 1988; Gugushvili V., 2004*).

რ.მიგინეიშვილი მადნეულის საბადოს ჰიბრიდულ, გარდამავალ, VMS-ეპითერმული ტიპის საბადოთა ჯგუფს აკუთვნებს (*Migineishvili R., 2002; 2005*); ავტორი საბადოს წარმოშობის მოდელში 6 ეტაპს გამოჰყოფს.

ბოლო დროის მონაცემებით, **სტეფანო ჯიალის** (ქენევის უნივერსიტეტი) მიერ მადნეულ საბადოზე ჩატარებული კომპლექსური ხასიათის კვლევის შედეგები და ინტერპრეტაციები ეყრდნობა ავტორის მიერ საბადოს მადნეული მინერალების მინერალოგიის შესწავლისა და შეცვლის პროცესების უახლეს კვლევებზე დაყრდნობით მიღებულ შედეგებს. ასევე ეყრდნობა სტაბილური იზოტოპების ანალიზს და მადანწარმომქმნელი ფლუიდების სულფიდაციის ხარისხს (*Gialli 2013*); ს.ჯიალოს აზრით მადნეულის საბადო არის წყალქვეშა გარდამავალი ჰიდროთერმული სისტემა მაგმური კომპონენტით (*Gialli 2013*).

1989 წელს **ა. მაღალაშვილის** მიერ მადნეულის საბადოზე პირველად აღმოჩენილი და შესწავლილი იყო სინგენეტური ჰიდროთერმულ-დანალექი პოლიმეტალური მადნის რამდენიმე სხეული და პირველად კავკასიაში აღმოჩენილი იქნა ჰიდროთერმული ფაუნა (*Mazalashvili, 1991; Little., Magalashvili., Banks., 2007*). მანვე, 1995 წელს გამოაქვეყნა საბადოს ახალი გენეტური მოდელი, რომლის თანახმად მადნეული განიხილება, როგორც VMS ტიპის საბადო, რომლის თანამედროვე იერი განაპირობა გამადნების შემდგომმა მძლავრმა კალდერულმა ჩაქცევამ (*მაღალაშვილი, 1995*). 2002-ში გამოქვეყნებულ ნაშრომში ა. მაღალაშვილმა გამოთქვა მოსაზრება მადნეულის საბადოს ჰიბრიდული ბუნების შესახებ, რაც გულისხმობს ძირითად VMS ოქრო-სპოლენი-პოლიმეტალურ გამადნებაზე კონტინენტურ ვულკანიზმთან დაკავშირებული, სუსტად გამოხატული „პორფირული“ ტიპის პროცესის ინტერფერენციას (*Magalashvili, 2002*), რომლის

ფოკუსი, არაბეთის ფილაქანის მოძრაობის შედეგად სამხრეთისაკენ არის წინაცვლებული (*Magalashvili, 2009*).

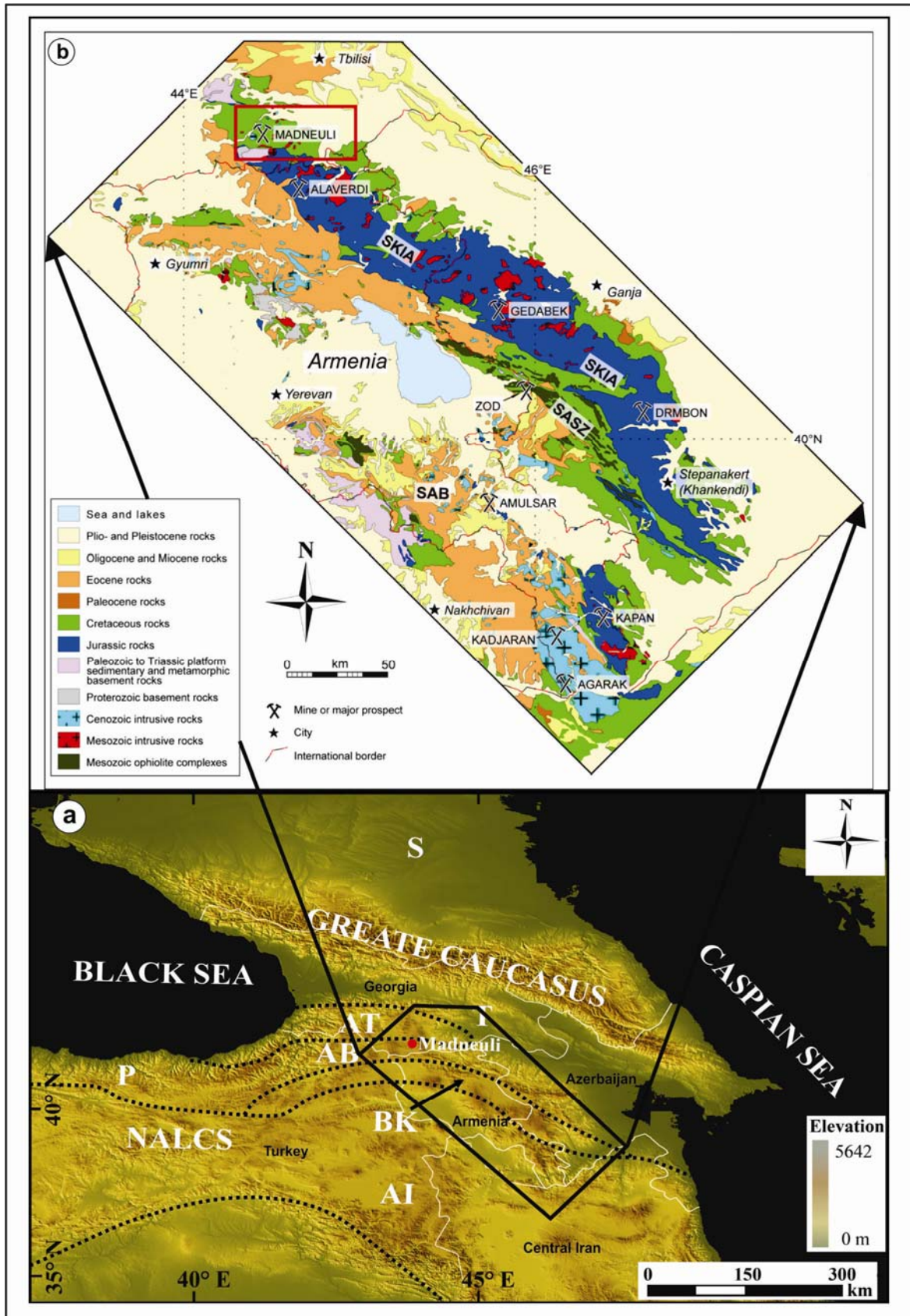
მკვლევართა უმრავლესობა მადნეულის საბადოს ფორმირებას გვიანცარცულ ვულკანიზმს უკავშირებს (*ნაზაროვი 1966; გოგიშვილი და სხვა 1976; ტყემალაძე 1982; ბახალდინი და თვალჭრელიძე 1963; მილანოვსკი და სხვა 1987; გუგუშვილი და ოშიაძე 1988; კეკელია და სხვა 1993*)

2.3 რეგიონალური გეოლოგია

მადნეულის პოლიმეტალური საბადო მდებარეობს სამხრეთ საქართველოში, ართვინ-ბოლნისის ზონაში. ართვინ-ბოლნისის ზონა მცირე კავკასიონს მიეკუთვნება. იგი მოიცავს კოლიზიამდელ და კოლიზიის შემდგომ ისტორიას, რაც დაკავშირებულია აფრიკა-არაბეთისა და ევრაზიის ფილაქანების კოლიზიასთან ოკეანე “ნეოტეთისის” დახურვის დროს (*Adamia et al., 2011; Sosson et al., 2010; Gugushvili et al., 2012*).

მცირე კავკასიონი მოიცავს 3 ძირითად ტექტონიკურ ზონას: (სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ): 1. სამხრეთ სომხეთის ბლოკი; 2. სევან-აკერის ოფიოლიტური ზონა და 3. ევრაზიის კიდე, რომელიც მოიცავს კაფანის ზონას, სომხით-ყარაბაღის კუნძულთა რკალს და ართვინ-ბოლნისისა და აჭარა-თრიალეთის ზონას (*Yilmaz et.al., 2000; Adamia et.al., 2011; Sosson et.al., 2010*) (სურ.2ბ).

ამრიგად, ართვინ-ბოლნისის ზონა წარმოადგენს მცირე კავკასიის გასწვრივ აქტიურ ცარცულ მაგმურ რკალს და სომხით-ყარაბაღის კუნძულთა რკალის ჩრდილო-აღმოსავლეთ დაბოლოებას (სურ.2ა), ხოლო ართვინ-ბოლნისის ბელტის ჩრდილოეთით მდებარე აჭარა-თრიალეთის ზონა მასთან ასოცირებულ სანტონ-კამპანურ რკალსუკანა აუზს წარმოადგენს (*Yilmaz et.al., 2000*).



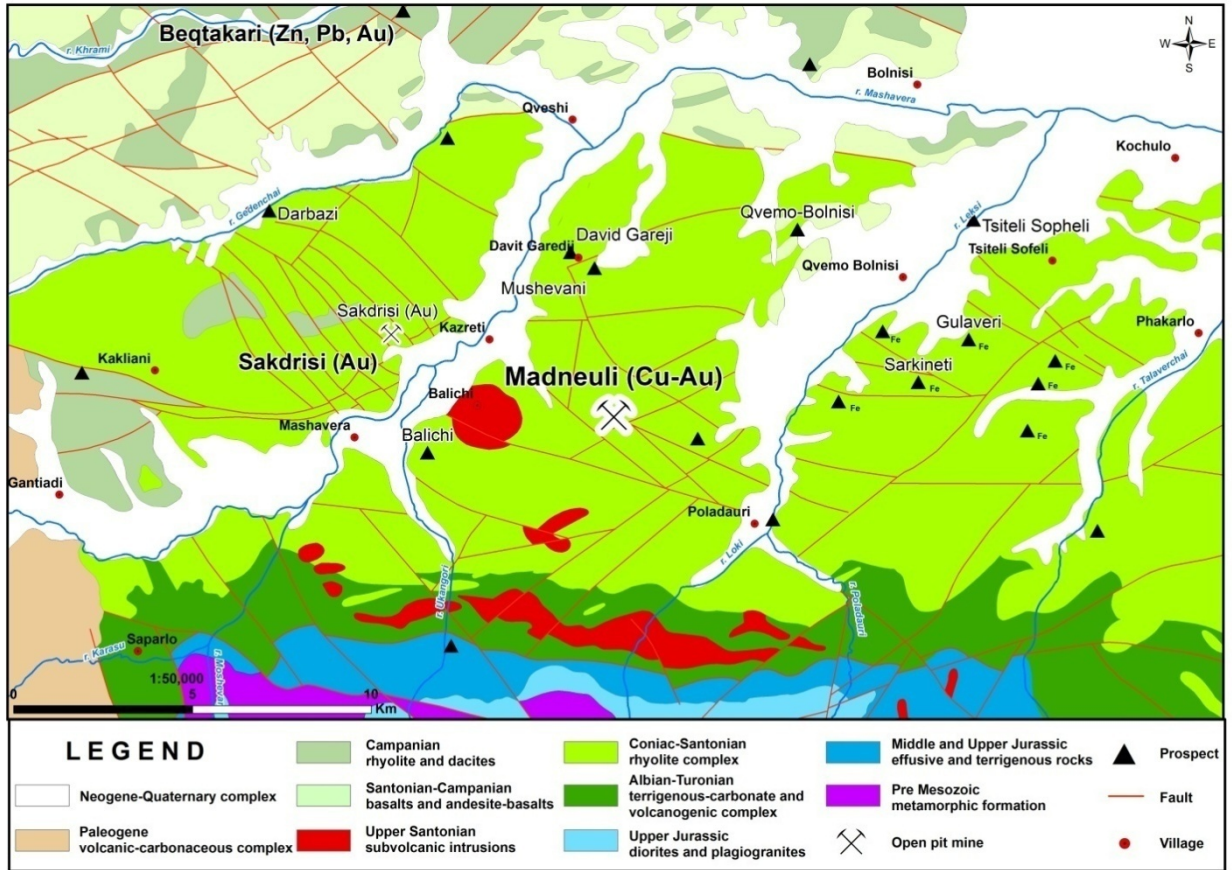
სურ.2. a) ბოლნისის მადნის რაიონის მდებარეობა მცირე კავკასიაში (ილმაზის მისეღვით მოდიფიცირებული (Yilmaz et.al., 2000)).

S – სკეითური ფილაქანი; GCS – კავკასიონის ნაკერი ზონა; T – ტრანსკავკასია; AT – აჭარა-თრიალეთის ზონა; AB – ართვინ-ბოლნისის ზონა; P – პონტიდები; BK – ბაიბურთ-ყარაბახის ერთეული; NALCS- ჩრდილი ანატოლია – მცირე კავკასიის ნაკერი ზონა; AI – ანატოლია-ირანის პლატფორმა;

b) მცირე კავკასიის გეოლოგიური რუკა; გამოყოფილია მეზოზოური და კაინოზოური ინტრუზიული ქანები, ოფიოლიტები, და ძირითადი საბადოები (*Mederer et al., 2013*).

SAB-ჩრდილო სომხეთის ბლოკი; SASZ-სევან-აკერის ზონა; SKIA-სომხით – ყარაბაღის კუნძულთა რკალი.

ართვინ-ბოლნისის ბელტი ხასიათდება ჰერცინული ფუნდამენტით, რომელიც შედგება კამბრიულისწინა და პალეოზოური გრანიტ-გნეისებისა და პლაგიოგრანიტებისაგან: (1) გვიან პროტეროზოული-ადრე პალეოზოური ფუნდამენტი, (2) ნეოპროტეროზოული-კამბრიული გრანიტული ფუნდამენტი, (3) შუა-გვიან კარბონული მიკროკლინიანი გრანიტების კომპლექსი და (4) გვიან პროტეროზოული-ადრე პალეოზოური ტექტონიკური მელანჟის ზონა (*Yilmaz A., et al., 2000; Adamia Sh., et al., 2011; Zakariadze G., et al., 2007*). იგი ბოლნისის რაიონის ფარგლებში ლოქისა და ხრამის მასივებზე შიშვლდება. მას აგრძელებს კარბონული ვულკანოგენურ-დანალექი წყება და იურული ვულკანური და დანალექი კომპლექსი, იგი აგებულია ტერიგენული, ვულკანოკლასტური და კირტუტე სერიის მაგმური ქანებით: ანდეზიტები, დაციტები, რიოლითები, ბაზალტები და ვულკანოკლასტური ქანები, რომლებიც გაკვეთილია გრანიტოიდებით (*Yilmaz A., et al., 2000*). ბოლნისის ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესის ფარგლებში აღინიშნება ცარცული, პალეოგენური, პლიოცენური და მეოთხეული ნალექების გამოსავლები (სურ.5). დომინირებს ზედაცარცული ვულკანური ქანები, რომლებიც წარმოდგენილია კირტუტე ბაზალტებით, ანდეზიტებით, დაციტებითა და რიოლითებით (3000-4000მ). ეს ვულკანური ქანები სანაპირო-ხმელეთის პირობებშია დალექილი (*Yilmaz et al., 2000; Adamia et al., 2011*). ცარცულ ვულკანურ-სედიმენტაციურ ნალექებში გამოყოფილია 3 ძირითადი ფორმაცია: 1. ალბურ-სენომანური, რომელიც არის ტერიგენულ- კარბონატული, 2. ტურონ-სანტონური წარმოდგენილი ვულკანოგენური ქანებით და 3. კამპან-მაასტრიხტული შედგება ძირითადად კარბონატული ქანებისაგან. ამ წყებას ზემოთ უთანხმოდ მოყვება მაასტრიხტ-პალეოცენის ტურბიდიტები (სურ.3). ქვედა ეოცენი წარმოდგენილია ტერიგენული კლასტური ქანებით. შუა ეოცენი უთანხმოდ ადევს ძველ ქანებს და მას თანხმობით მოყვება ზედა ეოცენის სანაპირო ფაციესის კლასტური ნალექები. ყველაზე ახალგაზრდა ქანები ამ რეგიონში მეოთხეული და ალუვიური დანალექი ქანებია (*Yilmaz et al., 2000; Adamia et al., 2011*).



სურ 3. ბოლნისის რაიონის გეოლოგიური რუკა (ი.ვაშაკიძე, ლუდუშაური, 2006; მოდიფიცირებულია ნ.ვოფხაძის მიერ, 2013წ).

2.4 დისკუსია მადნეულის საბადოს შემცველი წყების სტრატეგრაფიისა და ასაკის შესახებ

მადნეულის საბადოს შემცველი წყება აგებულია რიოდაციტური შედგენილობის ლავებით, პიროკლასტოლითებით და ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებით. წყების ასაკი ზედა ტურონულ – ქვედა სანტონურად არის დათარიღებული რ. ლამბაშიძისა და სხვათა მიხედვით და ცნობილია მაშავერას წყების სახელწოდებით (Гамბააიძე P., u ბპ., 1987; Apkhazava 1988). მაშავერას წყება აგრძელებს ქვედა ტურონულ დიდგვერდის წყებას და მას სტრატეგრაფიული თანხმობით ზემოთ მოყვება ზედა სანტონური ტანძის, გასანდამისა და შორშოლეთის წყებები (სურ.4). მაშავერას წყების ასაკთან დაკავშირებით არსებობს განსხვავებული მოსაზრებაც. ი. ვაშაკიძის მიხედვით წყების ასაკი ზედა ტურონ-კონიაკურად თარიღდება (Vashakidze 2002).

PERIOD	EPOCH	STAGE	AGE (Ma)	ROCK FORMATIONS (Bolnisi region) (Data of Gambashidze R., (1984) and Ankhazava M., (1988))	LITHOLOGY	DESCRIPTION	
CRETACEOUS	LATE	MAASTRICHTIAN	65.5	TETRITSKARO		Alteration of polymictic limestone and felsic fine- to medium-grained tuff	
		CAMPANIAN	70.6				
		SANTONIAN	Upper	83.5	SHORSHOLETI		-Alteration of basaltic and andesitic lava and pyroclastic rock with tuff and limestone -Rhyolitic and rhyodacitic ignimbrite. Bedded volcano-sedimentary, carbonate rocks (upper part)
			Lower		GASANDAMI		
		CONIACIAN	Lower	85.8	TANDZIA		-Lava and lava breccia of basalt and andesite-basalt, fine-grained tuff, sandstone and conglomerate (of the same composition) Ore-bearing unit at Madneuli Rhyolitic, dacitic and rhyodacitic, fine-grained tuff, siltstone, pyroclastic rock, pumice tuff and ignimbrite, association with explosive and eruptive breccia and lava of the same composition.
					MASHAVERA		
		TURONIAN	Upper	89.3	DIDGVERDI		Upper part: fine-grained tuff with fauna. Lower part: pumice tuff and ignimbrite of dacitic composition.
			Lower				
		CENOMANIAN		93.5	OPRETI		Rhyolitic tuff, carbonaceous sandstone and tuff, quartz sandstone and marl.
				99.6			

სურ 4. ბოლნისის რაიონის ზედაცარცული ნაღებების ლითოსტრატოგრაფიული სვეტი (Gambashidze P., 1984; Ankhazava M., 1988) (არსებული მონაცემები შეჯამებულია ნ. ფოფხაძის მიერ).

რ. მიგინეიშვილისა და თ. ღავთაძის მონაცემებით გამაღნების შემცველი წყებისა და შესაბამისად მადნეულის საბადოს ფორმირების ასაკი ნანოპლანქტონის მიხედვით კამპანურად დათარიღდა (Migineishvili., Gvartadze 2010).

მ. რუბინშტეინის, ვ. გუგუშვილის, გ. ბაგდასარიანის და სხვათა მიხედვით (Рубинштейн М., и др. 1983) მადნეულის საბადოს გამკვეთი ექსტრუზივის ასაკი K-Ar იზოტოპური მეთოდით კონიაკურ-სანტონურია (88 მლნ.წ)

ო. დუდაურისა და სხვათა მიერ (Дудаური О., и др. 1990) K-Ar იზოტოპური მეთოდით განსაზღვრული იქნა ასაკი მადნეულის საბადოს შემდეგი მინერალური ჯგუფებისათვის: კვარც-სერიციტის-78±3 მლნ.წ; კვარც-სერიციტ-ქლორიტის-78±3 მლნ.წ და სერიციტოლითის-85±3 მლნ.წ;

მაშავერას წყების ასაკთან დაკავშირებით ჩვენს მიერ მიღებული ახალი მონაცემები, ნაშრომის სპეციალურ თავში იქნება განხილული (თავი IV).

თავი III. მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ანალიზი

3.1 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ფაციალური ტიპების ზოგადი მიმოხილვა

მადნეულის საბადოზე გამოყოფილი ქანთა ფაციალური ტიპები ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექია. თითოეული ლითოფაციის გამოყოფა ეყრდნობოდა მათ შედგენილობას, ტექსტურულ და სტრუქტურულ ნიშნებს და ფაციალურად მათ სივრცობრივ გავრცელებას. თითოეული ლითოფაციის იდენტიფიკაციისა და მისი სრული დახასიათებისათვის მოხდა საბადოს თითქმის ყველა შესაძლო საფეხურის დეტალური აღწერა. დაკვირვებები ჩატარდა როგორც კარიერზე ასევე მოსაზღვრე ტერიტორიებზე ბოლნისის რაიონში, რამაც საშუალება მოგვცა ბევრი საინტერესო სელიმენტაციური და ვულკანური ტექსტურებისა და სტრუქტურების დაკვირვებისა. 12 ლითოფაცია გამოყოფილი მადნეულის კარიერზე, ზიგიერთი მათგანი კი პირველად იქნა ინტერპრეტირებული ავტორის მიერ, რომელთა კლასიფიკაცია, ზოგადი დახასიათება და ინტერპრეტაციები თავმოყრილია ცხრილში (ცხრილი 1).

ამრიგად, კვლევის დროს მოპოვებული მონაცემები შეჯამებულია და ისინი გაერთიანებულია 2 ძირითად ჯგუფში: სტრატეგრაფიულად ქვევით მდებარე – ვულკანოგენურ-დანალექი და ზედა – ვულკანური (იხ.ცხრილი 1). სწორედ ამ ვულკანოგენურ-დანალექ შრეებზე წყებასთან ასოცირდება საბადოზე არსებული გამადნებები.

ცხრილი 1.

ცხრილი 1. მადნეულის საბადოს ძირითადი ვულკანური და ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესები

ლითოფაცია	დახასიათება	ინტერპრეტაცია
ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების ჯგუფი		
შრეებრივი, გაკვარცხული ვულკანოგენურ-დანალექი რადიოლარებიანი ქანები.	სხვადასხვამარცვლოვანი, შეცვლილი დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები, ვულკანოგენური ქვიშაქვები და ტუფები დაცურების სიბრტყეებით; ტურბიდიტული ბუნების, რადიოლარებიანი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები.	ნაკადების ტრანსფორმაცია ტურბიდიტულ ნალექებში; ქვიშაქვები – ჩანელების მასიური ნაკადის დალექვის პროდუქტი; წყალქვეშა ნალექდაგროვების პირობები.
წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკვანი ტუფები და აკრეციული ლაპილუბიანი ტუფები ბიოტურბაციებით.	წვრილმარცვლოვანი ტუფები სხვადასხვა ზომისა და ფორმის ბუშტუკებით. ოვალური ფორმის, სხვადასხვა ზომის აკრეციული ლაპილუბი ზოგჯერ ამოვსებულია კვარცით; არშიიანი ლაპილუბი: რომლის ბირთვი უფრო მსხვილმარცვლოვანია და ირგვლივ უფრო წვრილმარცვლოვანი ფერფლითაა წარმოდგენილი.	მარჩხილვის ნალექები; ფრეატომაგმური ამოფრქვევის პროდუქტები.
წყლით დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები.	შიგნით ზოგიერთ დონეებზე ნაკადი სტრატეფიცირებულია და წვრილმარცვლოვანი ლამინაციის ნიშნებია; ნორ-	მარჩხ ზღვაში გადალექილი წყალქვეშა პიროკლასტური ნალექები. მაღალენერგეტი-

	<p>მალური ახარისხება; შედარებით სქელი შრეები.</p>	<p>კული ტურბიდიტული ნალექების ფერდობზე ტრანსპორტირება (Cas 1991).</p>
<p>პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექები</p>	<p>პემზის შემცველი ქანები; შედარებით დამორჩილებული რაოდენობითაა ლითონური ნატეხები და კრისტალები. არის სტრატეფიცირებული ინტერვალებიც; სუსტად დამუშავებული პემზის ნატეხები, ზოგან ბუშტუკოვანი.</p>	<p>პულსაციური პიროკლასტური ნაკადის ნალექები (Pittari A., et al., 2006).</p>
<p>პეპერიტები</p>	<p>ლავისა და არაკონსოლიდირებული რადიოლარიების შემცველი დანალექი ქანის კონტაქტი.</p>	<p>სველი სედიმენტისა და ლავის კონტაქტი ინტრუზივის ან ლავის გუმბათის კიდურა ნაწილში, შესაძლოა წყალქვეშა ნალექდაგროვების გარემოც.</p>
<p>ჰიალოკლასტიტები</p>	<p>რიოდაციტური ფრთის-ლაპტური ჰიალოკლასტიტების 2 სახესხვაობა. I – ჰიალოკლასტიტები ბალიშისმაგვარი ფორმებით და II – ჰიალოკლასტიტი მინისებრი არშიებით (Popkhadze n., et al., 2009; Popkhadze N., 2012; Popkhadze N., et al 2013). I – პემზიანი ჰიალოკლასტიტები; II-კლასიკური პერილიტური სტრუქტურა, პერლიტური ნაპრალებით; სფერულითები ძირითად მასაში წვრილმარცვლოვანი კვარცითა და მინდურის შპატითაა აგებული.</p>	<p>ლავის წყალთან კონტაქტისას მისი სწრაფი გაცივების, დასკდომისა და ფრაგმენტაციის შედეგი (Gibson H., et al., 1998).</p>

ვულკანური ფაციესების ჯგუფი

<p>ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლაეური ნაკადი</p>	<p>იგივე შედგენილობის ლავის ნაგორავები, ოვალური ფორმის კლასტები ფლუიდალურ ნაკადში; პორფირული სტრუქტურა პლაგიოკლასის, K-ის მინდურის შპატისა და კვარცის ფენოკრისტალებით. ძლიერი სილიფიკაცია ზოგჯერ ფლუიდალურ ტექსტურის გასწვრივ.</p>	<p>ვულკანური გუმბათის ან სილის კოჰერენტული ფაციესი.</p>
<p>სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები</p>	<p>სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები ტიპური კლასიკური პერლიტური ძირითადი მასით. სფერულითური სტრუქტურა ზოგჯერ ოვალური ფორმის კვარცის კრისტალებით ამოვსებული.</p>	<p>შესაძლოა ნალექდაგროვება ტალღისცემის ზოლის ქვემოთ. ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაცია (White M. et all1997)</p>
<p>რიოდაციტური ექსტრუზივი</p>	<p>მასიური; ზოგან პორფირული/მიკროპოკილიტური სტრუქტურა; ადგილებში პემზის შემცველი.</p>	<p>კოჰერენტული, საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი ექსტრუზივი.</p>
<p>არასტრატეფიცირებული რიოდაციტული ბრექჩიული ფაციესი.</p>	<p>მასიური, არასტრატეფიცირებული; ქანის ნატეხები ზოგი კარგად დამუშავებული, ზოგი კი დაუმუშავებელი და კუთხოვანი. ძლიერი სილიფიკაცია. მატროქსიც ზოგჯერ წვრილნატეხოვანი ბრექჩიით წარმოდგენილი.</p>	<p>აუტოკლასტური ბრექჩია. შესაძლოა წყალქვეშა ლავის ან გუმბათის გადაწვევის მასალით წარმოდგენილი.</p>

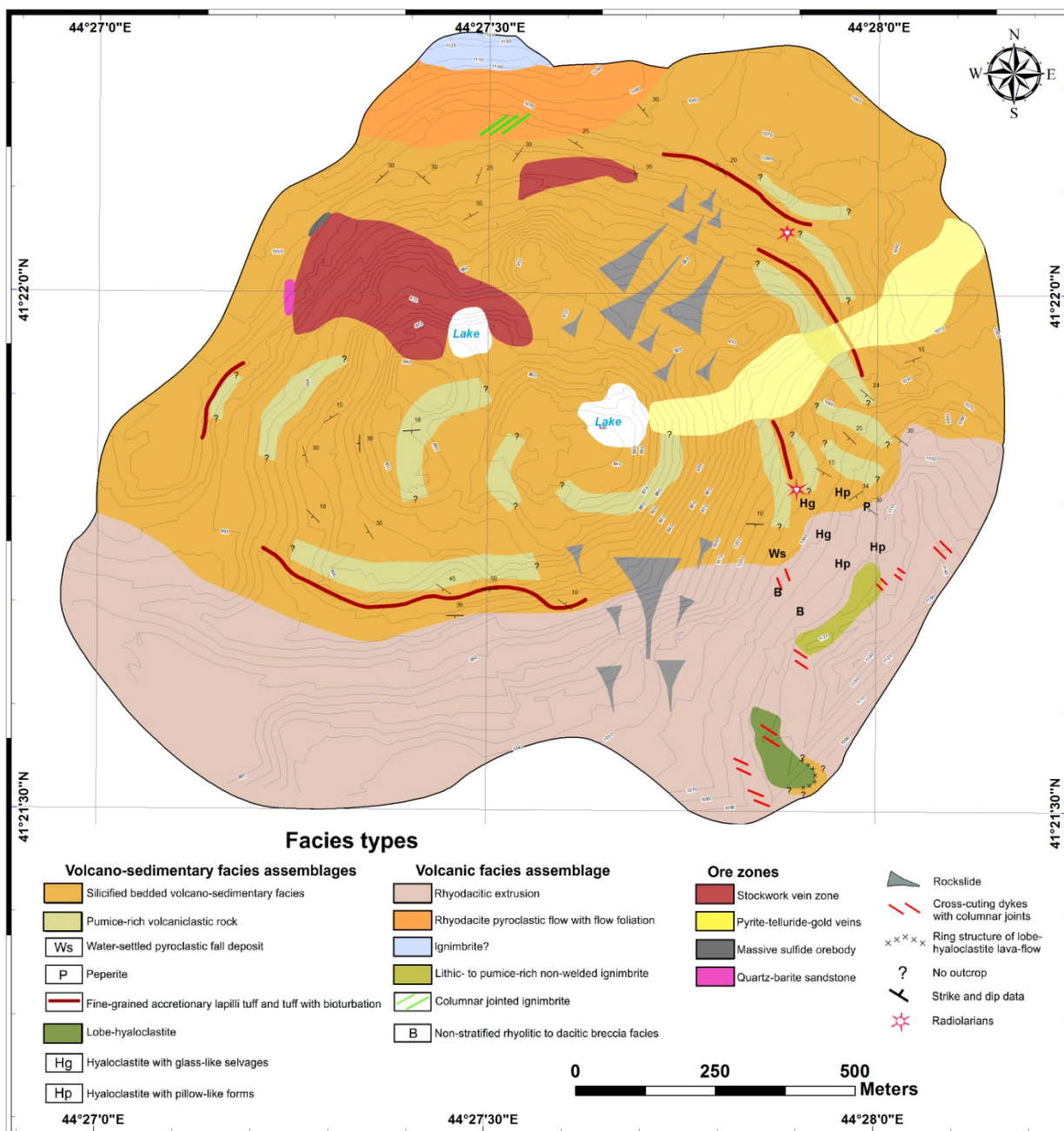
იგნიმბრიტები შემცხვარი იგნიმბრიტები, შეიცავს პიროკლასტური ნაკადის ლაპილებსა და კრისტალთა ნატეხებს ან პროდუქტი.

ლაპილებსა და მატრიქსს. კრისტალთა ფრაგმენტებია: პლაგიოკლაზი, ორთოკლაზი და კვარცი; ვულკანური მინის ფრაგმენტები ნამგლისებრი და წაგრძელებული ფორმებით. ლოკალურად სილიფიკაციის უბნები.

ლითიური ან პემზის სხვადასხვა ზომის ლითიური, პემზისა და პიროკლასტური პულს- ნატეხებით მდიდარი შე- კრისტალების ნატეხები; ადგილებში ციური ნალექები, რომლებ- უმცხვარი იგნიმბრიტები არგილიტების ნატეხებიც; ახარისხებები ბიც მძლავრი პიროკლას- ან ვულკანური ქვიშაქვა არ აღინიშნება.

ტური ნაკადიდან აკუმუ- ლირდება (Sohn Y., et al 2009).

საბადოზე აგეგმვითი სამუშაოების შედეგად და აგრეთვე დეტალური ფაციალური შესწავლისა და ინტერპრეტაციების შედეგად, ავტორის მიერ შედგენილია ფაციესების გავრცელების რუკა, რომელზეც დატანილია მადნიანი ზონის გამოსავლებიც ს. ჯიალის მონაცემების მიხედვით (Gialli S., 2013) (იხ. სურ.5).



სურ. 5 მადნეულის საბადოს ფაციალური რუკა (ბ. ფოფხაძე 2013). მადნიანი ზონის გამოსავლები ს. ჟიალის მიხედვით (Gialli, 2013).

სტრატეგრაფიულად ქვედა, შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ფაციესების გამოსავლები საკმაოდ მძლავრია მადნეულის კარიერზე, მათი ხილული სიმძლავრე 250-300 მ-საც აღწევს. სწორედ ამ წყებაშია ცნობილი შემდეგი ტიპის გამადნებები: შტოკვერკული ძარღვული ტიპის გამადნება დასავლეთ და ჩრდილო ფრთაზე და პირიტ-ტელურიტ-ოქროს ძარღვული ზონა აღმოსავლეთ ფრთაზე (სურ. 5). ძლიერ სილიფიცირებული (SiO₂-ით მდიდარი) დანალექი და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები მორიგეობენ სხვადასხვა ტიპის ტუფებთან. ძალიან წვრილმარცვლოვანი, ფერფლის ტუფები ასოცირდება ბუშტუკოვანი ტუფების პორიზონტთან (Lorenz V., 1974; Capaccioni B., et al.), რომელიც თავის მხრივ თითქმის ყველა პორიზონტზე შეიცავს აკრეციულ ლაპილებიან და ბიოტურბირებულ თხელშრეებრივი ტუფების

ან ძლიერ სილიფიცირებული არგილიტებისა და ალევროლიტების ჰორიზონტებს. აკრეციული ლაპილებიანი შრეები აღწერილია საბადოს ოთხივე ფრთაზე და შესაძლოა ის სამარკირო ჰორიზონტადაც ჩაითვალოს (იხ. სურ. 5. წითელი ფერით). აკრეციული ლაპილები არის ადგილზე წარმოშობილიც და გადარეცხილიც. ბუმტუკოვანი ტუფები ფუძის ტალღურის და ფერფლის ცვენის ნალექებთან ერთად ერთ ჭრილში შიშვლდება მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე (Popkhadze N., et al 2014). ეს მკვეთრად გამაგრებულია (გამყარებული) ვიდრე სხვა ქანები. ამ შრეებრივი ბუმტუკოვანი ტუფებისა და ფერფლის ტუფების ჰორიზონტში აღინიშნება საკმაოდ მძლავრი ბრექჩიული ჰორიზონტი და ის აღწერილია როგორც— არასტრატოფირებული რიოდაციტური ბრექჩიული ფაციესი. იგი შეიცავს წვრილმარცვლოვანი და ბუმტუკოვანი ტუფების ნატეხებს და ამ დასტაში კარგადაა რღვევებთან დაკავშირებული ნაპრალები განვითარებული და იდეალური დრესვის სიბრტყეებიც. პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ფაციესები წარმოადგენს როგორც გამადნების ფუძის, ასევე გამადნების სახურავის ფაციესს საბადოზე და საკმაოდ მძლავრია. გამადნების ფუძის ვულკანოკლასტური ფაციესი უფრო ძლიერ სილიფიცირებულია, შეცვლილია და მინერალიზაციას შეიცავს. ფლუიდები და ჰიდროთერმალური ხსნარები უფრო ადვილად აღწევენ პემზით მდიდარ ადგილებში და იწვევენ მის შეცვლას. ზოგჯერ პემზები იმდენად ძლიერაა შეცვლილი, რომ შეუძლებელი ხდება მისი პირველადი იერის დადგენა გაშიშვლებაში. სახურავის ფაციესი შედარებით ნაკლებად შეცვლილია თუმცა აქაც აღინიშნება მეორადი პროცესები. ის არ არის ძლიერ მინერალიზირებული, თუ არ გამოვრიცხავთ პირიტის მინერალიზაციას. სურ. 21 –ზე არის წარმოდგენილი საბადოს აღმოსავლეთ ფრთის ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის განზოგადოებული სტრატოგრაფიული სვეტი.

ამ კომპლექსის შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანები მორიგეობენ ძლიერ სილიფიცირებულ ვულკანოკლასტური არგილიტებისა და ალევროლიტების თხელშრეებრივ ქანებთან, ქვიშაქვებთან, მერგელებთან და ტურბიდიტულ ქანებთან. სწორედ ამ შრეებრივ კომპლექსშია აღწერილი პირველად მადნეულის საბადოზე ავტორის მიერ რადიოლარიები (იხ. სურ. 19 მომდევნო თავებში).

საინტერესო სედიმენტაციური ტექსტურებია აღწერილი მადნეულის საბადოზე ამ ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსში: ირიბშრეებრიობა, დაცურების სიბრტყეები, ჩაჯდომის ან დატვირთვის ტექსტურები, რიპელმარკები და გრავიტაციული დინების რიპელმარკები და ბიოტურბაციები. აქ დომინირებს ვულკანიკლასტური ტურბიდიტები კარგად გამოსატყლი ბოუმას Ta Tb Tc ინტერვალებით და წარმოადგენენ წვრილმარცვლოვანი მასალის ტურბიდიტული დინებებით დალექილ ტიპურ პროდუქტს (Cas R., et al 1992). რღვევები, ნაპრალების სისტემები და დაცურების სიბრტყეები კარგად დაიკვირვება ამ ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსში. აგრეთვე ზოგიერთ დონეებზე შემოჭრილია უსწორმასწოროდ სხვადასხვა სიმძლავრის პიროკლასტური ნაკადი. ის შეიცავს პემზასა და კრისტალებს. ზოგიერთ უბნებზე ის სტრატოფიცირებულია, როგორც პემზის მატარებელი ან კრისტალების შემცველი (ან ორივე ერთად) დონეები.

ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის ზოგიერთ დონეებზე აღწერილია ჰიალოკლასტიტების გამოსავლები. მადნეულის საბადოზე პირველად იქნა ჰიალოკლასტიტები აღწერილი. ავტორის მიერ ორი ტიპის ჰიალოკლასტიტებია დადგენილი: ჰიალოკლასტიტები მინისებრი არშიებით და ჰიალოკლასტიტები პილოუს მაგვარი ფორმებით (Popkhadze N., 2012).

ამ შრეებრივ კომპლექსში საბადოს დასავლეთ ფრთაზე აღინიშნება მინერალიზაციის სუბვერტიკალური შტოკვერკული ტიპი და შედგება პირიტის, ქალკოპირიტის და სფალერიტისაგან. აღინიშნება ენარგიტი მის ბირთვში. კვარცი და ბარიტი მთავარი ძარღვული მინერალებია. სტრატეგორმული, მასიური სულფიდური მადანი მდებარეობს მისი ღერძული ნაწილის თავზე. იგი ხასიათდება სფალერიტ-გალენიტ-ქალკოპირიტ-პირიტ-ტენანტიტ-ტეტრაჰიდრიტის მინერალური ასოციაციით (*Gialli S., 2013*). შეცვლის ზონა (არეალი), რომელიც გარს ერტყმის ამ მადნიან სხეულს შედგება ძლიერ სილიციფირებულ ბირთვისაგან, რომელიც ზემოთკენ თანდათან გადადის კვარც-სერიციტ-პირიტულ ზონაში და სულ გარეთა შეცვლის არეალი კი წარმოდგენილია კვარც-ქლორიტ-ჰემატიტის ზონით (*Gialli S., 2013*).

სუბვერტიკალური პირიტ-ქლორიტ-ჰემატიტის (ქალკოპირიტი) ოქროსშემცველი ძარღვი აღწერილია მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ამ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში, საიდანაც ძირითადად ხდება ოქროს მოპოვება. შეცვლის ზონა წარმოდგენილია შემდეგი მინერალური ასოციაციით: კვარც-ქლორიტ-პირიტი და უფრო ძარღვებთან არის ახლოს (*Gialli S., 2013*).

სტრატეგრაფიულად ზევით არის ვულკანური ფაციესების ჯგუფი, რომელიც შედგენილობით რიოდაციტურია. იგი მოიცავს შემდეგ ლითოფაციესებს: ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი, სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები, რიოდაციტური ექსტრუზივი, არასტრატეგიფირებული რიოდაციტური ბრექჩია, იგნიმბრიტები და პემზით/ლითიური მასალით მდიდარი პიროკლასტური ქანები (სურ. 5). საბადოს ჩრდილო ფრთაზე არის ფლუიდალური ზონალობის ლავისა და სვეტური განწვევების იგნიმბრიტების გამოსავლები. ლავის ნაკადი არის ძლიერ სილიციფირებული. ამ ფლუიდალურ ზონალობებს შორის აღინიშნება ფილოსილიკატი მდიდარი ადგილებიც. ეს ფლუიდალური ზონალობები უმეტესად ბრტყელი და პარალელურია და მათ შორის ხშირად არის მსგავსი კლასტური-ლითიური ნატეხები (*Allen R., 1988*). სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები ხასიათდებიან ვულკანური მინის კლასიკური სფერულიტური პერლიტური სტრუქტურით, რაც კარგი მტკიცებულებაა პირველადი ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციისა (*McPhie et al., 1993; White et al., 1997*). მასიური რიოდაციტური ექსტრუზივის გამოსავლები კარგად დაიკვირვება საბადოს სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფრთებზე. ზოგიერთ ადგილებში აღინიშნება პიროკლასტური ბუნება. ზოგან კი ცრუ პიროკლასტური ტექსტურით ხასიათდება, რაც შეცვლის პროცესების შედეგადაა განვითარებული. რიოდაციტური იგნიმბრიტები ამთავრებენ ჭრილს ზევით საბადოს ჩრდილო ფრთაზე. აღმოსავლეთ ფრთაზე კი კრისტალით თუ პემზით მდიდარი შეუმცხვარი იგნიმბრიტების ან ვულკანოკლასტური ქვიშაქვების გამოსავალია, რაც მომავალი კვლევის საგანს წარმოადგენს.

არსებული მონაცემებით, მადნეულის საბადოს ქვემოთ 800-900 მ სიღრმეზე ჭაბურღილებით არის დაფიქსირებული გრანოდიორიტ-პორფირული და დიორიტ-პორფირული შედგენილობის ინტრუზიული სხეული (*Migineishvili R., et al., 2010; Rubinshtein M., et al., 1983*).

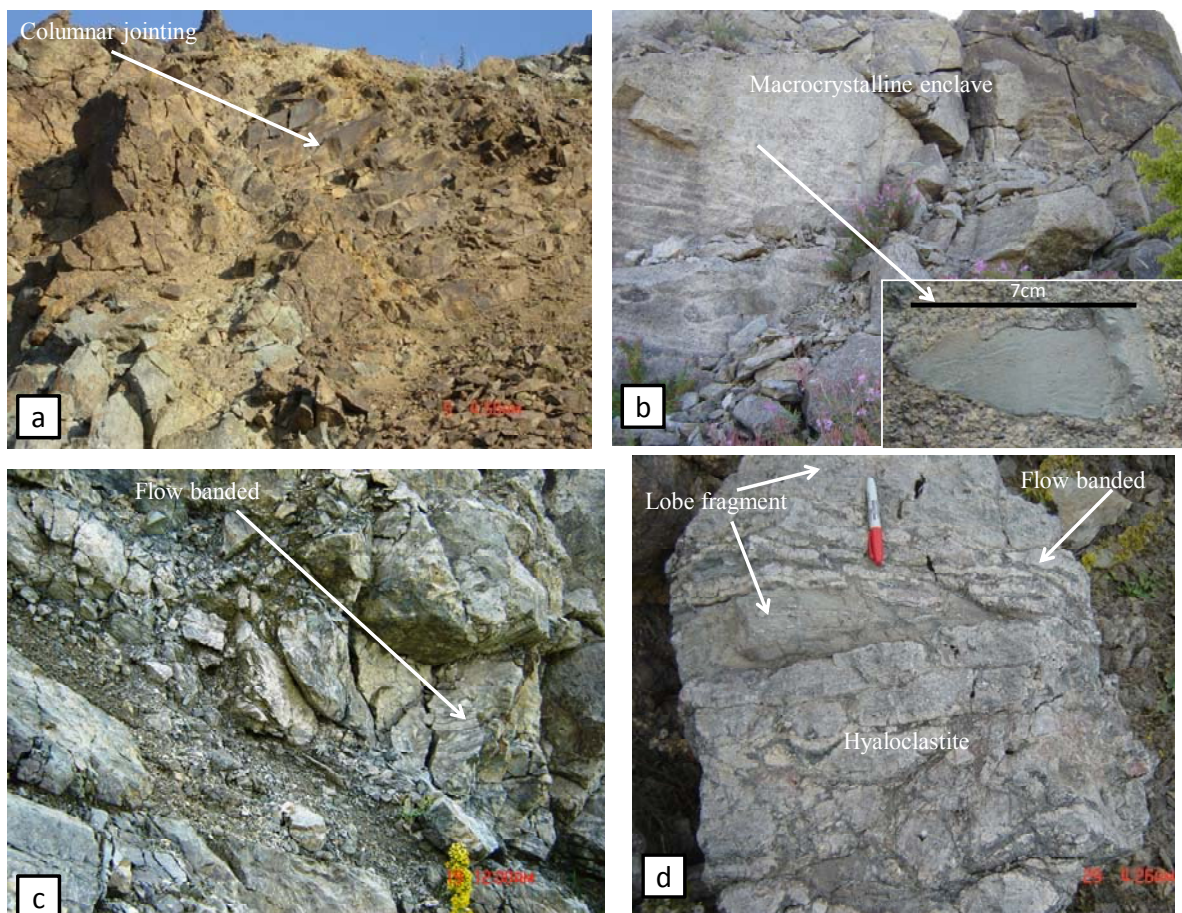
3.2 ჰიალოკლასტიტები

3.2.1. ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები (Lobe Hyaloclastite) მადნეულის საბადოზე (ზოგადი აღწერა)

ზედა ცარცული რიოდაციტური ჰიალოკლასტიტის ფაციალური ერთეული, რომელიც პირველად იქნა აღწერილი მადნეულის კარიერზე ავტორის მიერ, მადნეულის საბადოს შემცველ წყებას (მაშავერას წყება) ეკუთვნის. მადნეულის საბადოზე აღწერილი ჰიალოკლასტიტი თავის მხრივ არის ე.წ. ფრთის-ლაპოტური (Lobe hyaloclastite-ლაპოტური) ჰიალოკლასტიტი. იგი არის ნალექდაგროვების წყალქვეშა გარემოს უტყუარი მტკიცებულება, ვინაიდან ჰიალოკლასტიტი ლავის წყალთან ურთიერთქმედებისას წარმოიქმნება. ჰიალოკლასტიტი არის სწრაფი გაციების დროს, თერმული წნევის გავლენით მაგმის ფრაგმენტაციის შედეგი. ამ დროს ხდება მაგმის პერიფერიული ნაწილების სწრაფი გაციება-გაქვავება და დასკდომა, ამ პროცესს აღწერენ როგორც დასკდომა-ფრაგმენტაციას (Gibson H., et al., 1998).

ყველაზე კარგად ჰიალოკლასტიტების გამოსავლები წარმოდგენილია მადნეულის კარიერის აღმოსავლეთ ნაწილში. მათ ახასიათებთ ინტენსიური სილიფიკაცია-დევიტრიფიკაცია და გაქლორიტება. კარიერზე არსებული გაშიშვლებები საშუალებას გვაძლევს მოვახდინოთ ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის შემადგენელი ცალკეული სტრუქტურების/გამოსავლების ინტერპრეტაცია და აღწერა. ესენია: მასიური, კოჰერენტული ლავა, ბაკნისებრი ბრექჩია, ზონალობა ლავის კიდურა ნაწილში, ინდივიდუალური (ცალკეული, იზოლირებული) ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი და ბოლოს ჰიალოკლასტიტის 2 ტიპი: ჰიალოკლასტიტი მინისებრი არშიებით და ჰიალოკლასტიტები ბალიშისმაგვარი ფორმებით) (Popkhadze et al., 2012; Popkhadze et al., 2014) (Soriano C., et al., 2013; Soriano C., et al., 2012; Németh K., et al., 2008; Schmincke U., et al., 1997). ყველა არსებული ფორმების ინტერპრეტაციამ საშუალება მოგვცა მადნეულის საბადოზე რიოდაციტური გუმბათის სტრუქტურის და მისი ნალექდაგროვების პირობების აღდგენის. შიდა და ასევე იზოლირებული ლაპოტური ფორმები ერთად ქმნიან გუმბათისებრ ფორმას/სტრუქტურას. ზოგჯერ შესაძლებელია დაიკვიროს თანდათანობით გადასვლა კოჰერენტული ნაწილიდან ბრეკჩირებულისაკენ (ანუ ჰიალოკლასტიტებისაკენ). შეიძლება ითქვას, რომ მადნეულის საბადოზე კოჰერენტული ლავა გუმბათის აგებულებაში მნიშვნელოვანია (მოცულობის თვალსაზრისით მის 85%-ს შეადგენს) (Lexa J., et al., 2010; Allen R., et al., 1999; Stewart L., et al., 2003; Stewart L., et al., 2006; Scutter R., et al., 1998), მისი ჰორიზონტალური გავრცელება 1კმ-მდეა და დაახლოებით 100მ სიმაღლე, რომელიც ზოგიერთ ადგილში ხასიათდება კარგად განვითარებული სვეტისებური განწვევრებებით (სურ. 6ა). კოჰერენტული ლავა შეიცავს სხვადასხვა ზომის მომწვანო-მოყავისფრო ფერის მაკროკრისტალურ ჩანართებს. სურათი 6ბ წარმოადგენს ამის მაგალითს, სადაც ამ ჩანართის ზომაა 5-7სმ, ზოგჯერ კი აღინიშნება წერილმარცვლოვანი ტუფის 10-30 სმ სიგრძის ჩანართებიც. ბალიშისმაგვარი ფორმის ჰიალოკლასტიტის პერიფერიულ ნაწილში კარგად დაიკვირვება ნაკადის ზონალობა, რომელიც არის პეშხიანი ჰიალოკლასტიტის პერიფერიული ნაწილი (სურ. 6გ). მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის თითქმის სულ ზედა საფეხურზე არის ბაკნისებრი ბრექჩიის ფრაგმენტული გამოსავლები (სურ. 6დ). იგი არ არის ახარისხებული და ზოგან არეულშრეებრიობა ახასიათებს. შეიცავს ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების ფრაგმენტებს: მასიურსა და ზოლებრივს ლავის პერიფერიული ნაწილიდან

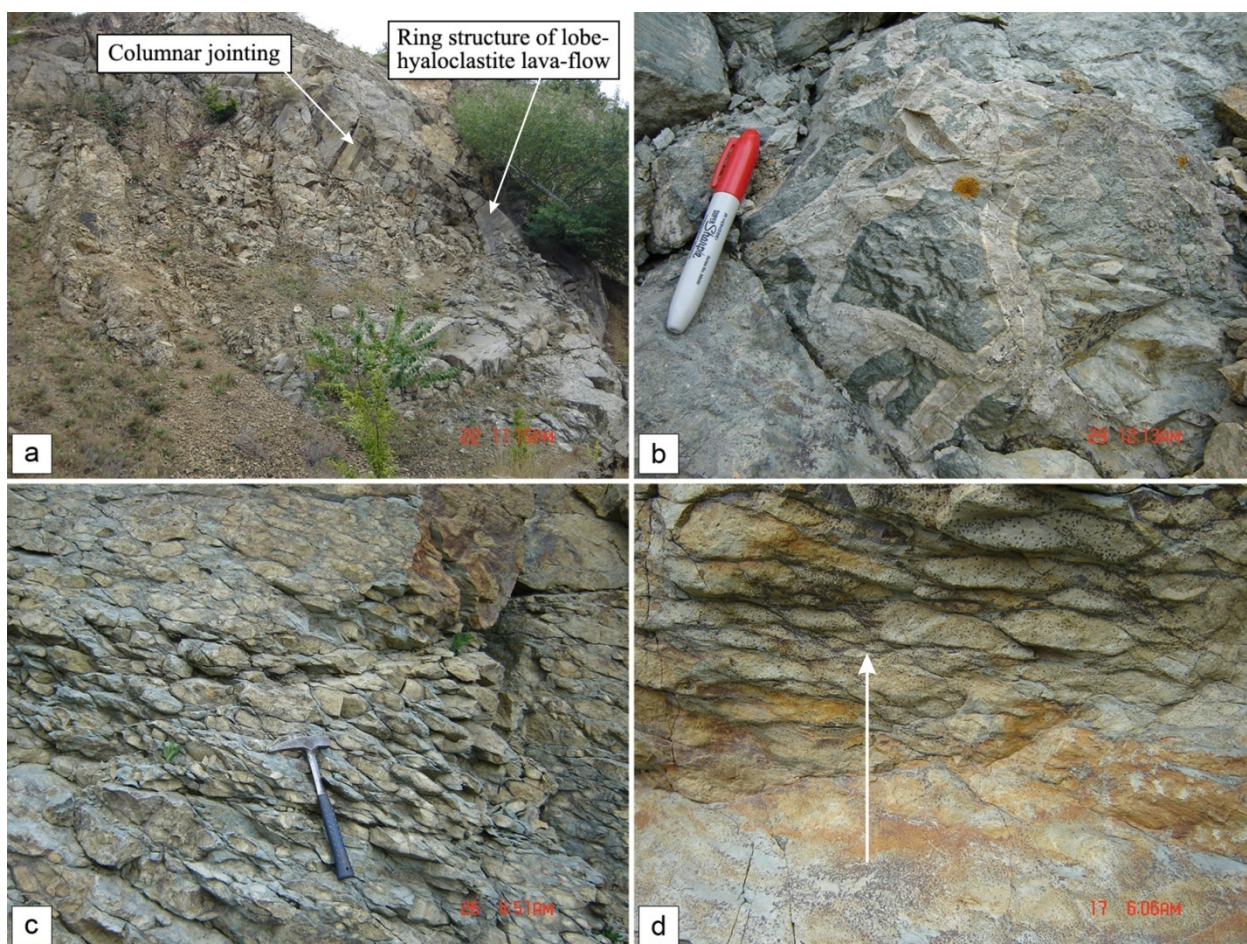
რომლებიც ისევ ჰიალოკლასტიტებითაა შეცემენტებული (Gibson H., et al., 1998). ე.წ. ბაკნისებრი ბრექჩიის ქაოტური ხასიათი, მისი ლოკალური გავრცელება ნაკადის ზედა ნაწილში, შრეებრიობის, ახარისხების და დამსხვრეული კრისტალების არარსებობა მიუთითებს ავტობრექჩიაციის პროცესებზე ანუ მის ადგილზე წარმოშობაზე (Gibson H., et al., 1998).



სურ.6 ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები მადნეულის საბადოდან: ა – სვეტური განწვევრებები ფრთის – ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების კოჰერენტული ნაწილიდან, ბ – მაკროკრისტალური ჩანართის მაგალითი კოჰერენტულ რიოდაციტურ ფაციესში, გ – ლაგური ნაკადის ზონალობა ბალიშისმაგვარი ფორმების ჰიალოკლასტიტების პერიფერიულ ნაწილში, დ - ბაკნისებრი ბრექჩია მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ზედა ნაწილიდან.

3.2.2. მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი (hyaloclastite with glass-like selvages)

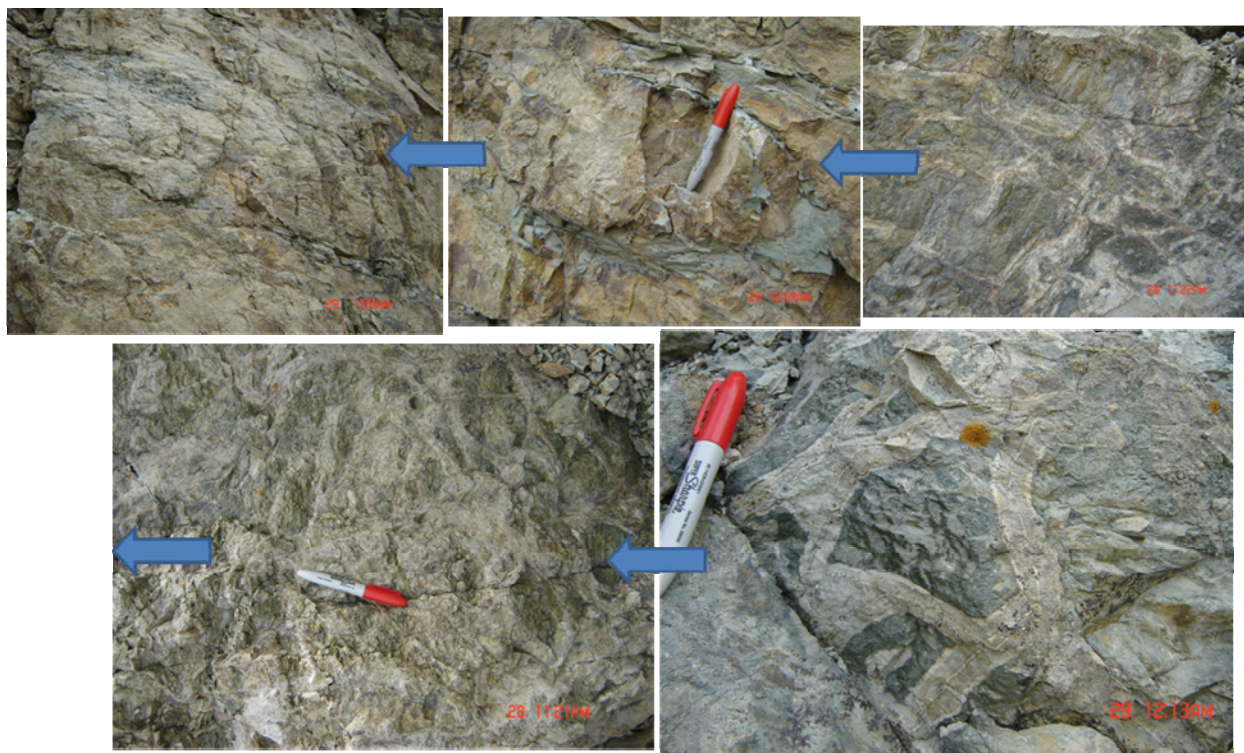
გიბსონმა აღწერა ინდივიდუალური ფრთის ჰიალოკლასტიტები თვით ამ ფრთის ჰიალოკლასტიტების კომპლექსში, რომლებიც ხასიათდებიან მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტებით მის პერიფერიულ ნაწილში (Gibson H., et al., 1998). საბადოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში კარგად გამოიკვეთება ამ ინდივიდუალური ფრთის-ლაპორტური ჰიალოკლასტიტის რკალური ფორმა პერიფერიულ ნაწილში, რომელიც შიგნით სვეტური განწვევებით ხასიათდება (სურ. 7ა). მისი გავრცელების დიამეტრია 13-15მ-ი. მას არ ახასიათებს მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტების ფორმები პერიფერიულ ნაწილში, მაგრამ პეტროგრაფიული დაკვირვებების შედეგად მათი შედგენილობა ერთი და იგივეა. ამ ტიპის ჰიალოკლასტიტებისათვის სწორედ ჰიალოკლასტიტური ფორმების არარსებობა მის პერიფერიულ ნაწილებში არის მთავარი მტკიცებულება იმისა, რომ ისინი წარმოადგენენ შიდა, ინდივიდუალურ (იზოლირებულ) ფრთის ჰიალოკლასტიტს (Gibson H., et al., 1998). მინისებრი არშიებიანი ჰიალოკლასტიტი ერთ-ერთი მთავარი დამახასიათებელი ფორმაა ზოგადად ჰიალოკლასტიტებისათვის (სურ. 7ბ).



სურ.7 ჰიალოკლასტიტების გამოსავლების წარმომადგენლობითი მაგალითები მადნეულის კარიერზე: a. ფრთის – ლაპორტური ჰიალოკლასტიტური ნაკადის

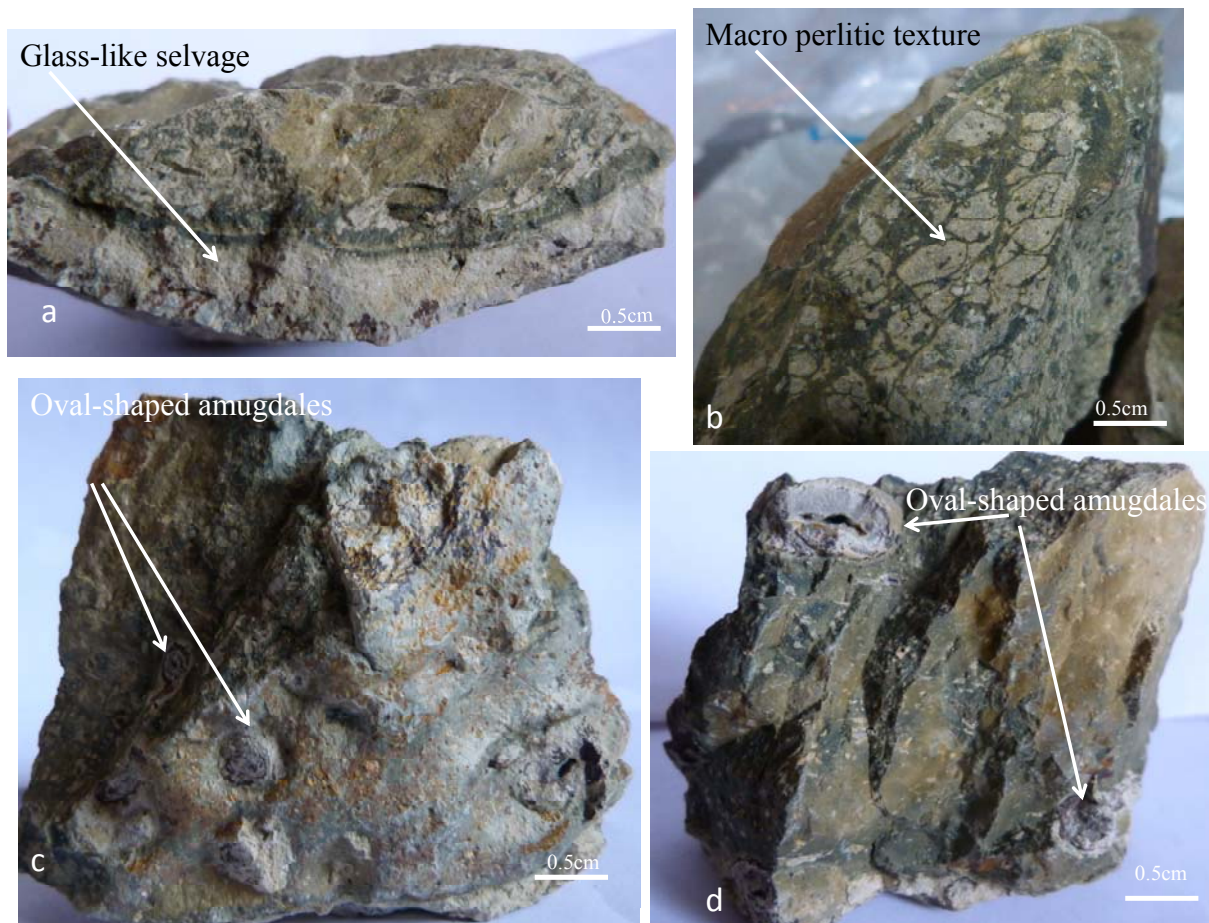
რკალისებრი კიდე, რომლის შიგნითა ნაწილი სვეტური განწვევრებით ხასიათდება, ხ. მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტი-ფსევდო ბრექჩია, მოთეთრო და მონაცრისფრო-მომწვანო ნაწილებით, ც. ბალიშისებრი ფორმები ჰიალოკლასტიტებში, დ. ჰიალოკლასტიტის გარდამავალი ზონა მასიურიდან ბალიშებიან ნაწილში.

მდნეულის საბადოზე რიოდაციტული ლავის ნაკადის წყალთან მოქმედებისას ხდებოდა მისი პერიფერიული ნაწილის უფრო სწრაფად გაციება და გაქვავება, რის შედეგადაც წარმოიქმნებოდა დასკდომის ნაპრალები. ცხადია, რომ ნაკადის კიდურა ნაწილებში გაციება მოხდა უფრო სწრაფად ვიდრე ლავის შიგნით. გაციებისა და ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციის დროს ამ მინისებრ ლავაში იყო კარგი შეღწევადობა, რის შედეგადაც აქ შეცვლები გამოიწვია მეორადმა პროცესებმა და წყალთან ერთად შეაღწია ჰიდროთერმულმა ხსნარებმაც (Allen R., 1988). ამრიგად, ჰიდროთერმულ ხსნარებს ჰქონდათ კარგი მოძრაობისა და შეღწევადობის შესაძლებლობა წარმოქმნილ დასკდომის ნაპრალებში. ეს კი ქანს აძლევს შეცვლის შედეგად განვითარებულ სხვადასხვა ფერებს, რაც მეტი ინტენსივობით წარმოიქმნება ნაპრალებთან ახლოს და მის გასწვრივ. ზოგჯერ ეს შეცვლის პროცესები მიუყვება ამ ნაპრალებს და არშიისმაგვარ ფორმებს ღებულობს (სურ.7ბ), რასაც მინისებრ არშიებს ვეძახით. იმ შემთხვევაში თუ მას უფრო ფართო გავრცელება აქვს, ქმნის ლაქისმაგვარ ფორმებსაც და ქანს ბრექჩიულ იერს აძლევს (Allen R., 1988). სურ. 8-ზე კარგად ჩანს თუ როგორი ინტენსიურია დასკდომა მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტებში პერიფერიულ ნაწილში და როგორ მცირდება მისი ინტენსივობა კოჰერენტული ნაწილისაკენ



სურ. 8 მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტის წარმოქმნის ეტაპები: ძალიან ინტენსიური დასკდომა-დანაპრაღიანება პერიფერიებში და ჰიალოკლასტიტებისთვის დამახასიათებელ მინისებრი არშიების ჩამოყალიბება. ისრების გასწვრივ კარგად ჩანს ინტენსიურობის თანდათანობითი შემცირება მისი კოჰერენტული ნაწილისკენ.

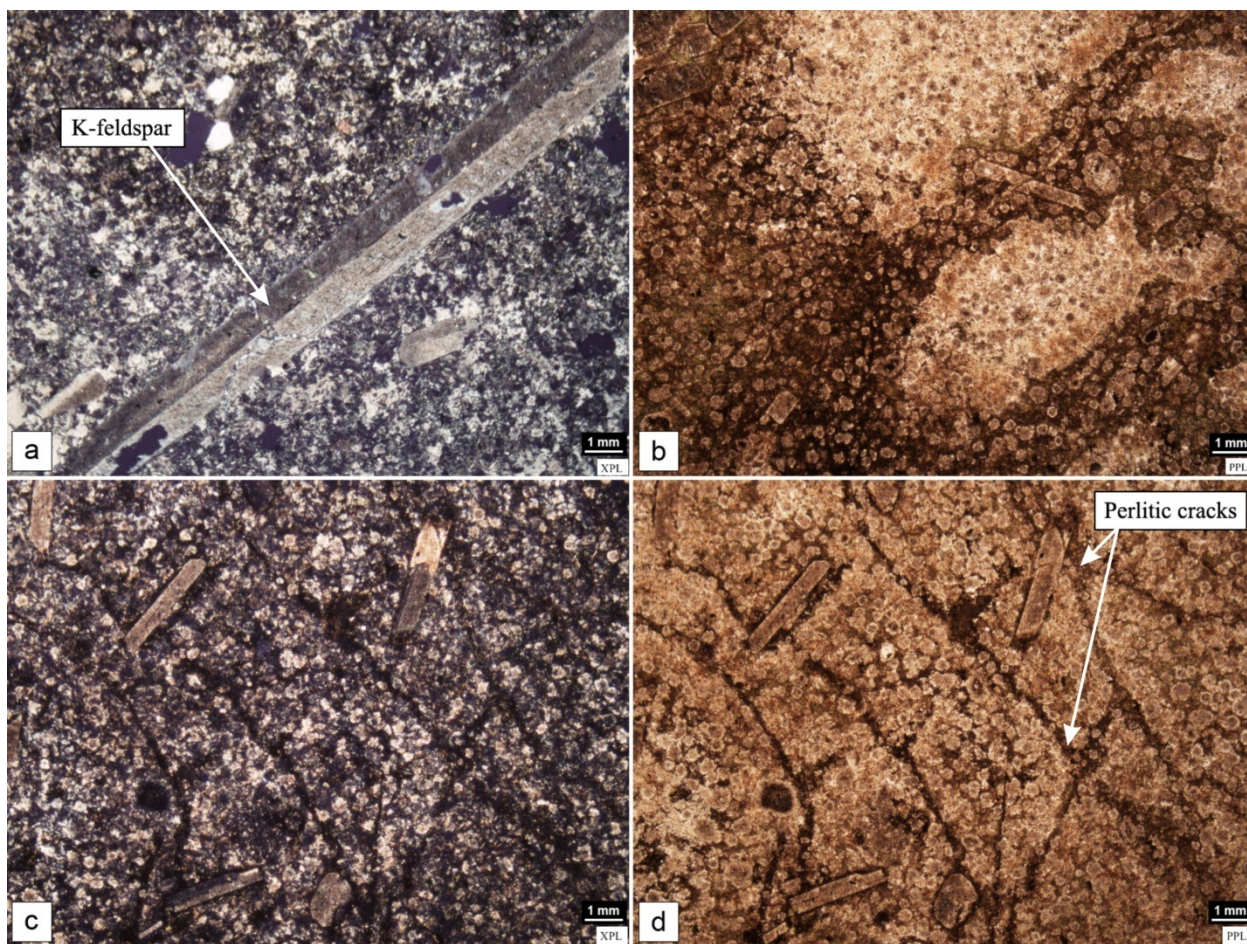
მსგავსი ტიპის ფრთის-ლაპოტური რიოლითური ჰიალოკლასტიტების ნაკადები აღწერილია კანადასა (*Furnes H., et al., 1980*) და ნორანდაში (*Setterfield T., et al., 1995*). ასევე წყალქვეშა გუმბათთან ასოცირებული ჰიალოკლასტიტების მაგალითებია: პონზას წყალქვეშა რიოლითური გუმბათი იტალიაში (*Scutter R., et al., 1998*); ადრე დეკონური გუმბათი ურალში (*Bull F., et al., 2006*); კამბრიული მაუნტ რიდის ვულკანიტები ავსტრალიაში (*Gifkins C., et al., 2002*) და ვულკანური ცენტრი ავსტრალიაში, რომელიც ასოცირდება სილიციურ ინტრუზივთან (*Doyle M., et al., 2000*). ამრიგად, ჰიალოკლასტიტები განიცდიან ძლიერ სილიციფიკაციას, დევიტრიფიკაციას და გაქლორიტებას. ზოგჯერ ისინი ქმნიან ბრეჩიული ნაკადის მცდარ (მოხვენებით) შთაბეჭდილებას, სადაც მონაცრისფრო-მომწვანო ქანთა ნატეხები შემოფარგლულია მოთეთრო არშიებით. სინამდვილეში ეს ყალბი ბრეჩიული ტექსტურა არის, რომელიც შეცვლისა და გამოფიტვის შედეგად ჩამოყალიბდა. ეს მოთეთრო არშიები ნაკადში 0.5-3 სმ სიგანისაა და გამჭვირვალე შლიფში აქვს იგივე სტრუქტურა რაც მონაცრისფრო-მოცისფრო „გულებს“ (სურ. 9a). განსხვავება იმაშია, რომ მოთეთრო ნაწილი უფრო მინისებრია და ნაკლები რაოდენობით შეიცავს ფენოკრისტალებს ვიდრე მომწვანო. ჰიალოკლასტიტების ეს ტიპი ხასიათდება პერლიტური ტექსტურებით, რომლის გარჩევაც ხშირად შეიძლება ლუპით ან გამჭვირვალე შლიფში. გამონაკლის შემთხვევაში მაკროპერლიტური ტექსტურა მადნეულის საბადოს შემთხვევაში შეუიარაღებელი თვალითაც ადვილად შესამჩნევია (სურ. 9b). ჰიალოკლასტიტის ეს ტიპი შეიცავს მომრგვალებული და ოვალური ფორმის ნუშურებს, რომელიც ამოვსებულია კვარც-ქლორიტული ან თიხური მასით (სურ. 9c,d).



სურ. 9 ჰიალოკლასტიტების გამოსავლების წარმომადგენლობითი ქვიური ნიმუშები მადნეულის კარიერიდან: ა. მინისებრი არშიების მქონე ჰიალოკლასტიტებში მოთეთრო “არშიები”, ბ – კლასიკური მაკრო პერლიტური ტექსტურა მონატეხზე, გ,დ – მომრგვალებული და ოვალური ფორმის ნუშურები ჰიალოკლასტიტებში.

პეტროგრაფიული აღწერა

ჰიალოკლასტიტი შეიცავს 30% და ნაკლები რაოდენობის ფენოკრისტალებს. ძირითადი მასა შედგება დევიტრიფიცირებული ვულკანური მინისაგან მოზაიკური სტრუქტურით, კალიუმის მინდვრის შპატის რადიალური კრისტალებითა და კვარცის სფეროლითებით და წაგრძელებული ფორმის სანიდინის კრისტალებით (სურ. 10a). სფეროლითებს შორის სივრცე ამოვსებულია პლაგიოკლასის მიკროლითებით და ქმნის შთაბეჭდილებას, თითქოს ისინი შემოზრდილია სფეროლითების გარშემო (სურ. 10b). პორფირული გამონაყოფები შედგება კვარცის, პლაგიოკლასის და კალიშპატის სხვადასხვა ზომის კრისტალებისაგან. ზოგ ადგილას ისინი ქმნიან გლომეროპორფირულ სტრუქტურას.



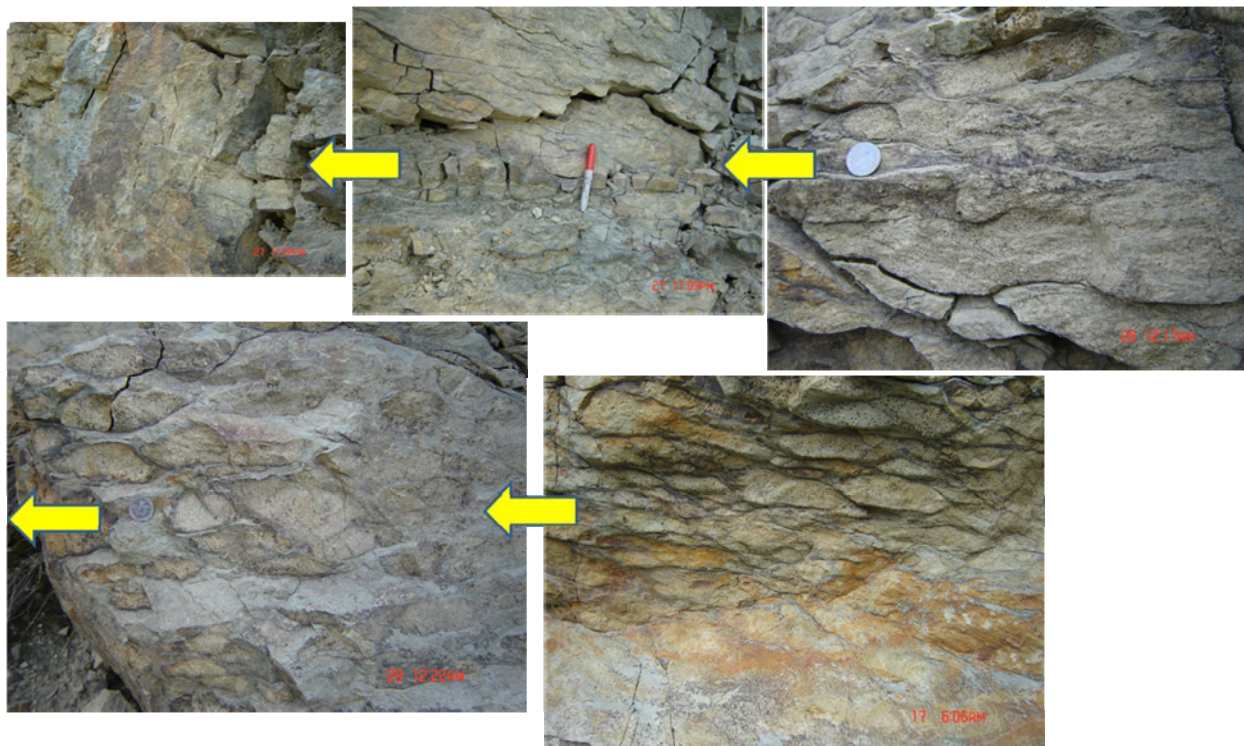
სურ. 10 პეტროგრაფიული დაკვირვებები მინისებრი ჰიალოკლასტიტის ტიპზე: a. კალიუმის მინდვრის შპატის წაგრძელებული ფენოკრისტალი (ჯვარედინი ნიკოლები), b. შეცვლის პროცესები: მოთეთრო და მონაცრისფრო-მოყავისფრო ფერებში (გამორთული ნიკოლები), c. პერლიტური ნაპრალები მინისებრ ძირითად მასაში (ჯვარედინი ნიკოლები) d. პერლიტური ნაპრალები გარს უვლიან კრისტალთა კიდეებს (გამორთული ნიკოლები).

კალიშპატის და პლაგიოკლზის კრისტალებში აღინიშნება სერიციტიზაცია. სფეროლითები წვრილმარცვლოვანი კვარციტთა და მინდვრის შპატითაა აგებული, რომლებიც მუავე ვულკანური მინის მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციის შედეგად წარმოიქმნა. მოზაიკურმა კვარც-მინდვრის შპატის თანადროულმა რეკრისტალიზაციამ შეიძლება დაარღვიოს ან შეცვალოს ამგვარი ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციული ტექსტურები (McPhie J., et al 1993). ძირითადი მასა შეიცავს პერლიტურ ნაპრალებს, რაც კარგად დაიკვირვება მიკროსკოპული აღწერებისას. პერლიტური ნაპრალები ვითარდება ვულკანური მინის ჰიდრატაციის შედეგად. ჰიალოკლასტიტს პერლიტური არშიებით აქვს კლასიკური პერლიტური ტექსტურა, სადაც ნაპრალები არის მკაფიოდ რკალისებრად გაწეილი და კონცენტრულად განლაგებული სფერული ბირთვების გარშემო (ნახაზი 10c,d). ჰიდრატაციას ადგილი აქვს მინის ჩანაცვლების შემდგომ და მისი შემდგომი გაციების პროცესის განმავლობაში, ან მისი სრული გაციებისას ზედაპირულ ტემპერატურამდე (McPhie J., et al 1993). შლიფში პერლიტური ნაპრალები ნაცვლად

კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალის გაკვეთისა, უბრალოდ გარს უვლიან კრისტალის კიდეებს (ნახაზი 10c,d). შეიძლება დავასკვნათ, რომ პირველ ეტაპზე მოხდა ვულკანური მინის დევიტრიფიკაცია, რასაც მოყვა პორფირული გამონაყოფების გამოკრისტალება და ბოლოს კი პერლიტური ნაპრალების ჩამოყალიბება.

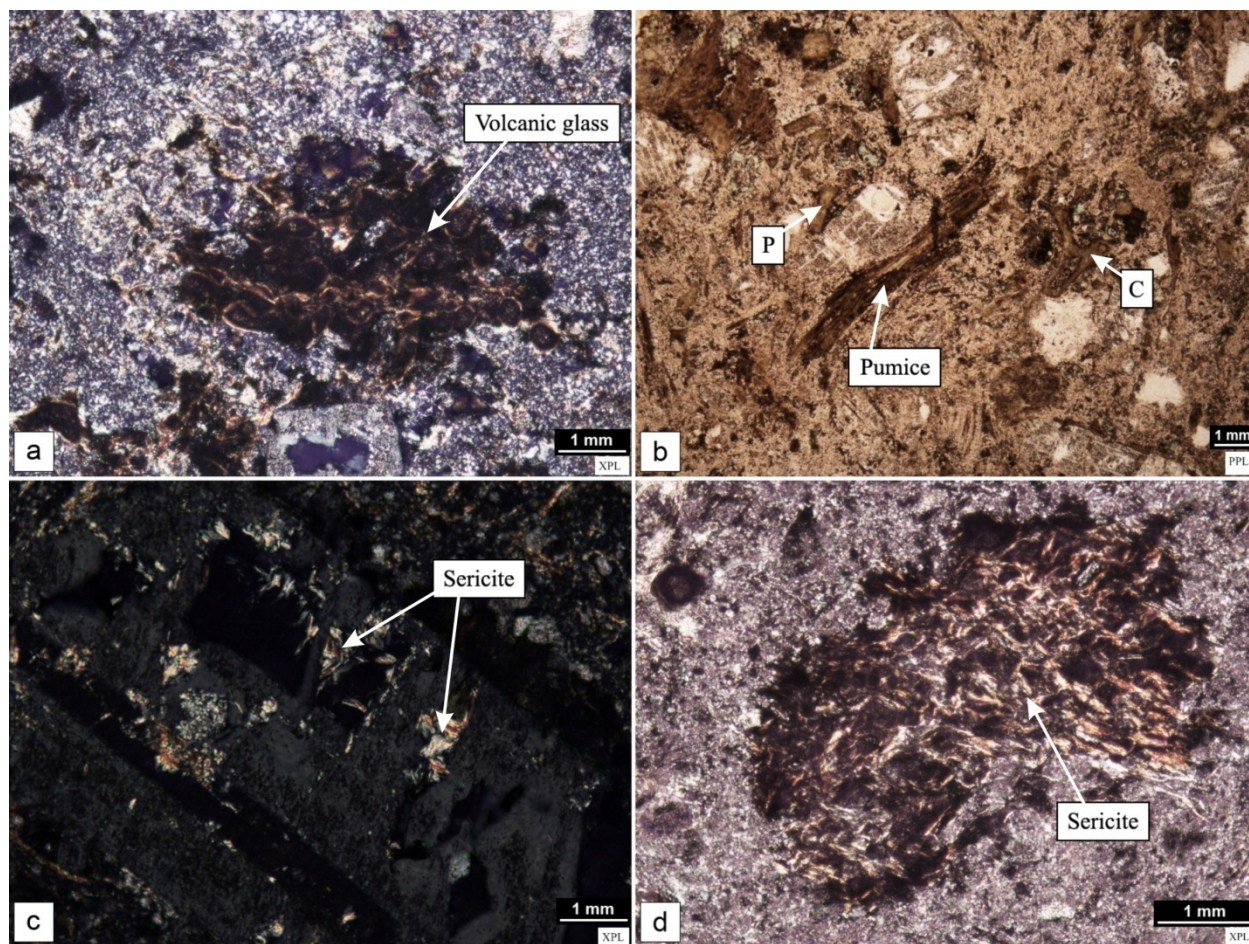
3.2.3. ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით (hyaloclastite with pillow-like forms).

ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმით წარმოდგენილია კარიერის აღმოსავლეთ ნაწილის სამ საფეხურზე და ბალიშებისმაგვარი ფორმების არსებობით ხასიათდება (სურ.7c,d). იმავე ჭრილში შეიმჩნევა გრადაციული, თანდათანობითი გადასვლა მასიური ლავიდან ბალიშისებრი ფორმების შემცველ ნაწილში (სურ.7d). უფრო მეტიც, ეს ბალიშისებრი ფორმების საწყისი ეტაპი წარმოდგენილია რიოდაციტური ლავური ნაკადის მასიურ ნაწილშიც და კარგად დაიკვირვება თუ როგორ ყალიბდება ბოლოს ბალიშის მაგვარი ფორმები. ბალიშების გარემომცველი მატრიქსი არის ლურჯი ფერის შეცვლილი ქანი და ასევე რიოდაციტური შედგენილობისა, როგორც ბალიშები. ლავის გაციებისას, როდესაც ხდება მისი ფრაგმენტაცია წყალთან ურთიერთქმედებისას, წარმოიქმნება ბზარები (წვრილი ნაპრალები), რომლებსაც ქაოტური გავრცელება აქვთ ქანში და შემდგომ ეტაპზე ისინი კვეთენ ერთმანეთს. მათი განვითარება უფრო ინტენსიურია ლავის პერიფერიულ ნაწილში და წარმოქმნის ბალიშისმაგვარ ფორმებს (სურ. 11). სურ.11-ზე კარგად ჩანს თუ როგორ მცირდება დასკდომის ინტენსიურობა პერიფერიული ნაწილიდან კოჰერენტული ნაწილისკენ.



სურ. 11 პილოუს მაგვარი ფორმის ჰიალოკლასტიტის წარმოქმნის ეტაპები: ძალიან ინტენსიური დასკდომა-დანაპრაღიანება პერიფერიებში და ჰიალოკლასტიტებისთვის დამახასიათებელ პილოუს მაგვარი ფორმების ჩამოყალიბება. ისრების გასწვრივ კარგად ჩანს ინტენსიურობის თანდათანობითი შემცირება მისი კოჰერენტული ნაწილისკენ.

ეს სახელი “ბალიში” პირობითია. მათი ფორმები არ არის კლასიკური ბალიშის ფორმები, ისინი ოდნავ წაგრძელებულია და გაწელილი ფორმა აქვთ, რაც წყლის სვეტის წნევისა ან ტექტონიკური დეფორმაციის შედეგია. ჰიდროთერმალური ხსნარები კი ადვილად აღწევენ ამ ნაპრაღებში და იწვევენ შესაბამისად შეცვლებს. მსგავსი ფორმის ჰიალოკლასტიტები დაიკვირვება საყდრისის საბადოზე და კაზრეთი-დმანისის გზის გასწვრივ აღწერილ ჭრილშიც (*ნ.ფოფხაძე 2009*). ეს კი მიგვანიშნებს, რომ მათ აქვთ ფართო გავრცელება ამ რაიონში, თუმცა ისინი სხვადასხვა ნაკადის ინდივიდუალურ ფრთის ფორმებს წარმოადგენენ. აღნიშნული ჰიალოკლასტიტები არის პემზიანი, რომლის მსგავსი ტიპის პემზიანი ჰიალოკლასტიტები აღწერილია გიფსონის მიერ (*Gibson H., et al 1998; Furnes H., et al 1980*). სადაც ტურფეჯოლუკის ცენტრალურ ვულკანურ კომპლექსში ბლანჰუკურის რიოლითური პემზიანი ჰიალოკლასტიტის მაგალითია აღწერილი. რაც ინტერპრეტირებულია, როგორც სუბპლინიური/პლინიური ამოფრქვევის პროდუქტები. კოჰერენტული რიოდაციტური ლავაც შეიცავს პემზისა და ვულკანური მინის ნატეხებს. ეს ნაკადი მსგავსია სხვა პემზით გამდიდრებული ნაკადებისა, რომლებიც აღწერილია ცნობილ წყალქვეშა ვულკანურ ჭრილებში. ძალიან კარგი მაგალითია ცნობილი კოჰერენტული პემზიანი რიოლითური ნაკადისა და მასთან ასოცირებული პემზიანი ჰიალოკლასტიტებისა კამბრიულ მაუნტ რიდის ვულკანურ კომპლექსში ავსტრალიაში.



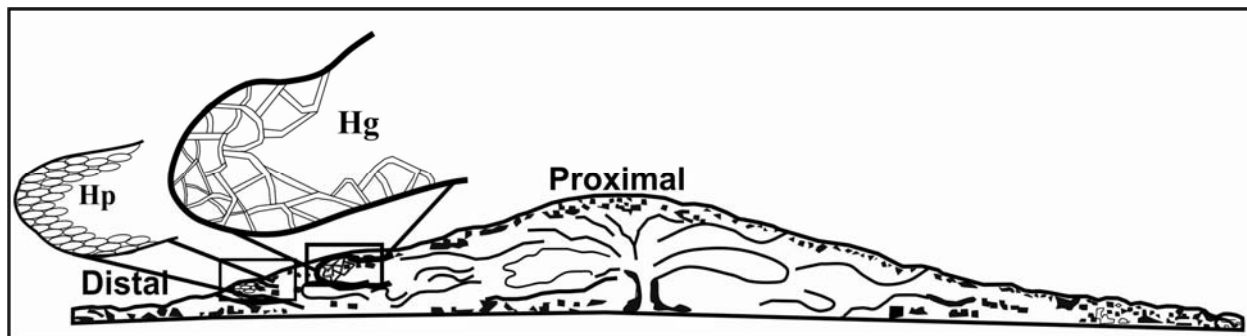
სურ. 12 პეტროგრაფიული დაკვირვებები პემზურ ჰიალოკლასტიტებზე: a. ვულკანური მინის აქსიოლითური დევიტრიფიკაცია (გამორთულ ნიკოლებში), b. ვულკანური მინის და პემზის ფირფიტისებრი და ნამგლისებური ფორმების ნარჩენები (გამორთულ ნიკოლში), c. სერიციტის მიკროკრისტალები პლაგიოკლასის კრისტალის გასწვრივ (ჯვარედინ ნიკოლში), d. სერიციტით ჩანაცვლებული პემზის ნატეხი (გამორთულ ნიკოლში).

შლიფში ბალიშისებრი ფორმის ჰიალოკლასტიტები რიოლითურ ბუნებას ამჟღავნებს. ბალიშების მასიური ნაწილის შედგენილობა მსგავსია თუმცა მცირედი განსხვავებებით. ქანი პორფირული სტრუქტურისაა. ძირითადი მასა შედგება ვულკანური მინის რელიქტებისაგან, რომლებიც ჩანაცვლებულია წვრილდისპერსიული კვარცითა და K-ის მინდვის შპატით. პემზის დიდი ნატეხებიც გვხვდება. ლოკალურად ძირითადი მასა ფლუიდალურია. ვულკანური მინის ნატეხებს შენარჩუნებული აქვთ ნამგლისებრი და ფირფიტოვანი ფორმები (ნახ.12-ბ). ზოგან მატრიქსი ამჟღავნებს ვიტროკლასტურ (ბუშტუკოვან) ტექსტურას გამოკვეთილი მინის კომპონენტების აქსიოლითური დევიტრიფიკაციის ნიშნებით: სურათი 12-ა-ს ცენტრში ჩანს პემზის ნატეხის რელიქტი დარღვეული შიდა ვეზიკულარული მიკროსტრუქტურით. მატრიქსის ნატეხების ყავისფერი არშიები ასევე განიცდის აქსიოლითურ დევიტრიფიკაციას (McPhie J., et al 1993). აქვე წარმოდგენილია ბიოტიტის და იშვიათად მუსკოვიტის კრისტალები. კალიუმის

მინდვრის შპატის კრისტალები ნაწილობრივ შემოჭმულია. პლაგიოკლასის კრისტალებზე აღინიშნება სერიციტის კრისტალები (გასერიციტებულია) (სურ.12-ც). ბალიშა ჰიალოკლასტიტის მასიურ ნაწილში ფენოკრისტალები იშვიათია და უმეტესად ბალიშებს შორის სივრცეებშია თავმოყრილი (ფსევდო ცემენტი). პემზის ნატეხი ჩანაცვლებულია სერიციტით (სურ. 12-d).

3.2.4 ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების ინტერპრეტაცია

წყალქვეშა ფელზური – ტუტე ლავეები გიფსონის (*Gibson H., et al. 1998*) მიხედვით იყოფა: ფრთის-ლაპოტურ ჰიალოკლასტიტებად; ბლოკურ წყალქვეშა ლავეებად; გუმბათებად, კრიპტოგუმბათებად და რეგიონალურად გავრცობად ტუტე ლავად; სურ. 13 არის იდეალიზირებული ჭრილი რიოლითური/რიოდაციტური ნაკადისათვის, რომელზეც ილუსტრირებულია ნაკადის მორფოლოგია და სტრუქტურა, რომელიც დამახასიათებელია ნაკადის დისტალური და პროქსიმალური ნაწილისათვის.



სურ. 13 ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების მოდიფიცირებული სქემა გიფსონის მიხედვით (*Gibson H., et al. 1998*). Hp- ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით; Hg- მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი.

ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები ივსება ლავის ახალი იმპულსებით, რომელიც მას კვებავს. ზოგადად ისინი მიუყვებიან უსწორმასწორო ადგილებსაც სადაც წარმოიქმნება მცირე სიმძლავრის იზოლირებული ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი და ლოკალურად მათ აქვთ მცირე ზომის ბალიშისმაგვარი ფორმები (*Gibson H., et al. 1998*). მდნეულის საბადოზე ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტები ძირითადად არის მასიური, თუმცა მის პერიფერიებზე აღინიშნება ჰიალოკლასტიტები მათთვის დამახასიათებელი სხვადასხვა ტექსტურებით, ძირითადად შუა ნაწილებში სვეტისებური განწვევრებებია და ადგილებში გვხვდება ლამინირებული შრეებიც. საბადოს ზედა საფეხურზე კი ავტორის მიერ აღწერილია ბაკნისებრი ბრეჩია (სურ.6d). ჩვენს მიერ საბადოზე აღწერილი Hp- ჰიალოკლასტიტი ბალიშისებრი ფორმებით და Hg-მინისებრი არშიების ტიპის ჰიალოკლასტიტი სურ 13-ზე შეესაბამება ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის შემადგენელ თითოეულ იზოლირებულ ფრთის ჰიალოკლასტიტს. ხოლო ინდივიდუალური ფრთის-ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის რკალური ფორმა პერიფერიულ ნაწილში, რომელიც შიგნით სვეტური განწვევრებებით ხასიათდება, შეესაბამება შიდა იზოლირებულ პორციას. იგი ილექება შიგნით, მას ნაკლებად

აქვს წყალთან კონტაქტი და ამიტომაც ჰიალოკლასტიტებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურები არ არის მისთვის დამახასიათებელი.

3.3 წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკოვანი ტუფები და ტუფები აკრეციული ლაპილებითა და ბიოტურბაციებით.

მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე წვრილმარცვლოვანი ბუშტუკოვანი ტუფები წარმოდგენილია როგორც ცალკეული შრეების სახით ასევე მასთან ასოცირებული ბიოტურბაციებითა და აკრეციული ლაპილებიანი ჰორიზონტებით, რომლებიც არის უფრო თხელშრეებრივი. შრეებრიობას ახასიათებს მკვეთრი კონტაქტები. საყურადღებოა, რომ აკრეციული ლაპილებიანი ტუფები წინა მკვლევარების მიერ (ი.ვაშაკიძე და მ.აფხაზაგა) მადნეულისა და საყდრისის საბადოზე აღწერილია როგორც პიზოლითური ტუფები. რაც შეეხება ბუშტუკოვან ტუფებს, ის პირველად იქნა აღწერილი მადნეულის საბადოზე (სურ 14).



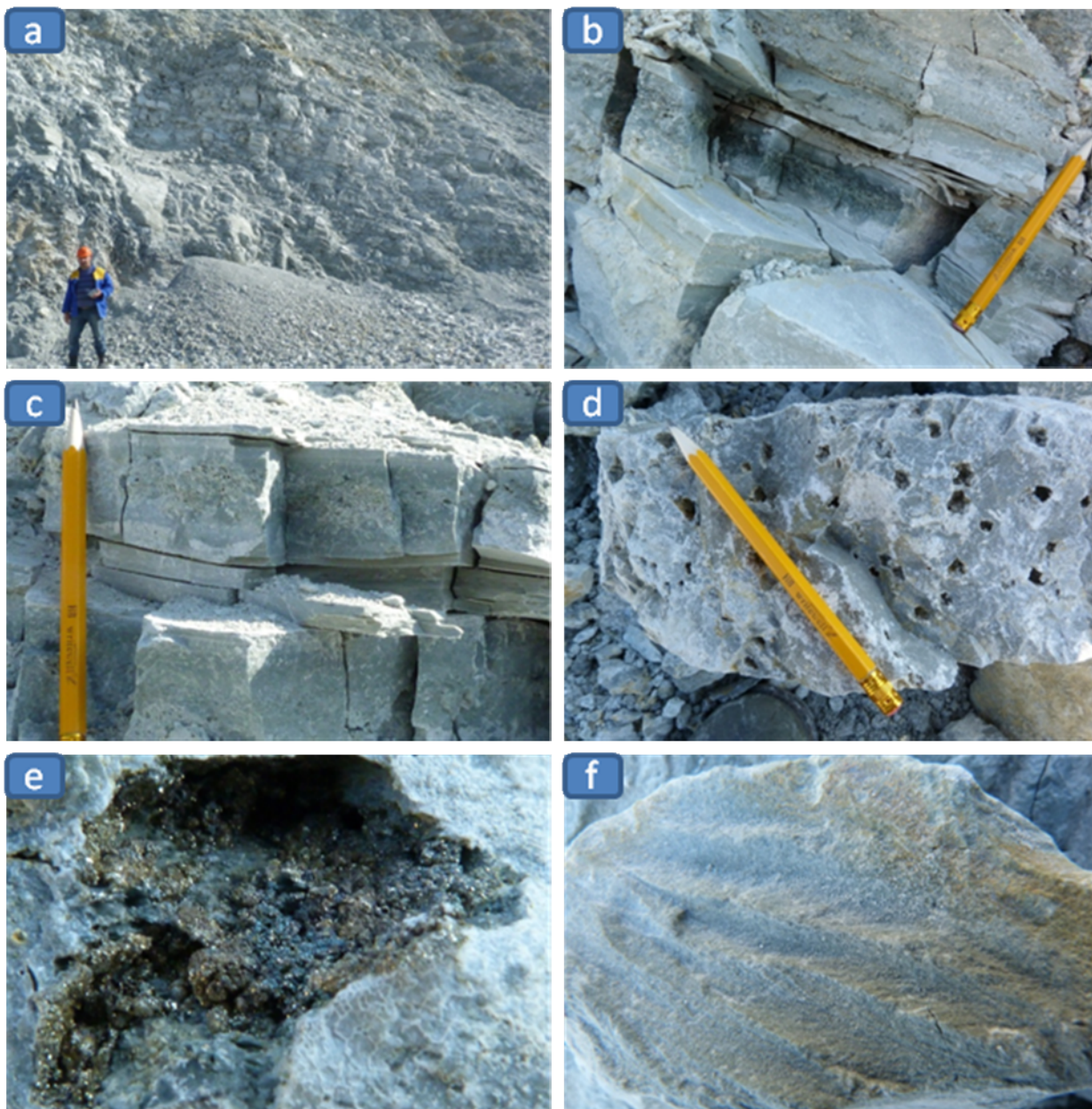
სურ.14 ბუშტუკოვანი წვრილმარცვლოვანი ტუფები საბადოს აღმოსავლეთ ფრთიდან.

ეს არის ძალიან წვრილმარცვლოვანი, ფერფლის ტუფები. მასში წარმოდგენილი სიცარიელები ზოგჯერ მთელ შრეში არის განაწილებული, ზოგჯერ კი ისინი შრის შუა ნაწილშია მოქცეული და შრის პარალელურად ვრცელდება (სურ. 15a,b,c). სიცარიელები არის სხვადასხვა ფორმისა და ზომის. არის ოვალურიც და წაგრძელებული ფორმებიც. ზოგიერთი მათგანი 0.1მმ-დან 2-3 სმ-მდეა (სურ.15e).

ზოგჯერ, საბადოზე ჰიდროთერმალური ხსნარების მოქმედებისა და სხვადასხვა მეორადი შეცვლის პროცესების განვითარების შედეგად რამდენიმე პატარა ბუშტუკების შეზრდა ხდება და ამ შემთხვევაში უფრო დიდი ზომის მუშტუკები წარმოიქმნება და მადნეულის საბადოზე ხშირად მასში აღინიშნება გამადნებებიც (სურ.15e). ამავე ბუშტუკოვან ტუფებში აღწერილია გრავიტაციული დინების რიპელმარკები (სურ. 15f), რომელიც არაკონსოლიდირებულ, ლაბილური ფენის ნაკლებად დამრეც ფერდობზე მოძრაობისას წარმოიქმნება და ზოგჯერ შესაძლებელია მოძრაობის მიმართულების დადგენაც (*lorens., 1974*).

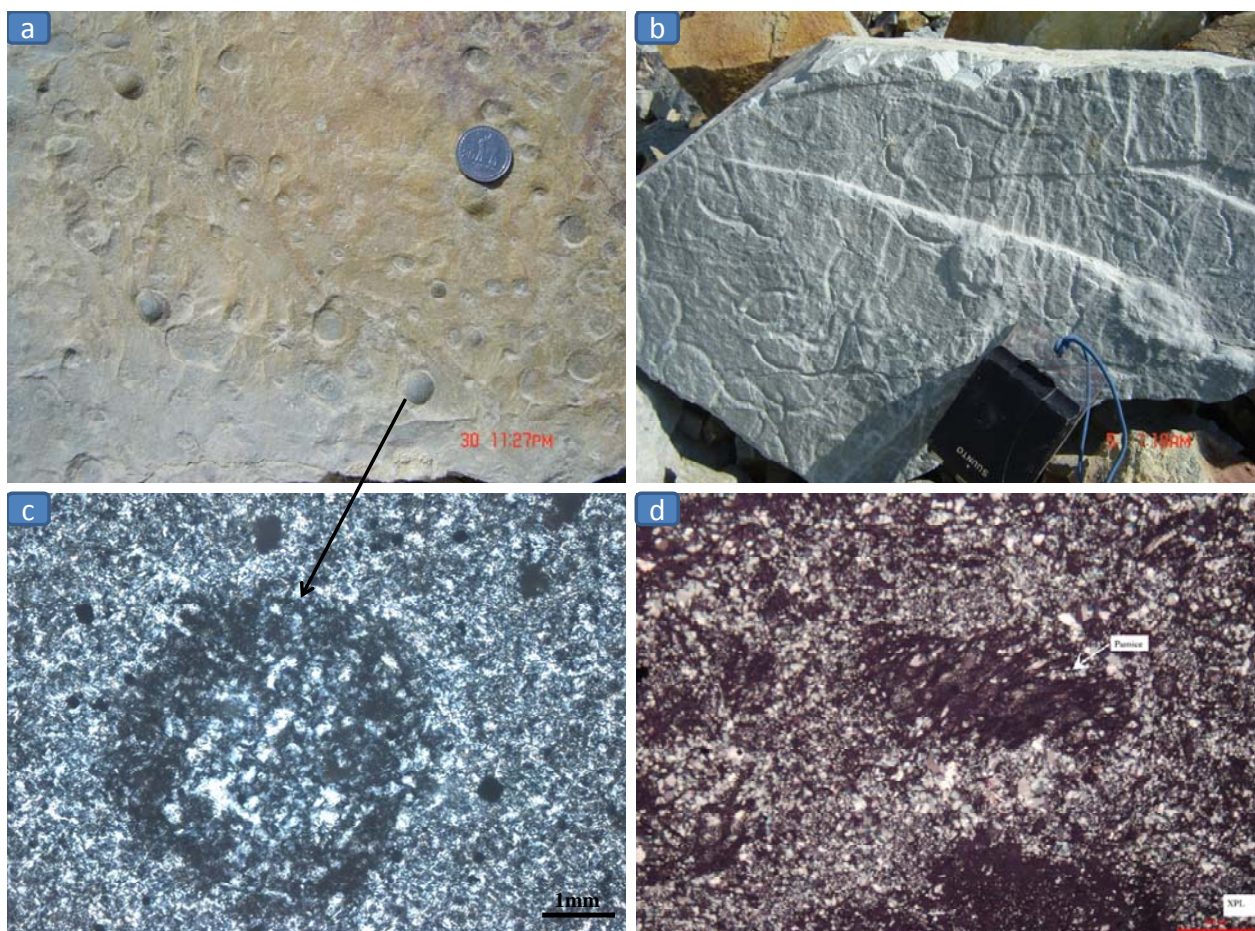
ამრიგად, ბუშტუკოვანი ტუფები წარმოადგენს წვრილმარცვლოვანი ფერფლის გამყარების შედეგად წარმოქმნილ შრეებს. ლორენსი (*lorens., 1974*) აღწერდა ბუშტუკოვან ტუფებს, როგორც ბლანტი, წვრილმარცვლოვანი ტალახის გამკვრივების შედეგად წარმოქმნილს, რომელშიაც გაზური ფაზაა შეტაცებული (*Fisher and Schmincke 1984*). გაზი კი შესაძლოა შეტაცებული იყოს ორთქლისაგან, რომელსაც იძლევა ტალახი დუდილისას ან ცხელი პიროკლასტიტები (*Rosi M., 1992*).

რივი ავტორების აზრით ბუშტუკოვანი ტუფების არსებობა წარმოადგენს ფრეატომაგმური ეულკანური ამოფრქვევის მტკიცებულებას (*Sheridan MF., et al. 1983; Moore JG., 1985; Fisher and Schmincke 1984; lorens., 1974*).



სურ. 15. ბუშტუკოვანი ტუფების წარმომადგენლობითი ნიმუშები საბადოს აღმოსავლეთ ფრთიდან: a. ბუშტუკოვანი ტუფების შრეებრივი დასტა, b. ბუშტუკოვანი ტუფების მკვეთრი კონტაქტები პელიტური ინტერვალებით, c. ბუშტუკები შრის ცენტრალურ ნაწილში, d. 2-3 მმ-ი დიამეტრის ბუშტუკები ტუფებში, e. შედარებით დიდი ზომის ბუშტუკი ტუფში, რომელიც შეიცავს გამადნებას, f. დინების რიპელმარკები ბუშტუკოვან ტუფებში.

ზოგიერთ ჭრილში ბუშტუკოვანი ტუფები ასოცირდებიან აკრეციულ ლაპილებთან თხელშრეებრივ ტუფებთან (სურ. 16a), რომელთა სიმძლავრეც 5 მმ-დან 2-3 სმ-ია, მადნეულის კარიერის ოთხივე ფრთაზე და ის კარგ სამარკირო პორიზონტებს წარმოადგენს. ზოგიერთი აკრეციული ლაპილები არის ადგილზე წარმოქმნილი, ზოგიერთი კი გადაღეჭილი. ასევე ამ თხელშრეებრივ ტუფებთან ასოცირდება ტუფები ბიოტურბაციებით (სურ. 16b).



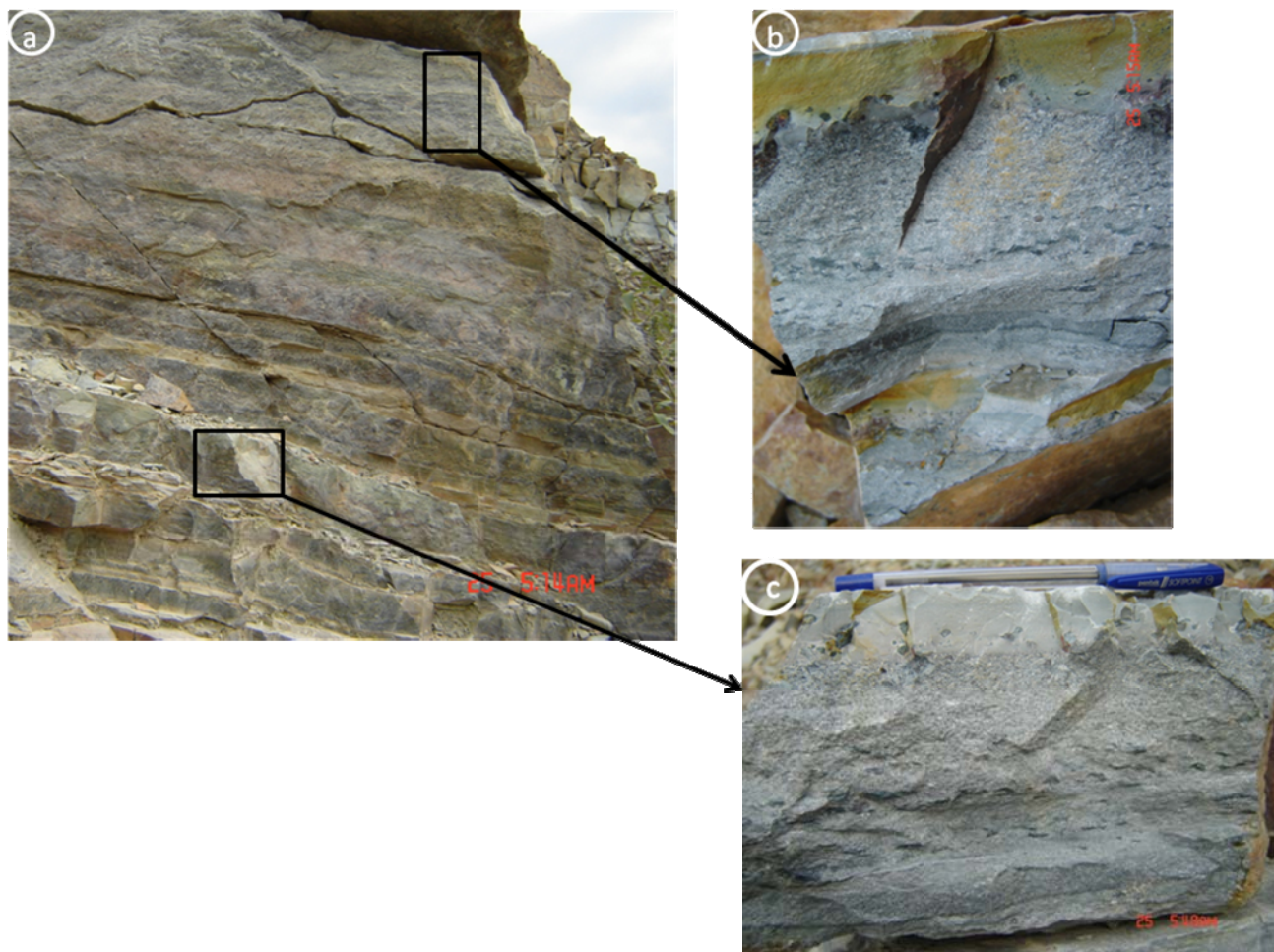
ურ. 16 a. აკრეციული ლაპილები საბადოს აღმოსავლეთი ფრთიდან, b. ბიოტურბაციები წვრილმარცვლოვან ტუფებში, c. არშიიანი აკრეციული ლაპილი შლიფში (ჯვარედინი ნიკოლები), d. პემზის ნატეხი აკრეციულ ლაპილში.

მორფოლოგიურად 2 ტიპის აკრეციული ლაპილია აღწერილი: არშიიანი და ბირთვის ტიპის ლაპილები (Schumacher R., et al. 1991). ორივე ასოცირდება პიროკლასტურ ნაკადებთან. მადნეულის საბადოზე პირველად იქნა აღწერილი არშიიანი ლაპილები (N. Popkhadze., 2009), რომლებიც ცენტრში შეიცავენ მეტად წვრილმარცვლოვან ფერფლს და ირგვლივ კი უფრო მსხვილმარცვლოვანი აშიითაა გარშემორტყმული (სურ. 16c). გარდა ამისა, საბადოზე არის აგრეთვე გადაღეჭილი აკრეციული ლაპილები და პემზიანი აკრეციული ლაპილები. სამხრეთ ფერდზე არსებული აკრეციული ლაპილები არის გამადნებული. ძირითადად, საბადოზე ისინი ასოცირდებიან ბუშტუკოვან ტუფებთან და აუცილებლად მასთან ერთად აღინიშნება ბიოტურბაციები და ტალღის რიპელმარკები. აკრეციული ლაპილები ფრეატომაგმურ ამოფრქვევას თან ახლავს და მათი ფორმირება შესაძლებელია არა მარტო ფერფლის ცვენის შედეგად, არამედ ჰორიზონტალურად გადაადგილებული ფერფლის დრუბლიდანაც (Fisher and Schmincke 1984; Iorens., 1974). ლორენსი (Iorens., 1974) აღწერდა აგრეთვე ფრეატომაგმური ამოფრქვევისთვის ისეთი ტიპის აკრეციულ ლაპილებს, რომლებიც ცენტრში შეიცავენ ქანის ან სხვა ფრაგმენტებს, რომლებიც ფერფლშია მოთიანად ჩაფლული. მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე აგრეთვე პირველად აღწერილია ასეთი ტიპის აკრეციული ლაპილები, რომელიც ცენტრში პემზის ნატეხებითაა წარმოდგენილი (სურ. 16d). ცნობილია,

აგრეთვე რომ ადრე აკრეციული ლაპილების არსებობა ასოცირდებოდა მხოლოდ ხმელეთის ნალექდაგროვების გარემოსთან, თუმცა ბოლო დროს ისინი აღწერილია აგრეთვე წყალქვეშა გარემოშიც. მარტივი წარმოსადგენია ისიც, რომ მათი ტრანსპორტირება-გადაღებვა ადვილი შესაძლებელია წყალში. წყალში წარმოქმნილი აკრეციული ლაპილების ნათელი მაგალითებია: გერმანიაში დევონური ლენეპორფირები (*Mugge O., 1983; Heyckendorf K., 1985*); იაპონიის ტოკივას ფორმაციაში (*Fiske RS., 1964*), გუანას ჰაიმარაკას ფორმაციაში (*Bateson JH., 1965*) და აგრეთვე როგორც გადაღებილი ის აღწერილია ჩრდილოეთი ზღვის ვორინგის პლატოს პალეოგენურ ვულკანიტებში (*Vierect LG., et al. 1989*). აკრეციული ლაპილები სტრუქტურულ გეოლოგიაში კარგ სტრატეგრაფიულ კრიტერიუმს წარმოადგენს. შმინკემ (*Schminke., 1967*) მოახდინა მიოცენური აკრეციული ლაპილების შემცველი ფერფლის შრეების კორელაცია წყაროდან 60 კმ მანძილზე და 2000 კმ² ფართობზე ვაშიმგტონში. ამრიგად, აკრეციულ ლაპილებთან დაკავშირებული უფრო დეტალური კვლევები სამომავლო ამოცანას წარმოადგენს ამ რეგიონში, რადგანაც ის მნიშვნელოვანი იარაღია ამოფრქვევის ტიპის და მასთან დაკავშირებული მოვლენების სწორი ინტერპრეტაციისა და აგრეთვე მნიშვნელოვან სტრატეგრაფიული კორელაციის საშუალებას იძლევა.

3.4 წყალში დაღებილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები

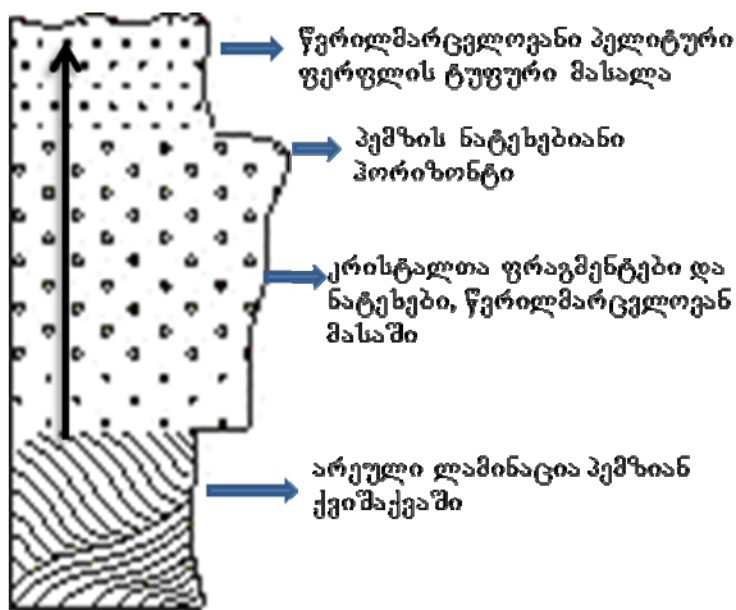
წყალში დაღებილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები საბადოს აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფრთაზე შრეებრივ ვულკანოგენურ-დანალექ წყებაშია აღწერილი. იგი ამავდროულად ასოცირდება წყებაში ბუმტუკოვან ტუფებთან და რადიოლარიების შემცველ ჰორიზონტებთან.



სურ. 17 წყალში დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთიდან.

წყალში დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები McPhie – ის მიხედვით (McPhie J., et al 1993) ექსპლოზიური ამოფრქვევის შედეგია, რომელსაც ადგილი აქვს წყალში ან სანაპირო ზოლში და თან ახლავს ორთქლით გაჯერებული ღრუბლების წარმოქმნა წყლის ზედაპირზე. ამ პიროკლასტური მასალის გადატანა და დალექვა ხდება წყლის მიერ (სურ.17). უმეტეს შემთხვევაში ადგილი აქვს მათ წყალში დახარისხებას. ამრიგად, შედარებით უფრო მჭიდრო (მტკიცე) ლითიური ნატეხები და პიროკლასტური ნაკადის კრისტალები, აგრეთვე ცხელი პემზა ან შლაკები მაშინვე იუღინთებიან წყლით და იწყებენ ახარისხებას დალექვის პროცესში. პროცესები დამოკიდებულია დალექვის სიჩქარეზე და მასალის ხარისხზე. თუმცა არის ისეთი მაგალითებიც, როდესაც ყველა მასალა არეულია და ერთად არის დალექილი. ამ შემთხვევაში იგი გამაგრებული უნდა იყოს სხვა მტკიცებულებებით, წყალქვეშა ნალექდაგროვების გარემოს დადგენისათვის. ქაშმანი და ფიშკე (Cashman and Fiske 1991) აღნიშნავენ, რომ წყლით დალექილი პიროკლასტური ნალექები ბიომოდალურობითაც ხასიათდება: პემზა-ლითიური კრისტალები, რაც კარგად არის გამოხატული მადნეულის საბადოზე აღწერილ ზოგიერთ ნიმუშებში.

დისტალურ ნაწილებში წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექები შეიცავენ ნატეხებსა და კრისტალის ფრაგმენტებს და ახარისხებულია უფრო მსხვილმარცვლოვანი კრისტალებით მდიდარი ნაწილიდან უფრო წვრილმარცვლოვანისკენ და ნატეხებით მდიდარი ზედა ნაწილისაკენ ან არის მასიური. მადნეულის საბადოზე აღწერილი წყლით დაღეკილი პიროკლასტური ნალექებში (სურ. 17b,c) ქვედა დონეზე შეიმჩნევა წვრილმარცვლოვან მასაში კრისტალთა ფრაგმენტები და ნატეხები, ხოლო ზედა ნაწილში კი იგი თანდათან გადადის პემზის ნატეხებიან მასაში და ბოლოს მთავრდება ძალიან პელიტური ფერფლის მასალით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, არის ადგილები, სადაც ეს სტრატეგიფიცირებულია და ახარისხებები მეორდება. მათი სიმძლავრეები სმ-დან ათეულ სანტიმეტრებამდეა, მაგრამ ფართობულად ძალიან დიდი გავრცელებით სარგებლობენ (ათასობით კვადრატული კილომეტრები) (Ninkovich et al., 1978 ; Ledbetter and Sparks 1979 ; Sparks and Huang 1980). სწორედ ამიტომ, ბოლნისის რაიონში სამომავლოდ შესაძლებელია მსგავსი ფაციესის აღწერა მადნეულის კარიერის გარეთ მიმდებარე ტერიტორიაზე და გარკვეული სტრატეგრაფიული დონეების განსაზღვრა. ზოგჯერ ფუძეში აღინიშნება არეული ლამინაცია (Stow A., 2005). ფუძეში ან შესაძლოა ერთი ციკლის სულ ზედა ნაწილში როგორც ეს კაშმანსა და ფიშკეს (Cashman and Fiske 1991) აქვს აღწერილი, როგორც პემზიანი ქვიშაქვა. (სურ. 18).

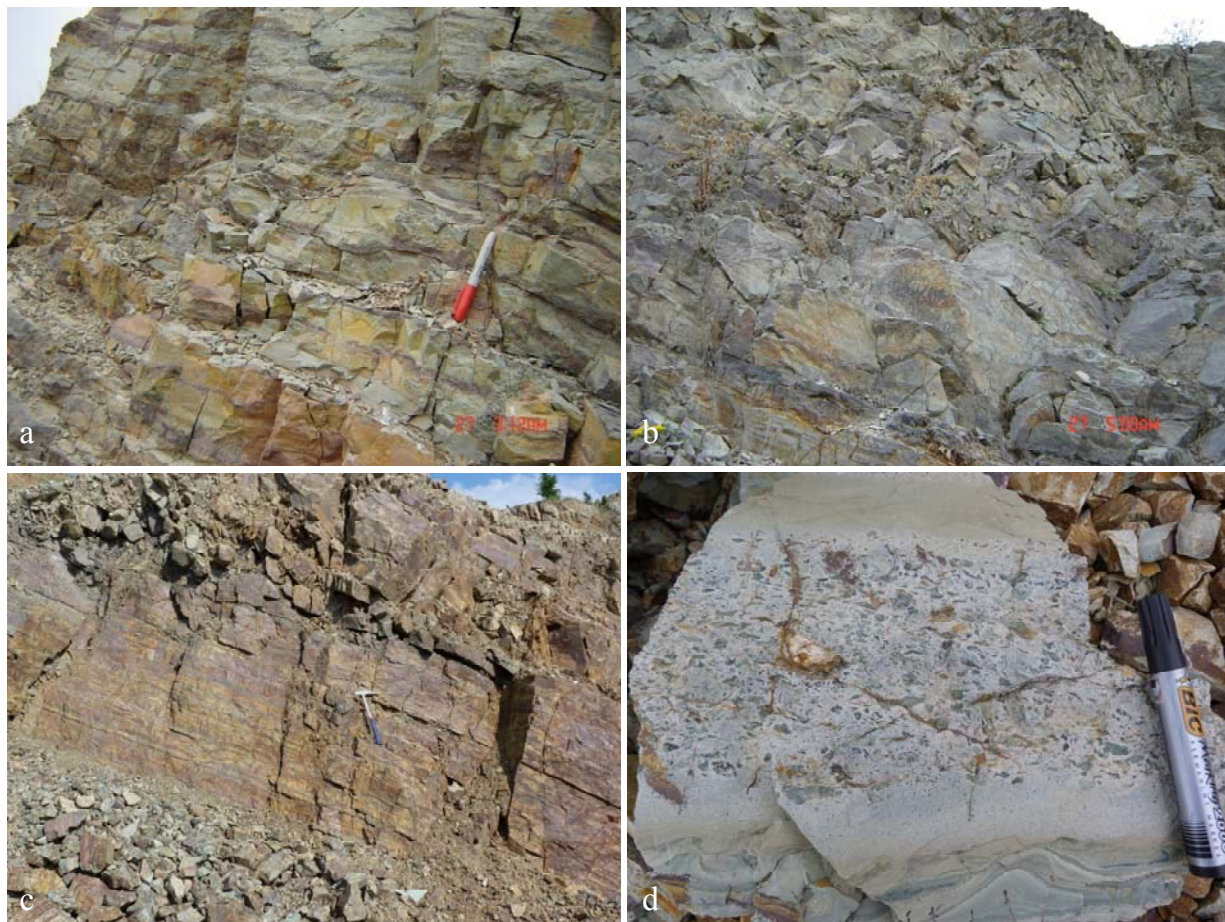


სურ. 18 ახარისხება და არეული ლამინაცია წყლით დაღეკილ პიროკლასტურ ნალექებში მადნეულის საბადოზე.

მადნეულის საბადოზე წყალში დაღეკილი პიროკლასტური ნალექები მორიგეობენ რადიოლარიან ჰორიზონტებთან და წვრილმარცვლოვან ტუფებთან, რომელშიაც აღინიშნება დაცურების სიბრტყეები რიპელმარკებიან ტუფებთან და რადიოლარიებიან არგილიტებთან, რაც ნალექდაგროვების წყალქვეშა გარემოს უტყუარი მტკიცებულებებია.

3.5 შრეებრივი, გაკვარცეული ვულკანოგენურ-დანალექი (რადიოლარებიანი) ფაციესი.

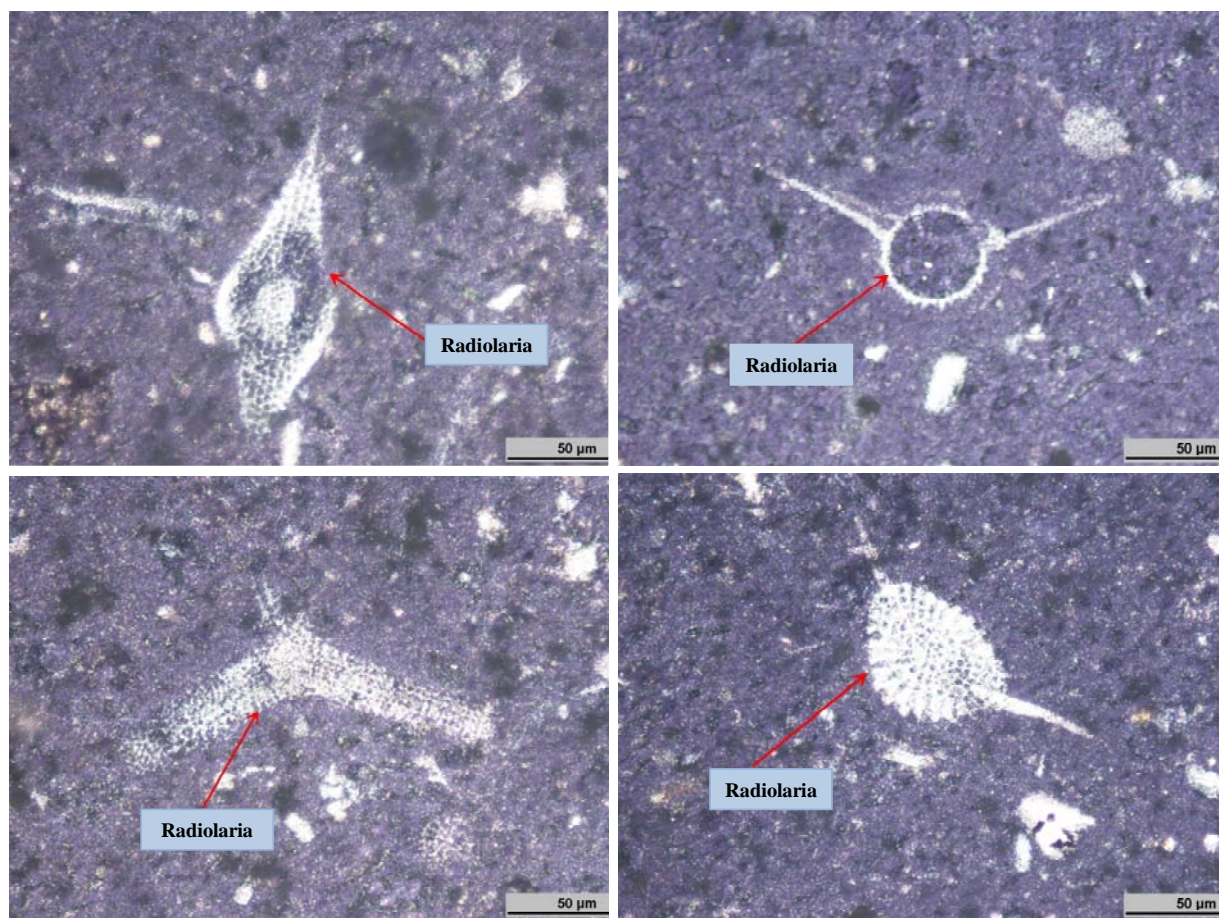
საბადოს ზედა ნაწილებში აღწერილი შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი არის ძლიერ გაკვარცეული, რადიოლარებიანი და ნაკლებ მინერალიზებული. აღინიშნება მხოლოდ პირიტის მინერალიზაცია. საბადოს აღმოსავლეთ ნაწილში შრეებრივი ქანები წარმოდგენილია: ვულკანოგენური ქვიშაქვების, წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოგენური არგილიტებისა და ტურბიდიტული ქანების მორიგეობით (სურ.19).



სურ. 19 შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების გამოსავლები მადნეულის საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ზედა კორიზონტებზე. კორიზონტის ქვედა ნაწილები: a) წვრილ- და საშუალო მარცვლოვანი ტუფების მორიგეობა პელიტური ინტერვალებით; b) წვრილმარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოგენური ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა. ზედა ნაწილები: c) ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების, წვრილ- და მსხვილმარცვლოვანი ტუფებისა და აკრეციული ლაპილებიანი და ბიოტურბირებული არგილიტების მორიგეობა; d) სანაპირო ფაციესის ვულკანოკლასტური ტუფი.

მადნეულის საბადოზე აღწერილი შრეებრივი, გაკვარცეული ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი იგივე რადიოლარებიანი შრეებია, საიდანაც მოხდა

რადიოლარიების განსაზღვრა. სურ. 20-ზე მოცემულია რადიოლარიების სხვადასხვა ფორმები, რომელთა ამოცნობა მოხდა პეტროგრაფიული შესწავლისას. აქ რადიოლარიებიანი 2 დონე გამოიყოფა: ქვედა და ზედა. ქვედა დონე (სურ. 19a,b) წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი, 1-3 სმ-ი სიმძლავრის პელიტურ ინტერვალებიანი შრეებრივი ტუფებისა და ბუშტუკოვანი ტუფების მორიგეობით, რომელსაც აგრძელებს ვულკანოგენური ქვიშაქვების, არგილიტების, წვრილმარცვლოვანი ტუფებისა და ტურბიდიტული ქანების მორიგეობა. ვულკანოკლასტური არგილიტები არის ყველაზე წარმომადგენლობითი ნიმუში რადიოლარიების შემცველობის თვალსაზრისით (სურ 19b).



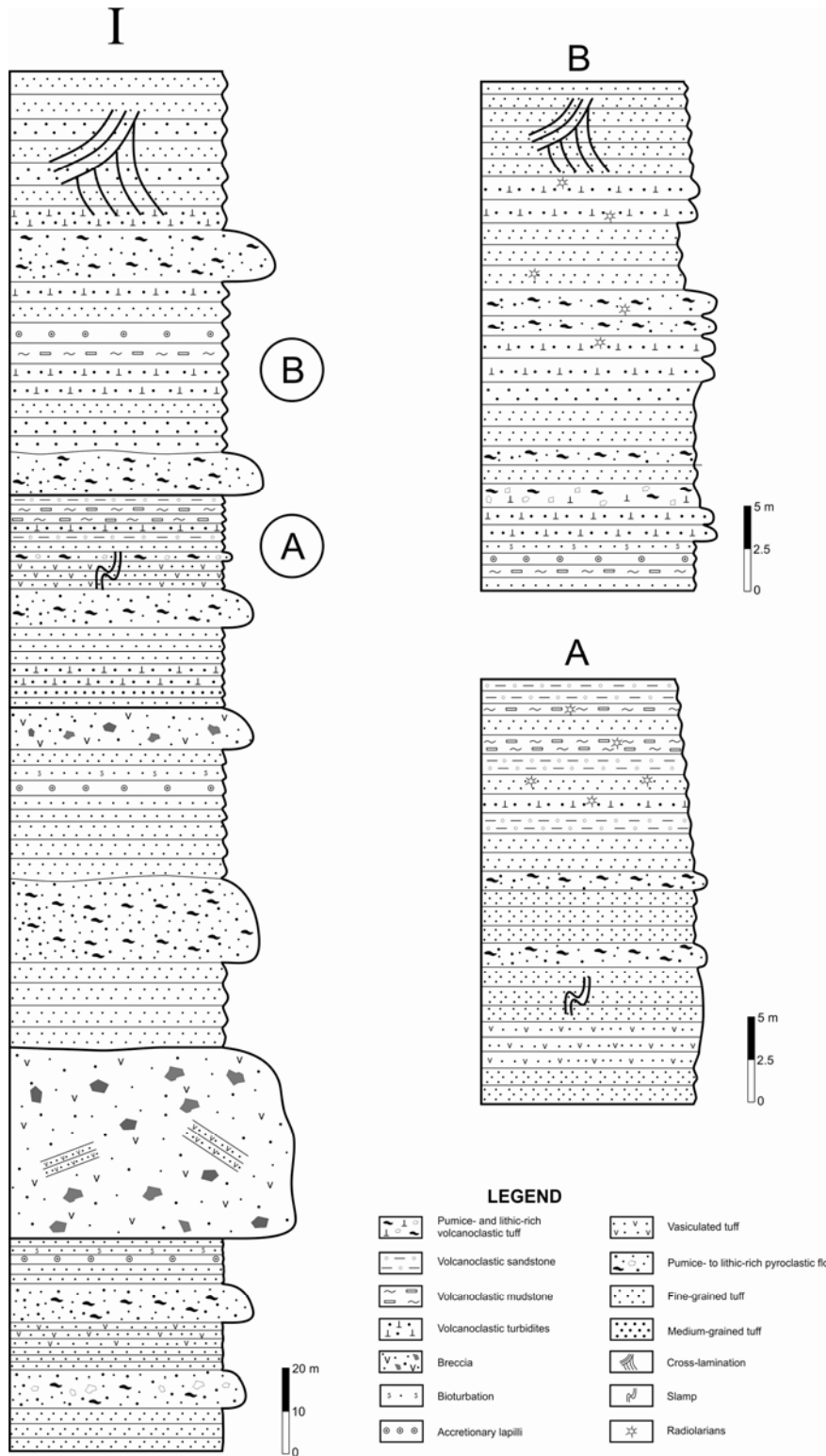
სურ. 20 რადიოლარიების სხვადასხვა ფორმები პეტროგრაფიული შესწავლისას

ზედა დონე (სურ. 19c,d) აგებულია წვრილმარცვლოვანი ტუფების, საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ტუფების, ვულკანოკლასტური ტურბიდიტების და ბიოტურბაციებიანი და აკრეციული ლაპილებიანი არგილიტების მორიგეობით. აკრეციული ლაპილებიანი არგილიტების სიმძლავრე 2-3 სმ-ია და მხოლოდ ერთი სტრატეგრაფიული დონეა ამ წყებაში დაფიქსირებული. ტურბიდიტული ტუფები შეიცავენ კრისტალებისა და პემზის ნატეხებით მდიდარ ინტერვალებს (სურ.19d), რომლებიც არის სხვადასხვა ზომისა, რაოდენობის და რომლებიც წვრილმარცვლოვან პელიტურ მატრიქსშია გაბნეული. აღინიშნება ახარისხებული

უბნები და ზოგჯერ მათ ბიმოდალურობაც ახასიათებთ (სურ.19c,d). ამრიგად, ტუფებში გამოიყოფა კრისტალებისა და პემზის შემცველი ჰორიზონტები.

სურ. 19 d წარმოადგენს სანაპირო ფაციესს, რომელიც გავცელებულია ბევრ მაღალენერგეტულ სილიციკლასტურ სისტემებში. ძირში არის კარგად გამოსატული სველი სედიმენტის დეფორმაციული ტექსტურა (Stow., 2005), რაც ჯერ კიდევ არაკონსოლიდირებული სედიმენტის წყალთან მოქმედებისას წარმოიქმნება. ლოკალურად სველი სედიმენტის დეფორმაცია აგრეთვე შეიძლება წარმოიქმნას არაკონსოლიდირებულ შრეებში გარე ძალების მოქმედების შედეგად, რაც პროვოცირებას ახდენს სველ, არასტაბულურ და არამჭიდრო შრეებზე. ამის შემდეგ არის გადასვლა წვრილმარცვლოვანი ნაწილიდან უფრო მსხვილმარცვლოვანში და შემდეგ კი პემზითა და კრისტალებით გამდიდრებულ ნაწილში.

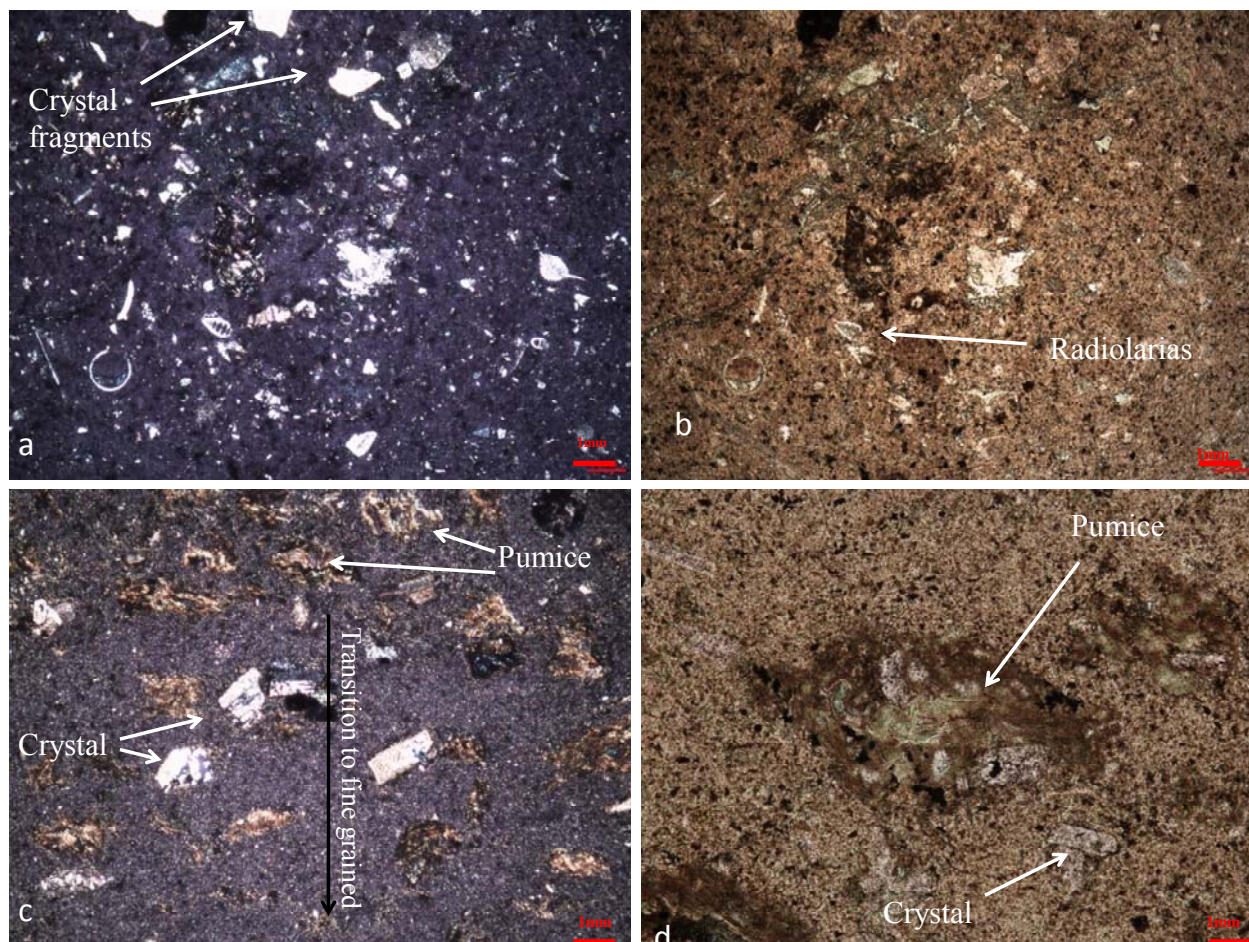
სურ. 21 I-ზე გამოსახულია აღმოსავლეთი ფრთის ვულკანოგენურ-დანალექი ჰორიზონტის ზოგადი ლითოლოგიური ჭრილი, ხოლო A - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ქვედა დონე და B - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ზედა დონეებია.



სურ 21. I - საბადოს აღმოსავლეთი ფრთის ზოგადი სტრატეგრაფიული სვეტი, A - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ქვედა დონე და B - რადიოლარებიანი ჰორიზონტის ზედა დონე.

პეტროგრაფიული აღწერებიდან ნათელია, რომ ვულკანოგენური არგილიტები შეიცავენ კვარცის, პლაგიოკლასის და ფელდშპატის კრისტალებს. კრისტალთა

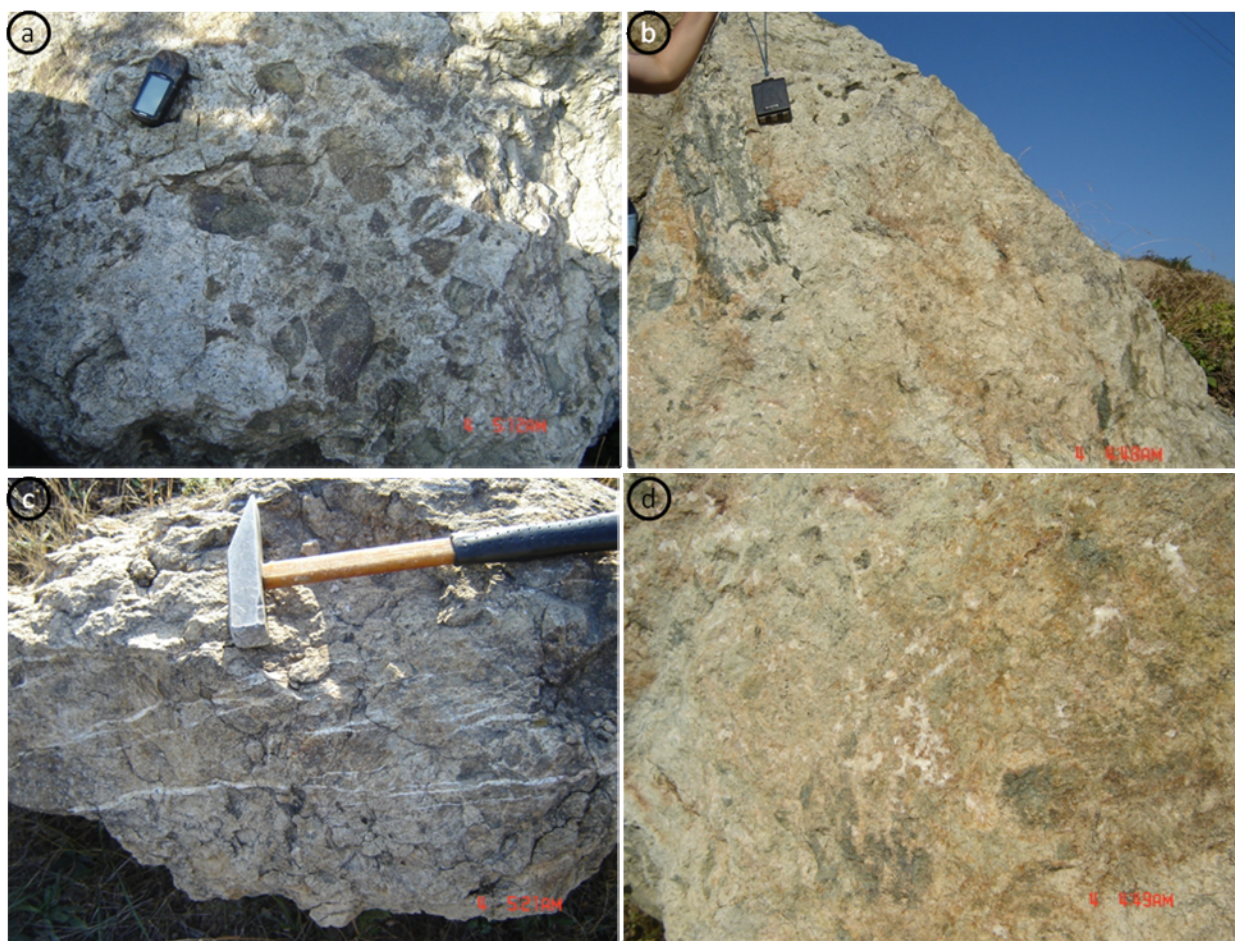
ნატეხები არის დამუშავებული და დამტვრეული. მათ კარგად ეტყობა ტრანსპორტირების ნიშნები და რომ გადალექილია. ზოგჯერ ისინი იმდენად დამტვრეული და დამუშავებულია, რომ ძნელია პირველადი მინერალის დადგენა (სურ. 22a,b). მატრიქსი წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი ან წვრილდისპერსიული თიხის ნაწილაკების ზომის შლამის მასით. ძირითად მასაში ლოკალურად აღინიშნება სერიციტისა და წვრილდისპერსიული ქლორიტის მინარევები (სურ. 22 a,b). ვულკანოკლასტური ქანებისათვის კრისტალთა ნატეხები და პემზა არის მთავარი კომპონენტი (სურ. 22c,d). ზოგან ისინი არეულია ერთმანეთში და ქაოტური განლაგება აქვთ. შეიმჩნევა თანდათანობითი გადასვლა მსხვილნატეხოვანი ნაწილიდან წვრილმარცვლოვანში (სურ. 22c). პემზა უმეტესად წაგრძელებული ფორმისაა და ბოლოები უსწორმასწოროა. ზოგჯერ მათი განლაგება შრეებრიობის პარალელურია, რაც მათი მოძრაობის მიმართულების მაჩვენებელია. სურ. 22d- ს ცენტრში არის პემზის ნარჩენი, რომლის შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურა დარღვეულია. ყავისფერი არშია კი აქსიოლიტური დევიტრიფიკაციის შედეგია (McPhie *et al.*, 1993). პემზის ცენტრალური ნაწილი გაქლორიტებულია.



სურ. 22 რადიოლარიანი ქანების პეტროგრაფიული აღწერები: a. რადიოლარიანი ვულკანოკლასტური არგილიტი (გამორთული ნიკოლები), b. რადიოლარიანი ვულკანოკლასტური არგილიტი (ჯვარედინი ნიკოლები), c,d. პემზითა და კრისტალებით მდიდარი ვულკანოკლასტური ტურბიდიტები, ცენტრში პემზა შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურით (ჯვარედინი ნიკოლები).

3.6 იგნიმბრიტები

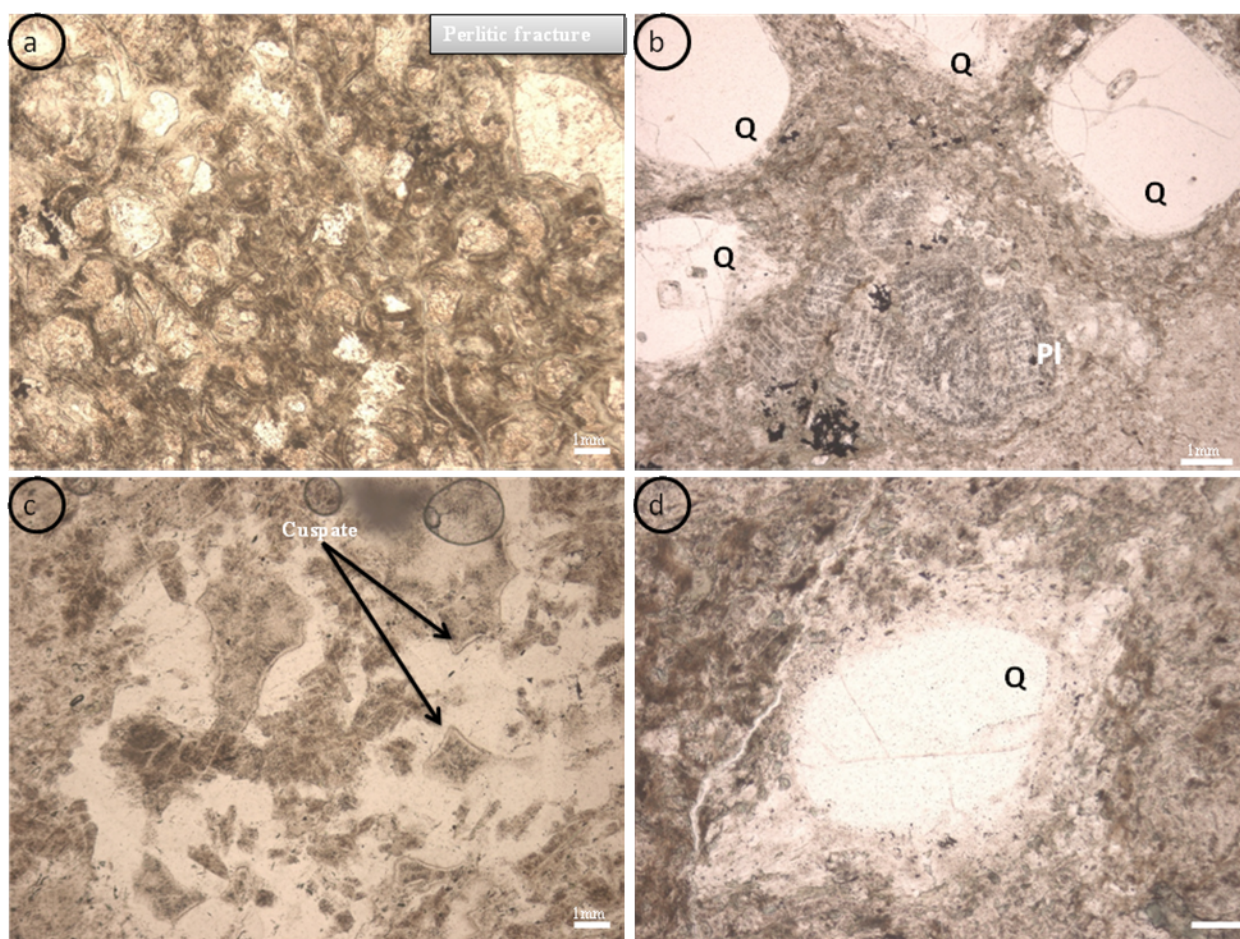
იგნიმბრიტების გამოსავლები საბადოს ჩრდილო ფრთის სულ ზედა საფეხურზეა. იგი რიგი ქართველ მეცნიერთა მიერ იქნა აღნიშნული (*მ. აფხაზავა, ი.ვაშაკიძე, ვ.გუგუშვილი; ვ.გუგუშვილი და გ.ომიადე, რ.მიგინეიშვილი, ა. მაღალაშვილი*). მათი გამოსავლები აქ საკმაოდ მძლავრია. იგნიმბრიტები აქ შეცვლილია, თითქმის შეუძლებელია საღი იგნიმბრიტების აღწერა. კარგად შეიმჩნევა სხვადასხვა ქანის ნატეხების (სურ. 23 a), ფიამების (სურ. 23b), პემზისა და შეცხოების ტექსტურების (სურ. 23d) არსებობა. საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე ცალკეულ ჭრილებში ზოგჯერ კი შეცვლის პროცესები იმდენად ინტენსიურია, რომ ქანს მცდარ ჩანართის ტექსტურას აძლევს და შესაძლოა ის ინტერპრეტირებული იყოს იგნიმბრიტად. სწორედ ამ მიზნით მოხდა მისი შესწავლა და გამჭვირვალე შლიფებში მისი დეტალური აღწერა. შესაბამისად მოხდა შლიფების აღწერა ქანის სხვადასხვა კვეთებში, ჩანართებისა და შეცვლის პროცესებით მიღებული ფსევდოჩანართის განსხვავების მიზნით. ზოგჯერ იგნიმბრიტები ძლიერ გაკვარცხულია ან დაკვეთილია კვარცის ძარღვებით(სურ. 23 c).



სურ. 23 იგნიმბრიტების გამოსავლები მადნეულის საბადოზე: a) იგნიმბრიტების ნატეხოვანი ბუნება, b) ფიამები იგნიმბრიტებში, c) კვარცის ძარღვები იგნიმბრიტებში, d) შელღობის სიბრტყეები იგნიმბრიტებში.

დეტალური პეტროგრაფიული კვლევები ჩატარდა იგნიმბრიტის სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებების დასადგენად. ქანის უმეტეს ადგილებში აღინიშნება კლასიკური პერლიტური ბუნება, დამახასიათებელი სფეროლითური

ფორმებით და შედგობის ტექსტურებით. როგორც ცნობილია, პერლიტური ნაპრალები ვულკანური მინის ჰიდრატაციით წარმოიქმნება. ჰიდრატაცია გულისხმობს წყლის დიფუზიას მეორე ვულკანურ მინაში (McPhie et al.1993), რაც მოცულობის გაზრდას იწვევს. ამრიგად, გაჭიმვა-დეფორმაცია რომელიც სწორედ ამ ჰიდრატაციის პროცესს უკავშირდება პერლიტური ნაპრალების გაჩენის ხარჯზე ხორციელდება. კლასიკურ პერლიტურ სტრუქტურებში ნაპრალები მკვეთრად რკალისებურად გარს ერტყმის სფეროლითურ ბირთვის/მასას, რომელსაც არ განუცდია ჰიდრატაცია (Ross and Smith 1955, Friedman et al. 1966, Allen 1988). სურ. 24 a-ზე კარგად ჩანს თუ როგორ არის ქანში განვითარებული პერლიტური ნაპრალები, რომელშიაც არის კვარცისა და ხანიდინის, ზოგან პლაგიოკლაზის დამსხვრეული ნატეხები.



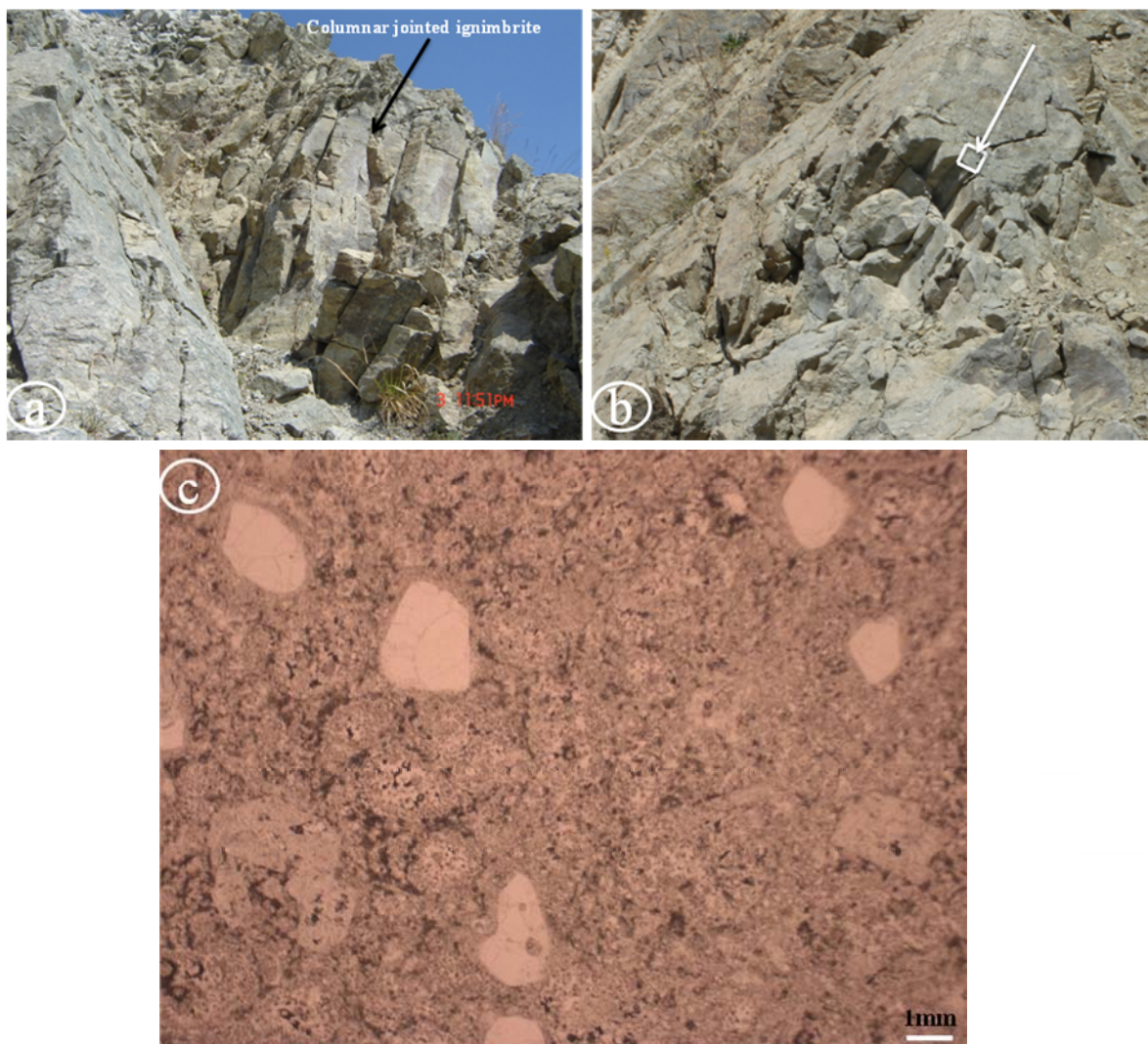
სურ. 24 პეტროგრაფიული დაკვირვებები იგნიმბრიტებში მადნეულის კარიერის ჩრდილო ფრთაზე : a. კლასიკური პერლიტური სტრუქტურა იგნიმბრიტში, b. კვარცის ფენოკრისტალები შემოღობილი კიდეებით და პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები ცენტრში, c. ვულკანური მინის ნამგლისებური ფორმები, d. ალისებრი ფიამა ცენტრში.

სურ. 24b -ზე კარგად ჩანს პლაგიოკლაზისა და კვარცის ფენოკრისტალების ჩაძირვა ვულკანურ მინაში. კვარცის კრისტალები უმეტესად ოვალური ფორმისაა

და ზოგან აღინიშნება მათ ირგვლივ არშეის სახით მისივე მცირე ზომის კრისტალები შემოღობილი. ცენტრში კი პლაგიოკლასის დამტვრეული კრისტალების გლომეროპორფირული დანაგროვებია. სურ. 24c –ზე კარგად ჩანს ვულკანური მინის ნამგლისებრი ფორმები, რაც იგნიმბრიტის მატრიქსის დამადასტურებელი ნიშანია და იგი ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციისა და დაშლის შედეგია. ზოგჯერ კარგად დაიკვირვება შეცვლილი ალისებრი ფორმის ფიამებიც (სურ. 24d), რომელშიაც კვარცის კრისტალია შეტაცებული.

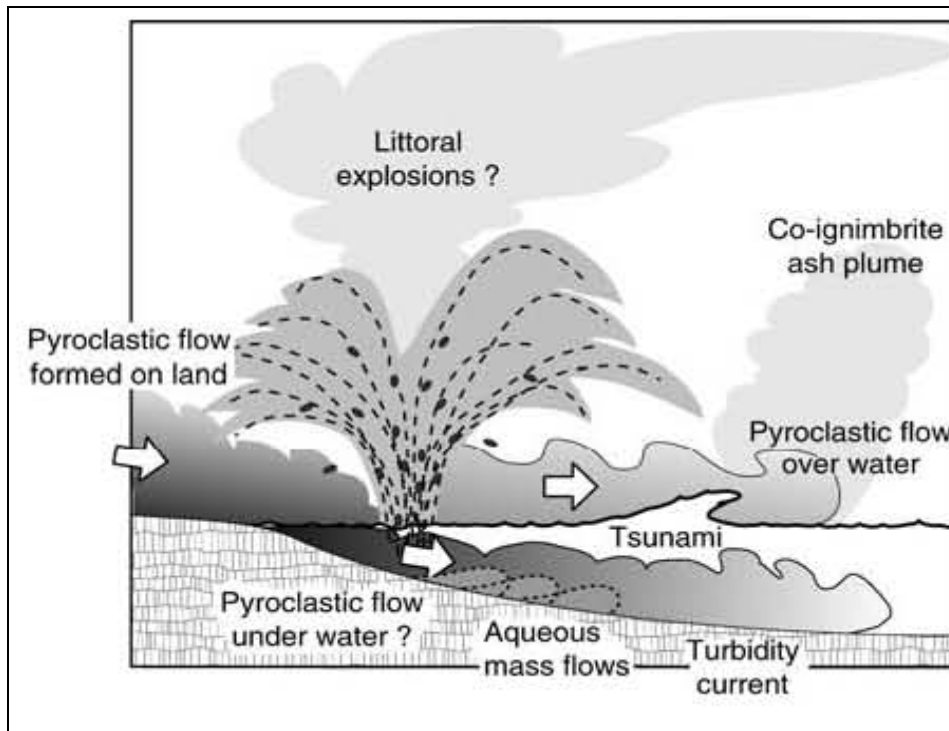
3.7 სვეტური განწვევრების იგნიმბრიტები

სვეტური განწვევრების იგნიმბრიტების გამოსავლები აღწერილია მადნეულის კარიერის ჩრდილო ფრთაზე. ფლუიდალური ზონალობის მქონე რიოლითური ნაკადი მკვეთრი უთანხმოებებით ფუძეში უდევს სვეტური განწვევრების მქონე ზონალურ იგნიმბრიტს (სიმძლავრე 8-12მ). სვეტური განწვევრებები ცხელი შემოჭრის ინდიკატორია. ფოტოზე (სურ.25a) კარგად ჩანს მისი კონტაქტი ლავურ ნაკადთან. სვეტების ფორმა იგნიმბრიტებში ოთხკუთხაა (სურ. 25b).



სურ. 25. სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები საბადოს ჩრდილო ფრთიდან: a. სვეტური განწვევების მქონე იგნიმბრიტის კონტაქტი ფლუიდალური ზონალობის მქონე რიოლითურ ნაკადთან, b. სვეტების ოთხკუთხა ფორმები იგნიმბრიტში, c. პერლიტური სტრუქტურა კვარცის ოვალური ფორმის ნატეხებით (გამორთული ნიკოლი).

იგნიმბრიტი შეიცავს კრისტალებს და კრისტალების ნატეხებს (კვარცი, პლაგიოკლასი, შეცვლილი ამფიბოლი). კრისტალებს შორის მატრიქსი მინისებრია, ყავისფერი და წვრილმარცვლოვანი. პერლიტური ფრაქციები მატრიქსში მიგვითითებენ, რომ მინის ნატეხები წარმოადგენენ კარგად შემცხვარ კოჰერენტულ მინას (McPhie et al., 1993). ამ იგნიმბრიტებში განვითარებულია ვულკანური მინისათვის დამახასიათებელი სფეროლითური ტექსტურები, რომლებიც უტყუარი მტკიცებულებაა ზოგიერთი თავდაპირველად მინებრივი შემცხვარი იგნიმბრიტების მაღალტემპერატურული დევიტრიფიკაციისა (სურ. 24c). (White M., et al. 1995; McPhie et al., 1993).



სურ.26 პიროკლასტური ნაკადის ტრანსპორტირება წყლის ქვეშ და წყლის ზემოთ (Freundt A., 2003).

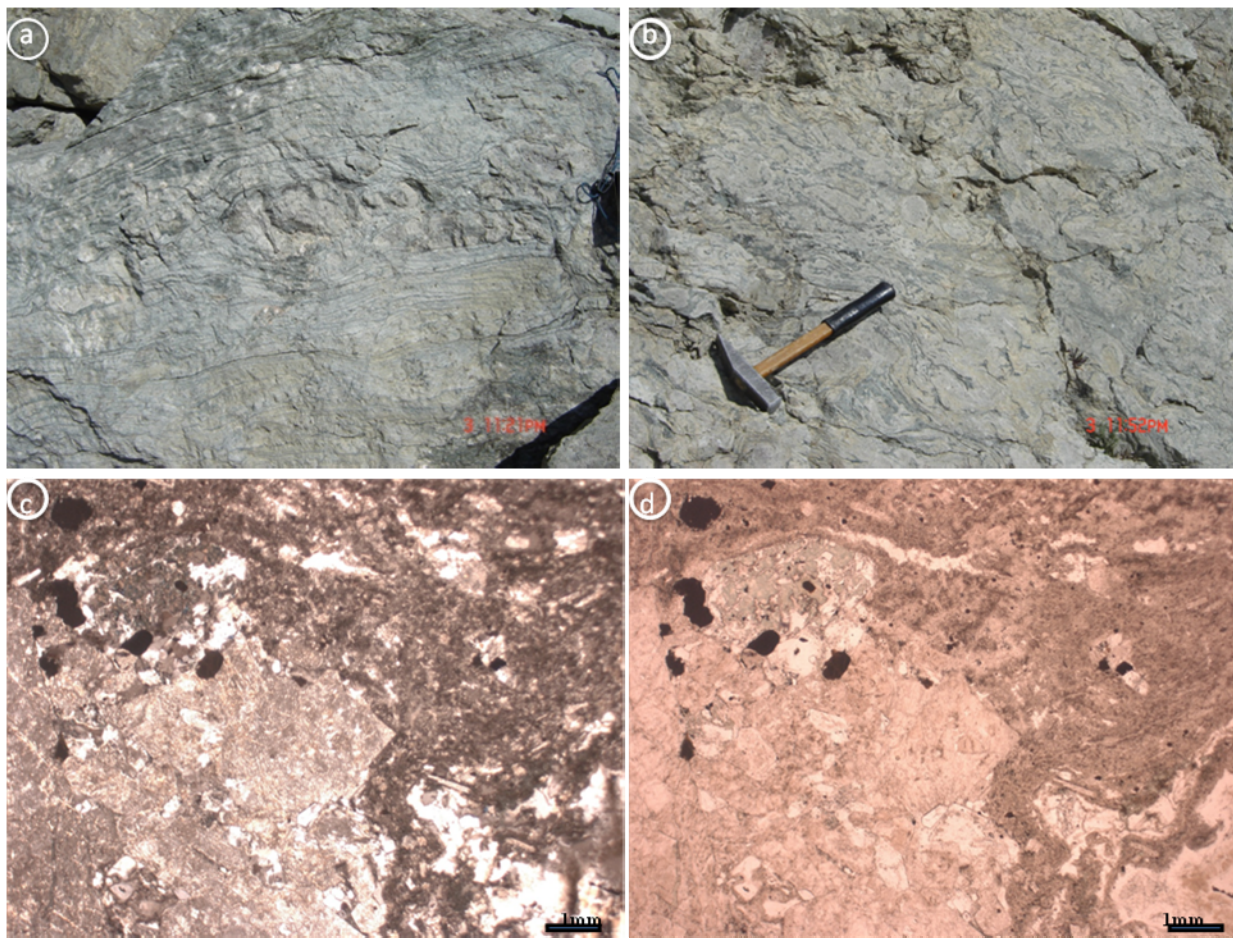
ადრე იგნიმბრიტები ხმელეთზე ამოფრქვევისა და დაღეკვის ინდიკატორად ითვლებოდა. თუმცა ბოლო დროს შეიცვალა წარმოდგენები და სულ უფრო და უფრო გავრცელდა შემცხვარი იგნიმბრიტების მაგალითები, რომელთა დაღეკვა ხდებოდა წყალქვეშა გარემოში ან ადგილი აქვს პიროკლასტური ნაკადის შესვლას წყალში. შესაძლოა წყლის სიღრმე შეზღუდული იყოს, არაუმეტეს 1კმ-ისა. რადგან სიღრმეში ჰიდროსტატიკური წნევა ხელს უშლის სისტემიდან ჰაერის გამოდევნას, რაც ექსპლოზიური ამოფრქვევის წინაპირობაა (McBirney., 1963). წყალქვეშა პემზიანი პიროკლასტური ნაკადი აღწერილია ბევრ თანამედროვე და ძველ ნალექებშიც. მსგავსი იგნიმბრიტები შესწავლილი იქნა ავსტრალიაში, დასავლეთ ტასმანიაში, სადაც წყალქვეშა იგნიმბრიტებს კამბრიულ ტანდალის ჯგუფში მაუნტ რიდის ვულკანიტებს განიხილავენ (White M. et. al 1997). ტანდალის ჯგუფის იგნიმბრიტები ტალღისცემის ქვეშ არის დაღეკილი ანუ სანაპირო (<200მ) გარემოში. ისინი შემცხვარი იგნიმბრიტებია და პერლიტური სტრუქტურით ხასიათდება. წყალქვეშა იგნიმბრიტები აღწერილია აგრეთვე ინდონეზიაში, კრაკატაუში 1883 წ-ის ექსპლოზიური ამოფრქვევის, სადაც პიროკლასტური ნალექები წყალში 40 მ სიღრმეზე დაიღეკა (Sigurdsson et al., 1991); ეს მასიური ფაციესი არის ხმელეთის იგნიმბრიტების ზუსტი ანალოგი; ფართობულად დიდი ფავრცელების წყალქვეშა იგნიმბრიტებია აღწერილი შაკოკუს აუზში, დასავლეთ წყნარ ოკეანეში, რომელიც გვიან მიოცენურია (Kutterolf S., et al 2014). უძველეს ნალექებთან დაკავშირებული მაგალითებია: ამერიკაში ტრიასულ-ქვედა იურულთან დაკავშირებული კალდერასთან ასოცირებული ნალექები, ვანდევერის ტუფები (Busby-Spera., 1984; Kokellar and Busby., 1994). მარჩხ წყალში დაღეკილი შემცხვარი იგნიმბრიტებია ორდოვიციული კაპერ კურიზის ვალეს ვულკანური ფორმაცია (Howells et al., 1985). ვაითის მიხედვით (White J., 2000) წყალქვეშა სიმკვრივის

ნაკადების ამოფრქვევების ერთი ჯგუფი, მის ფრაგმენტაციის მოდელსა და ტრანსპორტირებაზე დაყრდნობით, არის ექსპლოზიური ფრაგმენტაცია გაზის შემცველი სიმკვრივის ნაკადიდან, რომელიც გვაძლევს წყალქვეშა შემცხვარ იგნიმბრიტებსა და სხვა მაღალტემპერატურულ წყალქვეშა პიროკლასტური ნაკადის ნალექებს. მაღალტემპერატურული გაზებითა და მყარი ფაზებით გაჯერებული პიროკლასტური ნაკადის წყალქვეშა პირობებში დალექვის შესაძლებლობის არსებობა კიდევ უფრო იქნა გამაგრებული პალეომაგნიტური კვლევებითა (*Kano et al., 1994; Mandewille et al., 1994;*) და შეღებობის ტექსტურების მტკიცებულებების არსებობით (*Kokelaar and Busby, 1992; Schneider et al., 1992; Fritz and Stillman, 1996; White and McPhie, 1997*).

ამრიგად იგნიმბრიტების ამოფრქვევა შესაძლოა ხმელეთზე, წყალშიც და ზოგჯერ კი ჯერ კიდევ შეუმცხვარი, ცხელი პიროკლასტური მასალის გადალექვა (შესვლა) ხდება წყალში, მარჩხი წყლის პირობებში. სურ. 26–დან კარგად ჩანს პიროკლასტური მასალის ხმელეთზე ამოფრქვევა და შემდეგ მისი წყალში შესვლა. თუმცა ნაწილი პიროკლასტური ნაკადისა არ არის მაღალ ენერგეტიკული და ვერ აღწევს წყლის ზემოთ.

3.8 ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი

ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი აღწერილია საბადოს ჩრდილო ფრთაზე, რომელსაც ჭრილში ზემოთ მოყვება იგნიმბრიტები. როგორც ცნობილია ფლუიდალური ზონალობა ძირითადად დამახასიათებელია მჟავე და უმეტესად რიოლითური ლავებისათვის (*McPhie et al. 1993*). სურათზე კარგად ჩანს რომ ზონალობა ანუ დაშრევა, რომელიც ლავურ ნაკადში არის, უმეტესად ბრტყელი და პარალელურია (სურ. 27a,b). ნაკადის ნაოჭში, ზოგიერთ ლოკალურ ადგილებში აღინიშნება ამობურცული, ზღვის კომბოსტოსნაირი (*Allen R., 1988*) კიდურა ფორმები. ამ ნაკადის განშრევაებს (ზონალობებს) შორის გვხვდება ამავე ლავის ნატეხები, რაც იმას მიუთითებს, რომ ეს ჩანარები თუ ლითიური ნატეხები არ წარმოადგენს პიროკლასტური წარმოშობის მტკიცებულებას (*Allen R., 1988*). სურათზეც კარგად ჩანს ისეთი ადგილები, სადაც ეს შრეებრიობის ზოლები კარგად შემოუვლის ირგვლივ ამ სფეროლითურ მასას.

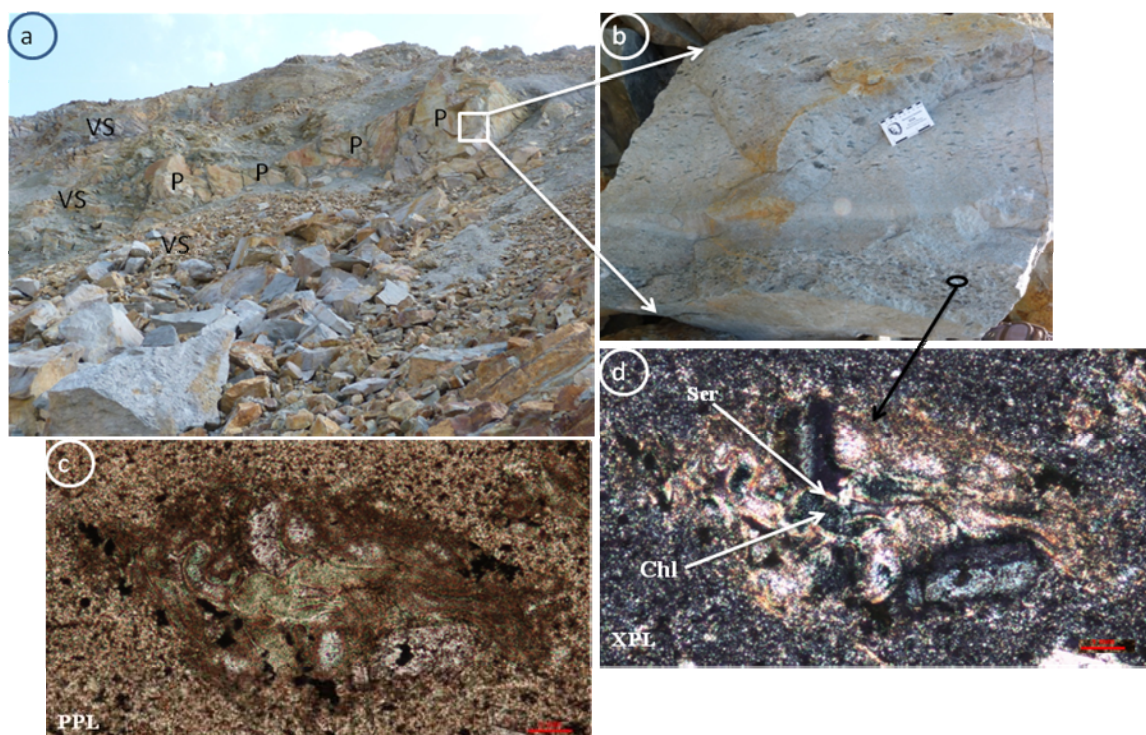


სურ. 27 ფლუიდალური ზონალობის რიოდაციტური ლავური ნაკადი მადნეულის საბადოზე : a,b ფლუიდალური ზონალობა რიოდაციტური ლავის ნაკადში, c,d ვულკანური მინის ფლუიდალური ბუნება მიკროსკოპში.

შლიფში აღინიშნება ფელდშპატისა და კვარცის ოვალური ფორმის კრისტალები. აგრეთვე ლოკალურად შენარჩუნებულია პერლიტური სტრუქტურები. ძირითადი მასა წარმოდგენილია ვულკანური მინითა და მასში პლაგიოკლასის მიკროლითებით. ზოგიერთ ადგილებში ქანი ტუფს გავს და სხვადასხვა ქანის და კრისტალების ნატეხები აღინიშნება. სურ. 27c,d –ზე კარგად ჩანს ქანის ფლუიდალური სტრუქტურა, რომელიც გარს უვლის კრისტალთა გლობეროპორფირულ დანაგროვებს. ფლუიდალური ზონალობის მიმართულებით აღინიშნება გაკვარცება და ზოგჯერ კი კვარცის წაგრძელებული კრისტალებიც მიუყვება ამ ფლუიდალურ მიმართულებას.

3.9 პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექები.

პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექების გამოსავლების აღწერა შესაძლებელი არის საბადოს აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფრთაზე. ეს ფაციალური ერთეული პირველად არის აღწერილი ავტორის მიერ. იგი გამოიყოფა ვულკანოგენურ-დანალექ წყების კომპლექსში და თითქმის თანხმობით არის განლაგებული, ანუ მიუყვება პარალელურად შრეებრივს, ხანდახან კი კვეთავს შრეობრიობას. მისი გავრცელება ლოკალურია და ისოლება, რაც კარგად ჩანს სურათზე (სურ. 28a). პემზა სხვადასხვა ზომისაა და სტრატეგიციტებულია გარკვეული შუალედებით, იგი არის გაწელილი ფორმის და თითქოს ერთ რიგს მიუყვება (სურ. 28b). უნდა აღინიშნოს, რომ საბადოს ქვედა ჰორიზონტებზე არსებული მინერალიზაცია და გაკვარცება ამ ტიპის ნალექებსაც უკავშირდება. არის ისეთი ადგილებიც სადაც ისინი ძლიერ შეცვლილი და მინერალიზებულია. ჰიდროთერმალური ფლუიდები ადვილად აღწევენ გამტარუნარიან (შედწევადუნარიან) პემზიან შრეებში და იწვევს მის შეცვლას (Allen R., 1988), ზოგჯერ პემზა იმდენად შეცვლილია, რომ სრულიად დაკარგული აქვს პირველადი სახე და განსაკუთრებით საბადოს ქვედა ჰორიზონტებზე იგი მთლიანად გამადნეებულია.



სურ.28 პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექების (P) კონტაქტი ვულკანოგენურ-დანალექ (VS) წყებასთან მადნეულის საბადოზე, ბ.პემზის შემცველი შრეების ბიომოდალურობა, c, d. პემზა ჩანაცვლებულია ქლორიტითა და სერიციტით

პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ქანები შეიცავენ აგრეთვე კრისტალთა ნატეხებსაც და სხვა ვულკანურ მასალას, მაგრამ დამორჩილებული რაოდენობით (სურ. 29).



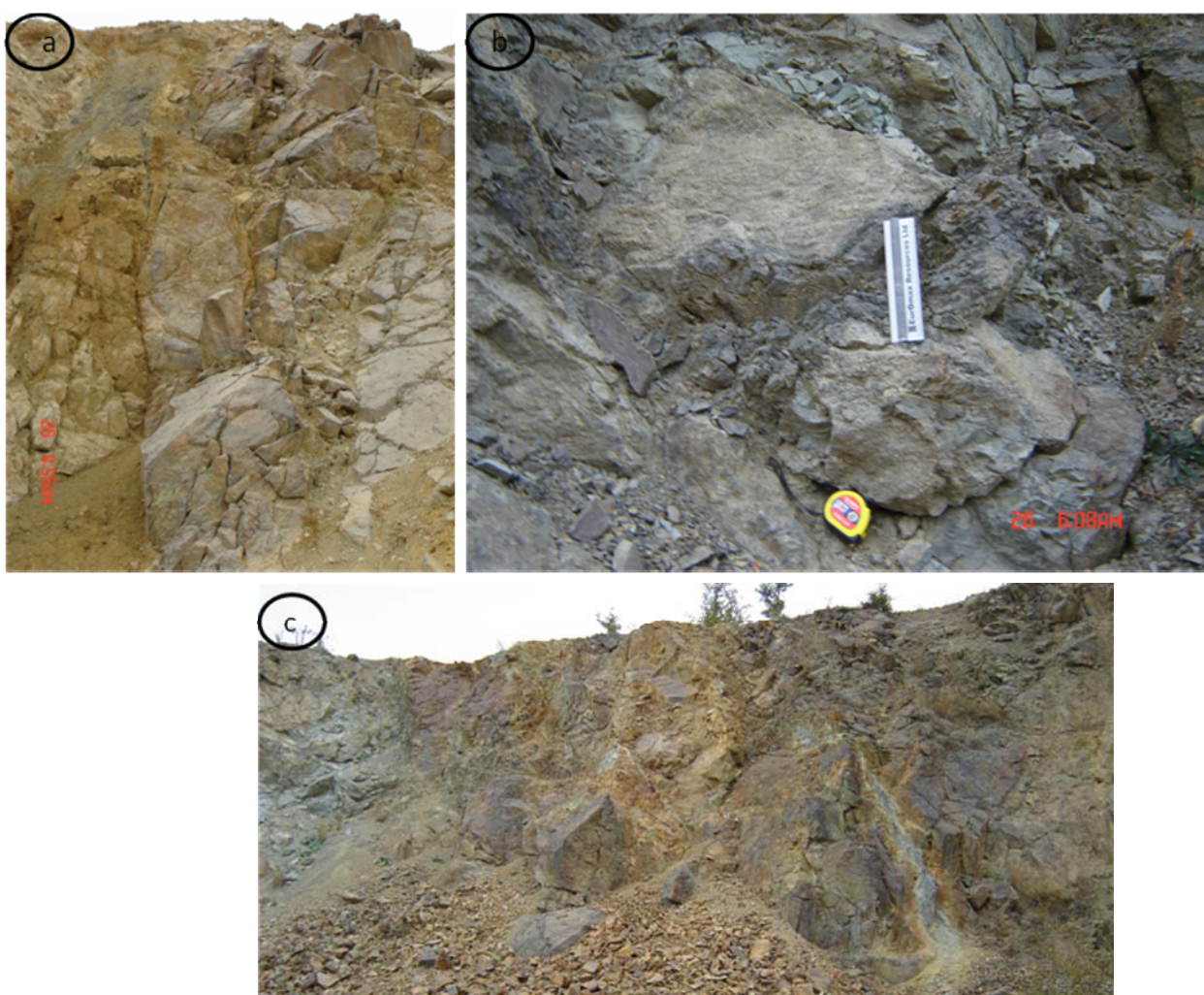
სურ. 29 პემზისა და კრისტალთა ნატეხების განლაგება ვულკანოკლასტურ ქანში (P-პემზა).

სურ. 28c,d პემზის რელიქტია, რომელშიაც შიდა ბუშტუკოვანი მიკროსტრუქტურა დარღვეულია (McPhie et al.1993). თუმცა ადგილებში ის შემორჩენილია და ქლორიტითაა ამოვსებული, ხოლო ირგვლივ კი სერიციტიზაციაა. ყავისფერი არშია აქსიოლითური დევიტრიფიკაციის შედეგია.

სურ. 29-ზე კარგად ჩანს პემზისა და კრისტალთა განლაგება ერთი მიმართულებით, სადაც პემზის რაოდენობა აშკარად ჭარბობს.

3.10 რიოდაციტური ექსტრუზივი

მადნეულის საბადოზე რიოდაციტური შედგენილობის ექსტრუზივი კვეთს ვულკანოგენურ-დანალექ შრეებრივ წყებას. ეს რიოდაციტური ექსტრუზივი მადნეულის საბადოზე აღწერილია რიგი ავტორების მიერ (მ. ტყემალაძე, მ. აფხაზავა, ი. ვაშაკიძე, ვ. გუგუშვილი, ა. მაღალაშვილი, რ. მიგინეიშვილი, და სხვები) მისი გამოსავლები შემორჩენილია საბადოს აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფრთებზე. სურ. 30-ზე კარგად ჩანს საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე გამკვეთი ექსტრუზივი. ზოგიერთ ადგილებში დაიკვირვება მისი კონტაქტი ვულკანოგენურ-დანალექ შრეებრივ ქანებთან. სურ. 30ბ არის ექსტრუზივის კონტაქტი წვრილმარცვლოვან ტუფებთან.



სურ. 30 საბადოს აღმოსავლეთ ფრთაზე a. გამკვეთი ექსტრუზივი; b. ექსტრუზივის კონტაქტი შრეებრივ წვრილმარცვლოვან ტუფებთან; c. ექსტრუზივთან დაკავშირებული მინერალიზაცია.

შესაძლოა ამ რიოდაციტურ ექსტრუზივის შემოჭრას და მის მომყოლ ფლუიდებს უკავშირდება საბადოზე არსებული გვიანი მინერალიზაცია. სურ.30 c კარგად ჩანს ექსტრუზივთან დაკავშირებული მინერალიზაცია საბადოს ადმოსავლეთი ფრთის ზედა ნაწილში.

თავი IV: ახალი მონაცემები მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ.

4.1 რადიოლარიების ფაუნის ასაკი მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებიდან.

მადნეულის საბადოდან აღებული ნიმუშებიდან რადიოლარიები ამოღებული იქნა სტანდარტული ქიმიური დამუშავების მეთოდით და – განზავებული HF-ით (method of chemical treatment with diluted HF). მეთოდი დანერგა დუმიტრიკამ (*Dumitrica., 1970; Dumitrica et al., 2003*). ფაუნა ძალიან მდიდარია და წარმოდგენილია 150-ზე მეტი სახეობებით, ბევრი მათგანი ახალი სახეობებია. ფაუნის ამ კომპლექსში გვხვდება ზოგიერთი ღრუბლის სპიკულები და სკლერიტებიც (*sclerites*). აღნიშნული ფაუნის ასაკის დასადგენად, განსაკუთრებით საყურადღებოა სენომან-მაასტროსტული სტრატეგრაფიული ინტერვალის ზონალობა, რომელიც დადგენილია პესაგოს მიერ (*Pessagno., 1972; Pessagno., 1976*), ასევე – ო'დოჰერტის (*O'Dogherty., 1994*) გვიანბარემულ-ადრეტურონული ზონალობის ინტერვალი, ბრაგინას (*Bragina.,2006; Bragina., 2014;*) სტატიებზე დაყრდნობით სენომანურ-კამპანური ინტერვალის შესახებ და სხვა. მოხდა მისი შედარება დევას წყების (რუმინეთი) კონიაკური რადიოლარიების ფაუნის შესახებ გამოუქვეყნებელ მასალასთან. მადნეულის საბადოს რადიოლარიების ფაუნას აქვს ბევრი საერთო სახეობები რუმინეთის ფაუნასთან და ასევე ომანის, მაშირაჰის კუნძულის კონიაკურ – ? სანტონურ ფაუნასთან, რომელიც ნაწილობრივ იქნა შესწავლილი დუმიტრიკას მიერ.

პესაგონის ზონალობა (*Pessagno., 1972; Pessagno., 1976*) არა მხოლოდ უძველესია, არამედ ერთადერთია კალიფორნიის სანაპირო ქედების სენომანურ-მაასტროსტული ინტერვალისათვის. მან ეს ინტერვალი დაჰყო 8 ზონად და 9 ქვეზონად. ქრონოსტრატეგრაფიული ინტერვალისათვის, რაც ჩვენთვის მეტად საინტერესოა (გვიან ტურონულ – სანტონური), მან სამარკიროდ გამოიყენა *Alievium-* ის გვარის რამდენიმე სახეობა, რაც გარსის 3 ძირითადი ხერხემლის ძალიან საინტერესო ევოლიციურ ტენდენციას გვიჩვენებს აღნიშნულ ინტერვალში (evolutionary trend of the three main spines of the shell during this interval). ეს ხერხემალი სრულიად შეიცვალა ტურონულ-ქვედა კონიაკურში 3-შტოიანი (three-bladed) მორფოლოგიიდან [*Alieviumsuperbum*] (*Squinabol*), პროქსიმალურ 3-შტოიან და დისტალური კონუსურამდე (conical distally) (*Alievium praegallowayi* Pessagno) კონიაკურ-

ადრესანტონურში და ბოლოს სრულიად გადავიდა კონუსურში (conical) (*Alieviumgallowayi* Pessagno) სანტონურ-გვიან კამპანურში.

მადნეულის რადიოლარიების ფაუნა არ შეიცავს არც *A. Superbum* და არც *A. Gallowayi*-ს. იგი შეიცავს მხოლოდ *A. praegallowayi*-ს (pl. 1, fig. 1). ესანგოს ზემოთ აღნიშნული ზონალობის მიხედვით, ეს ფაუნა მდებარეობს *Alieviumpraegallowayi*-ის რადიოლარიების ზონაში და ქრონოსტრატიგრაფიულად მისი ასაკი არის კონიაკური. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ის გვხვდება დროის იმ იმტერვალში, რომელსაც ადასტურებს მადნეულის საბადოს მიკროფაუნა (გვიან ტურონული – ადრე სანტონური), და არა კამპანურის დონეზე.

მადნეულის რადიოლარიების კონიაკური ასაკი ასევე დასტურდება მათში პესანგოს მიერ (1976წ) აღწერილი სახეობების ნიმუშების არსებობით, რომელიც ამ სართულისათვის არის დამახასიათებელი: *Dictyomitraformosa* Squinabolsensu Pessagno 1976 (pl. 3, figs. 13-15), *Archaeodictyomitrasquinaboli* Pessagno (pl. 3, figs. 17-19), *Dictyomitranapaensis* Pessagno (pl. 3, fig. 20, 22), *Pseudoaulophacuspraefloresensis* Pessagno (pl. 1, figs. 6,7), *P. circularis* Bragina (pl. 1, figs. 4, 5). ეს სახეობები ასევე გვხვდება კონიაკურში დევას წყებაში, რუმინეთი. იმავე დევას წყებაში გვხვდება აგრეთვე *Toritenum* n. sp. (pl. 3, figs. 1, 2), რომელიც წარმოადგენს ამ საინტერესო გვარს და ცარცულშია აღწერილი, მაშინ როცა ის მხოლოდ იურულშია ცნობილი (*Dumitrica & Zügel, 2003*). სატურნალიდურ (saturnalid) რადიოლარიებს შორის სახეობა *Acanthocircus* n. sp. (pl. 1, figs. 17, 18), რომელიც ხშირად გვხვდება მადნეულის საბადოზე, აღმოჩენილი იქნა ომანში კუნძულ მაშირაჰზე ასევე კონიაკურ? – სანტონურ ფაუნაში (დუმიტრიკა, გამოუქვეყნებელი მასალა). სხვა სატურნალიდური სახეობები, როგორცაა მაგ. *Vitorfusbrustolensis* (Squinabol) (pl. 1, fig. 21) და *V. minimus* (Squinabol) და სხვები ფართო გავრცელებით ხასიათდებიან და უკანასკნელი ცნობილია ალბურ-კამპანურ ინტერვალში.

Hagiastrid – ები წარმოდგენილია ბევრი სახეებით. მათ შორის *Crucellairwini* Pessagno (pl. 1, fig. 19) – ს პესანგოს მიხედვით (Pessagno., 1976), გავრცელების არეალია შუა-ქვედა ტურონულ-კონიაკური.

კამპანური ასაკის საპირისპიროდ ასევე შეგვიძლია დავასახელოდ *Pseudodictyomitra* – გვარის ორი სახეობა: *Pseudodictyomitra -Pseudodictyomitranakasekoi* Taketani (pl. 3, figs. 8, 23) and *Pseudodictyomitrasp. A* (pl. 3, fig. 9), რომელიც ბრაგინასა და ბრაგინის მიხედვით (2006წ) გვხვდება კვიპროსის პარაპელის ფორმაციის ტურონ-კონიაკურ სექვენსში. ეს სახეობები გვხვდება დევას წყებაშიც, მაგრამ არ გვხვდება კამპანურში. აქამდე ცნობილი ზოგიერთი სახეობის გავრცელების არეალი მონიშნულია და წარმოდგენილია 3 ცხრილში და ნაჩვენებია ფიგურების დასახელებებიც. ის ადასტურებს რაც ზემოთ არის აღნიშნული, რომ მადნეულის საბადოს ფაუნა არის კონიაკური და მიეკუთვნება *Alieviumpraegallowayi*-ს ზონას. ამ ეტაპზე ძნელია იმის დადგენა თუ ზონის ზუსტად რომელ ნაწილშია

გავრცელებული, თუმცა დანამდვილებით შეიძლება ითქვას, რომ კამპანური ასაკი გამორიცხულია.

ქვემოთ მოყვანილია მადნეულის შემცველი ქანების ნიმუშებიდან განსაზღვრული რადიოლარიების ფოტოები შესაბამისი ასაკებით (იხ. Plate 1, Plate 2, Plate 3) პ. დუმიტრიკას -ს მიხედვით.

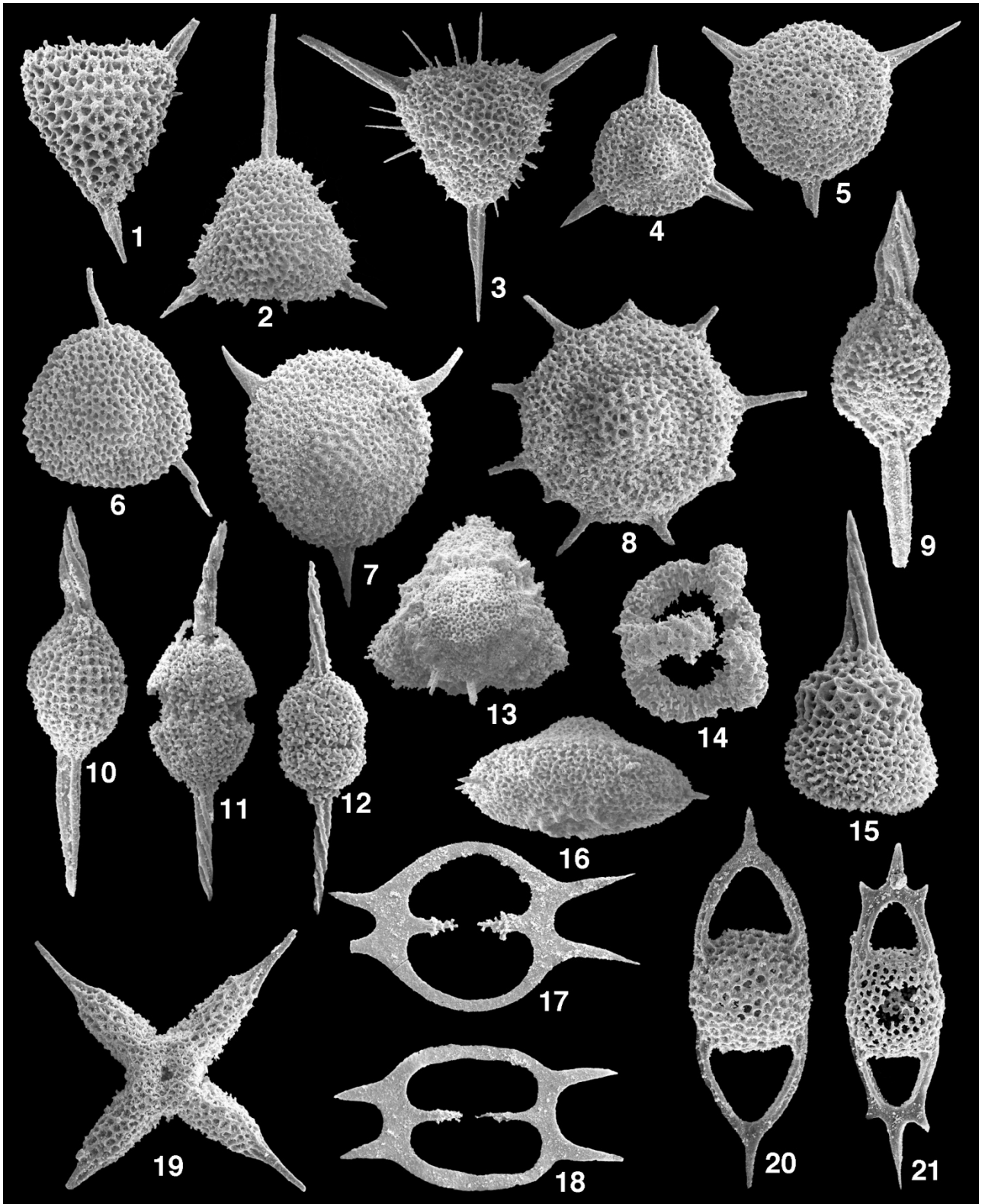


Plate 1. მადნეულის კარიერიდან განსაზღვრული რადიოლარიების ფოტოები
(*Dumitrica P. 2013; 2014*).

Plate 1.

Fig- 1. *Alieviumpraegallowayi* Pessagno, x150. კონიაკ-ადრე სანტონური.

Figs. 2, 3. *Alievium* n. sp., x150. კონიაკ-ადრე სანტონური.

Figs. 4, 5. *Pseudoaulophacus circularis* Bragina, x150, შუა სენომან-კონიაკური.

Figs. 6, 7. *Pseudoaulophacus* sp. A of Pessagno 1972, x150, კონიაკური (**of California**).

Fig. 8. *Pseudoaulophacus lenticulatus* Pessagno, x150, კონიაკ – კამპანური.

Fig. 9, 10. *Archaeospongoprunum cortinaense* Pessagno, x200, სენომან – ადრე კონიაკური.

Figs. 11, 12. *Archaeospongoprunum venaensis* Pessagno, x200, შუა-გვიან ტურონული.

Figs. 13, 14 *Pyramispongiaglaskockensis* Pessagno, x150, სენომან-კონიაკური.

Fig. 15. *Odoghertula foremana* en. gen., n. sp., x250, კონიაკ-სანტონური

Fig. 16. *Patellula* sp., x150

Figs. 17, 18. *Acanthocircus miser* n. sp., x150, კონიაკ-?სანტონური (ომანი, მასირაშის კუნძული)

Fig. 19. *Crucellairwini* Pessagno, x150, შუა-გვიან ტურონულ-კონიაკური.

Fig. 20. *Vitorfus minimus* (Squinabol), x250

Fig. 21. *Vitorfus brustolensis* (Squinabol), x200, ალბურ-კამპანური.

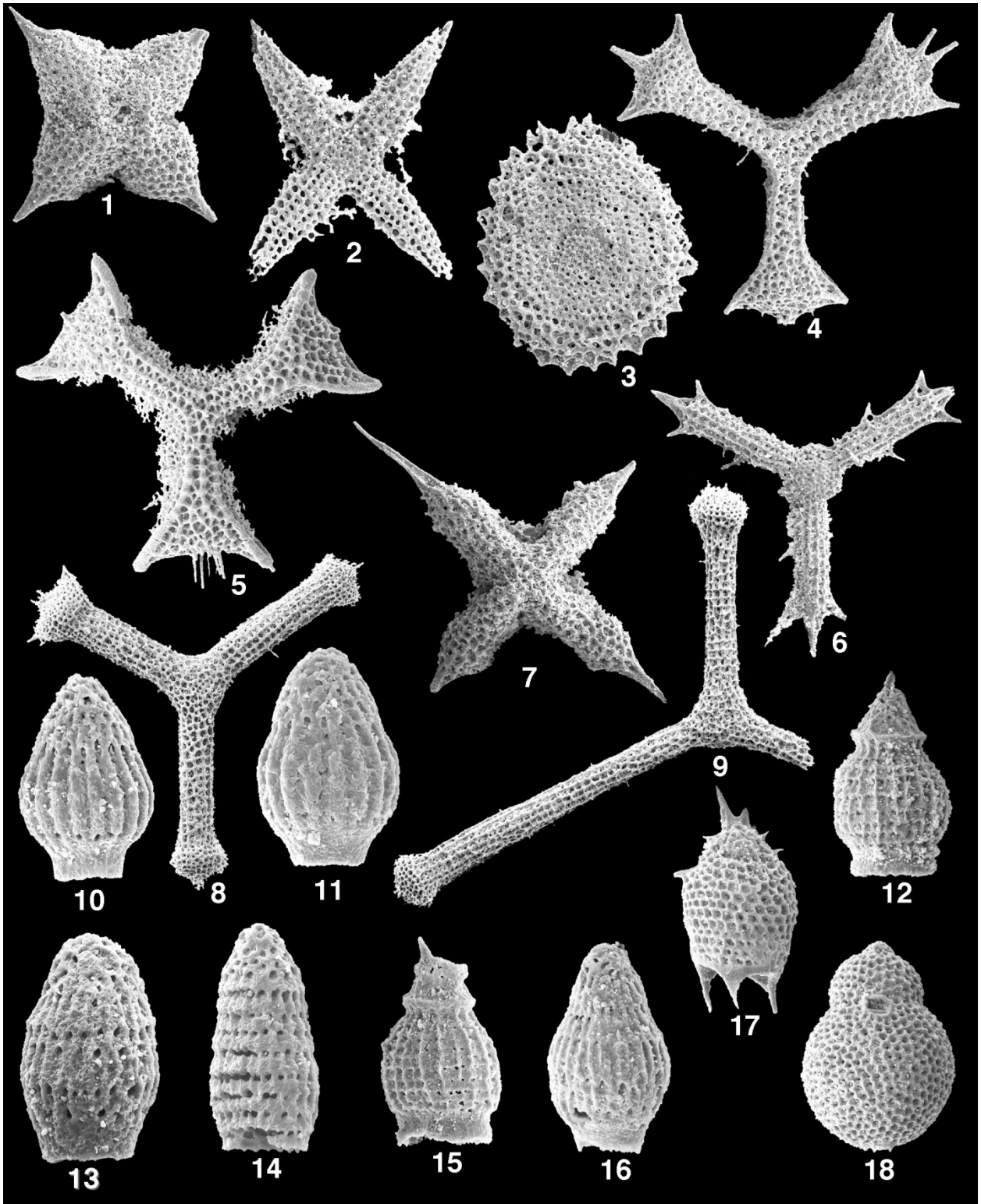


Plate 2. მადნეულის კარიერიდან განსახვდვრული რადიოლარიების ფოტოები
 (Dumitrica P. 2013; 2014).

Plate 2

Fig. 1. *Crucellasp.*, x150

Fig. 2. *Higumastra* sp., x200, გვხვდება აგრეთვე კონიაკურში, დევას წყება, რუმინეთი

Fig. 3. Hagiastrid, n. gen. et sp., x150, გვხვდება აგრეთვე კონიაკურში, დევას წყება, რუმინეთი

Fig. 4. *Halesium* cf. *diacanthum* (Squinabol), x150, შუა ალბურ-სენომანური

Fig. 5. *Halesium* *sexangulum* Pessagno, x150, სენომან-ტურონული, კამპანური? (კიპრის)

Fig. 6. *Archaeotritabs* n.sp. = *Paronaella* *spicata* Bragina (in Bragina et al., 2014), x150, ?სანტონური (სერბეთი)

Fig. 7. *Crucella* cf. *messinae* Pessagno, x150, სენომან-ტურონული, ?კონიაკური

Fig. 8. *Patulibracchium* cf. *teslaense* Pessagno, x100.

Fig. 9. *Patulibracchium* *ingens* (Lipman), x100, სენომან-ტურონული ?კონიაკური

Figs. 10, 11. *Theocampe* *scalia* Foreman, x400, კონიაკ-გვიან კამპანური

Figs. 12, 15. *Theocampe* *tina* (Foreman), x400, ტურონ-კამპანური

Fig. 13. *Theocampe* sp. 1, x400

Fig. 14. *Theocampe* *bassilis* (Foreman) sensu Bragina 2004, x250, გვიან სენომანური

Fig. 16. *Theocampe* cf. *ruckena* Empson-Morin, x 300

Fig. 17. *Theocoronium*? cf. *ornatum* Bragina, x250, სანტონური

Fig. 18. *Diacanthocapsa* sp., x200.

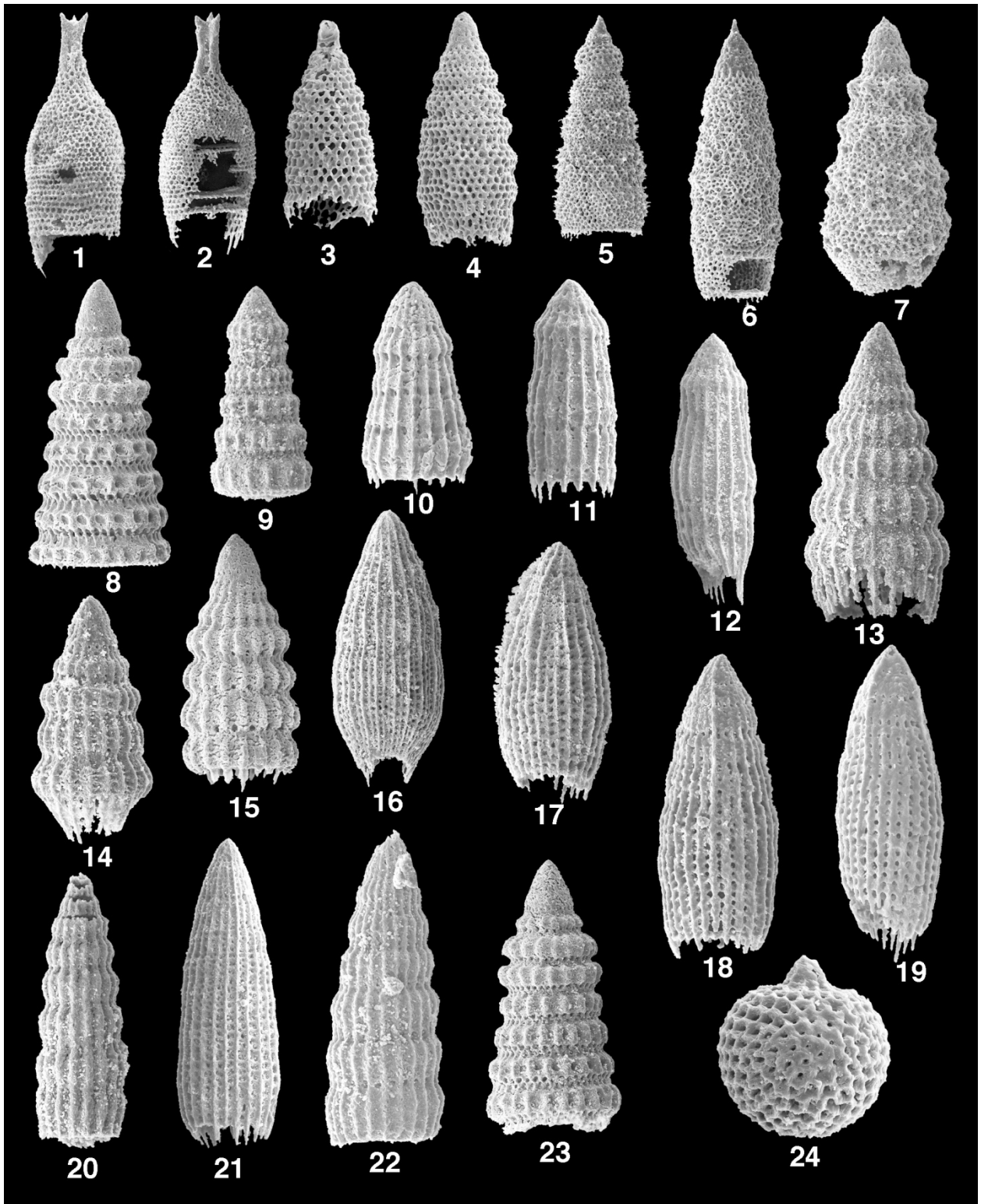


Plate 3. მადნეულის კარიერიდან განსახდვრული რადიოლარიების ფოტოები
 (Dumitrica P. 2013; 2014).

Plate 3

Figs. 1, 2. *Toritenum* n. sp., x150, კონიაკური, რუმინეთი.

Figs. 3, 4. *Amphipyndaxstocki* (Campbell & Clark), x200, სენომანური? - მასტრიხტული

Fig. 5. *Vistularia magna* Gorka, x150, კონიაკ-გვიან კამპანური

Fig. 6. *Xituscf. pulcher* Pessagno, x150,

Fig. 7. *Novixitus* sp., x150

Figs. 8, 23. *Pseudodictyomitranakasekoi* Taketani, x125, გვიან ტურონ-კონიაკური

Fig. 9. *Pseudodictyomitrasp.*, x175, კონიაკ-?სანტონური

Figs. 10-12. *Archaeodictyomitrazlovae* (Foreman), x200

Figs. 13-15. *Dictyomitrazlovae* Squinabolsensu Pessagno, 13, 14 x200, 15 x150

Fig. 16. *Mitasp.*, x150

Figs. 17-19. *Archaeodictyomitrazlovae* Pessagno, x200, ალბურიდან გვიან კამპანურამდე

Figs. 20, 22. *Dictyomitranapaensis* Pessagno, x200, შუა გვიან ტურონიდან გვიან კონიაკურამდე

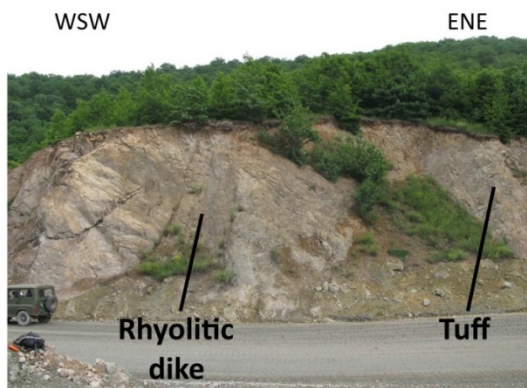
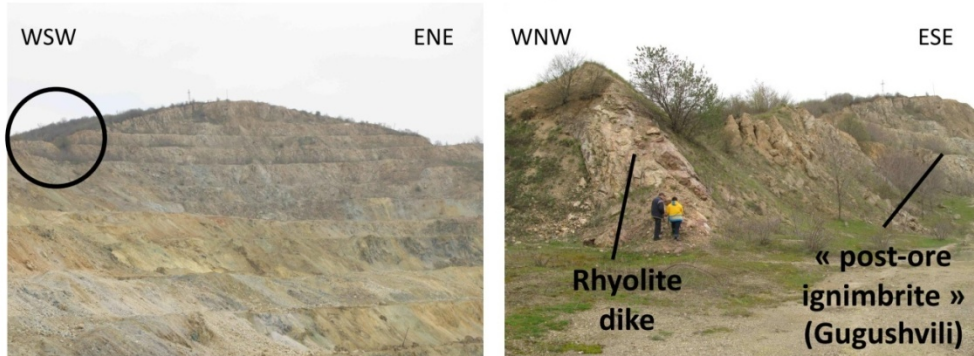
Fig. 21. *Archaeodictyomitrasp.*, x150

Fig. 24. *Cryptamphorellaconara* Foreman, x300, ადრე ცარცულ-მასტრიხტული

4.2 მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების აბსოლუტური ასაკი TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით.

უახლესი კვლევების მიხედვით, რომელიც ქართულ-შვეიცარიულმა ჯგუფმა ჩაატარა მადნეულის საბადოსა და მიმდებარე ტერიტორიებზე ბოლნისის რაიონში (შვეიცარია – აღმ. ევროპის თანამშრომლობა SCOPES პროექტის ფარგლებში (2007-2013წ) (იხ. ცხრილი 2) (სურ. 31), განსაზღვრული იქნა მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი 3 დაიკის ასაკი TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით (*Barboni et al., 2013*), რომელიც *კონიაკურს* შეესაბამება. სამუშაო უნევის ლაბორატორიაში ჩატარდა რ. მორიცისა (*R.Moritz,2013*) და მარია ოვჩაროვას (*M. Ovtcharova,2013*) მონაწილეობით. *კონიაკური* ასაკია განსაზღვრული აგრეთვე რადიოლარიების მიხედვით, რომელიც საბადოს შემცველი ქანებიდან იქნა ამოყვანილი (*Dumitrica P. 2013; 2014*) აგრეთვე განსაზღვრულია TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით (*Barboni et al., 2013*) საყდრისის საბადოს ასაკი, რომელიც შედარებით ახალგაზრდაა და 85.65 მლნ.წ-ია. ფახრალის იგნიმბრიტების ასაკი ემთხვევა მადნეულის საბადოზე იგნიმბრიტების ასაკს და 86.61 მლნ.წ – ია.

BO-07-18 (2 May 2007) - post-caldera rhyolite dike: 87.10 ± 0.05 Ma



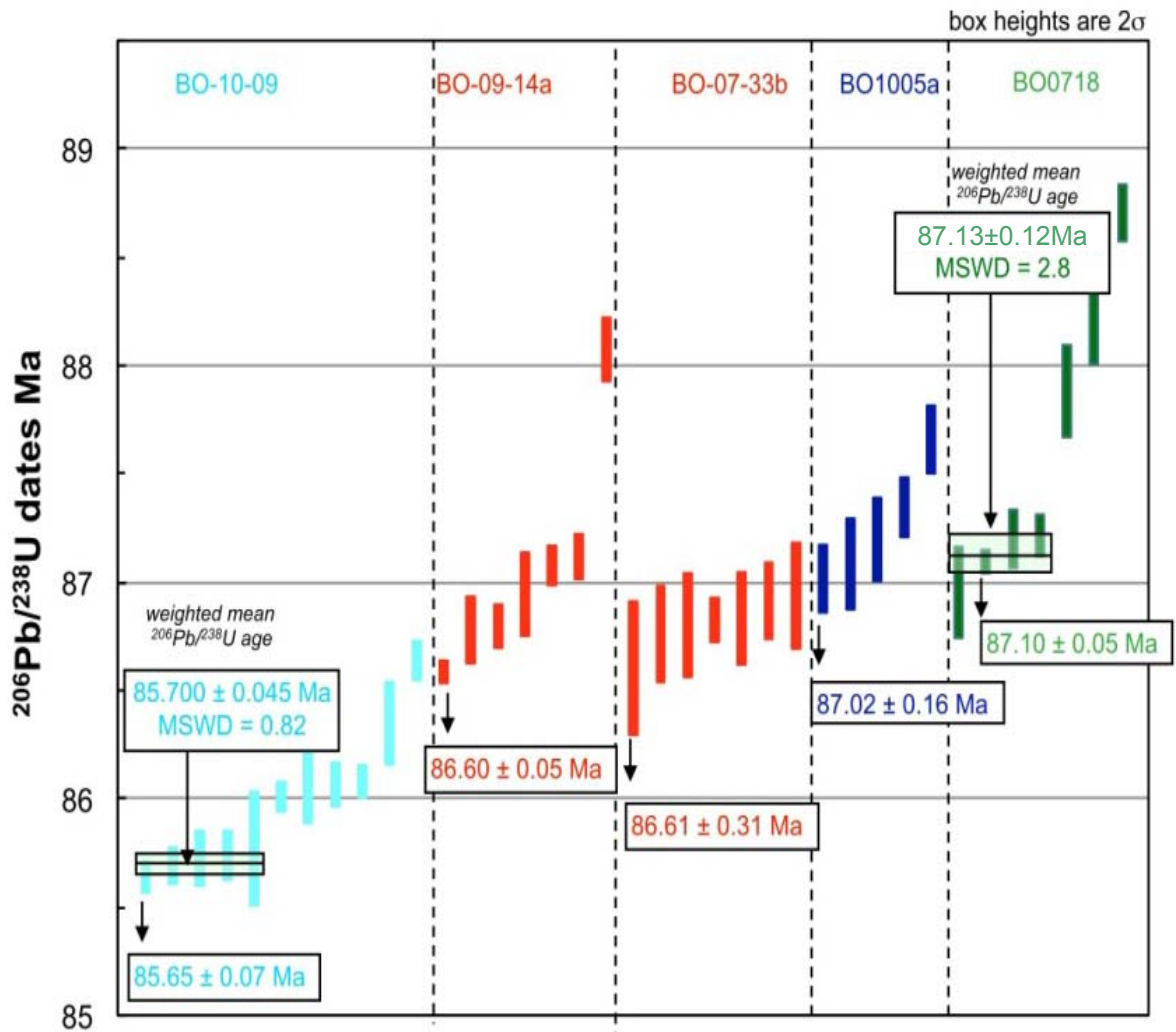
BO-09-14a (24 May 2009) - late rhyolite dike in lower part of section on road from mine office to Madneuli open pit: 86.60 ± 0.05 Ma

BO-10-05a (26 May 2010) - late dike (upper eastern part of open pit): 87.09 ± 0.10 Ma



სურ.31 ნიმუშების ადგილმდებარეობა მადნეულის კარიერზე და შესაბამისი ასაკები, განსაზღვრული $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -ის მეთოდით (R.Moritz 2014).

ცხრილი 2. აბსოლუტური ასაკების ცხრილი (R.Moritz 2014).



BO-10-09: რიოდაციტი საყდრისის საბადოდან.

BO-09-14a: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

BO -07-33: იგნიმბრიტი ფახრალოს კარიერიდან.

BO-10-05a: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

BO-07-18: მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გამკვეთი დაიკა.

დასკვნა

ამრიგად, ქვემოთ მოცემულია ყველა არსებული მონაცემი მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ასაკის შესახებ:

- რ. ღამბაშიძისა და სხვათა მიხედვით საბადოს შემცველი მაშავერას წყების ასაკია **ზედა ტურონ – ქვედა სანტონური**

- ს. ვაშაკიძის მიხედვით მადნეულის საბადოს ამგები მაშავერას წყება *ზედა ტურონ – კონიაკურია*.
- ვ.გუგუშვილისა და სხვათა მიხედვით კი *კონიაკ-სანტონური* (88 მლნ. წ)
- რ. მიგინეიშვილისა და თ. დავთაძის მონაცემებით შემცველი წყების ასაკი ნანოპლანქტონის მიხედვით *კამპანურად* დათარიღდა.
- ო.დუდაურისა და სხვათა მიხედვით კი: კვარც-სერიციტის– 78 ± 3 მლნ.წ; კვარც-სერიციტ-ქლორიტის– 78 ± 3 მლნ.წ და სერიციტოლითის– 85 ± 3 მლნ.წ;

ახალი კვლევების თანახმად, TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით განსაზღვრული ასაკი და რადიოლარიების ასაკი ერთმანეთს ემთხვევა და შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების ასაკი *კონიაკურია*.

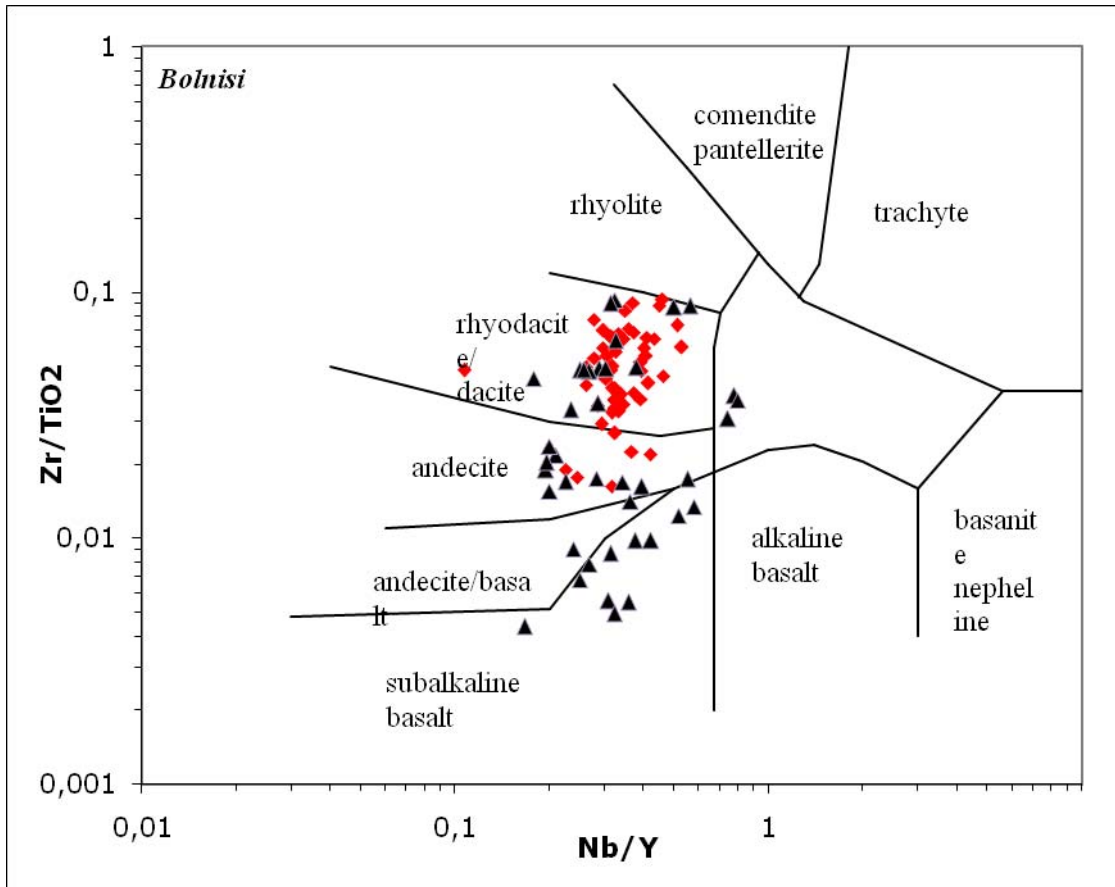
თავი V. ახალი მონაცემები ბოლნისის რაიონის გეოქიმიისა და პეტროლოგიის საკითხების შესახებ.

5.1 ბოლნისის რაიონისა და მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური ასპექტები

იმისათვის რომ დადგინდეს საბადოს ფორმირების გეოტექტონიკური რეჟიმი, უცილებელია მისი შემცველი ქანების გეოქიმიური და პეტროლოგიური შესწავლა და კლასიფიკაცია. ამ მიზნით მაშავერას წყების 64 წარმომადგენლობითი ქვიური ნიმუში იქნა აღებული საბადოს ფარგლებში სრული სილიკატური ანალიზისა და იშვიათი ელემენტების განსაზღვრის მიზნით შვეიცარიისა (ლოზანის უნივერსიტეტი) და კანადის უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში. აგრეთვე ნიმუშები იქნა აღებული ბოლნისის რაიონში მაშავერას წყებისა და ზედა ცარცის დანარჩენი ჰორიზონტებიდან: ტანძისა და შორშოლეთის წყებებიდან. მადნეულის საბადოს შემცველი წყების უფრო დეტალური შესწავლისთვის მოყვანილია ს.ჯიალის მიერ აღებული ნიმუშების ინტერპრეტაციაც ჰიდროთერმალურად ძლიერ შეცვლილი ქანებისათვისაც მადნეულის კარიერიდან (იხ. დიაგრამა 5-ბ).

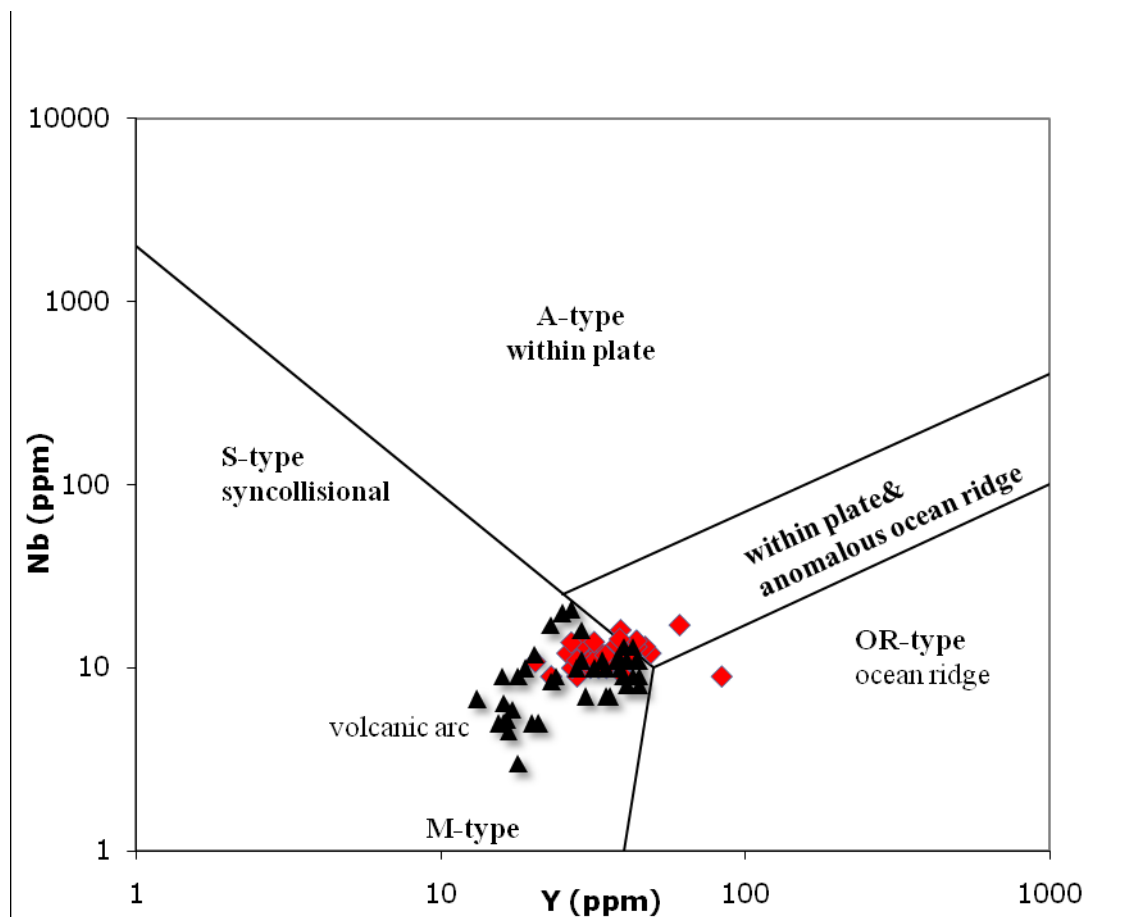
იმისათვის, რომ ზუსტად მოხდეს მადნეულის ოქრო-აპილენბ-პოლიმეტალური საბადოს კარიერიდან აღებული შეცვლილი ქანების კლასიფიკაცია, კლასიკური დიაგრამის $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (TAS) (of Le Maitre et.al, 1986) ნაცვლად ვისარგებლეთ არამობილური ელემენტების (*Winchester and Floyd, 1977*) დისკრიმინაციური დიაგრამით (იხ. დიაგრამა 1). მადნეულის საბადოს შემცველი ქანები, რომლებიც დიაგრამაზე წითელი რომბებითაა გამოსახული დაციტ/რიოდაციტური შედგენილობისაა. მხოლოდ რამოდენიმე ნიმუშია ანდეზიტური შედგენილობის, რომლებიც მადნეულის კარიერზე მაშავერას წყების ფუძე შედგენილობის გამკვეთ დაიკებს მიეკუთვნება. ტანძისა და შორშოლეთის წყების ქანები კი ანდეზიტური

და ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობისაა (იხ. ლურჯი ფერის სამკუთხედები დიაგრამა 1-ზე).



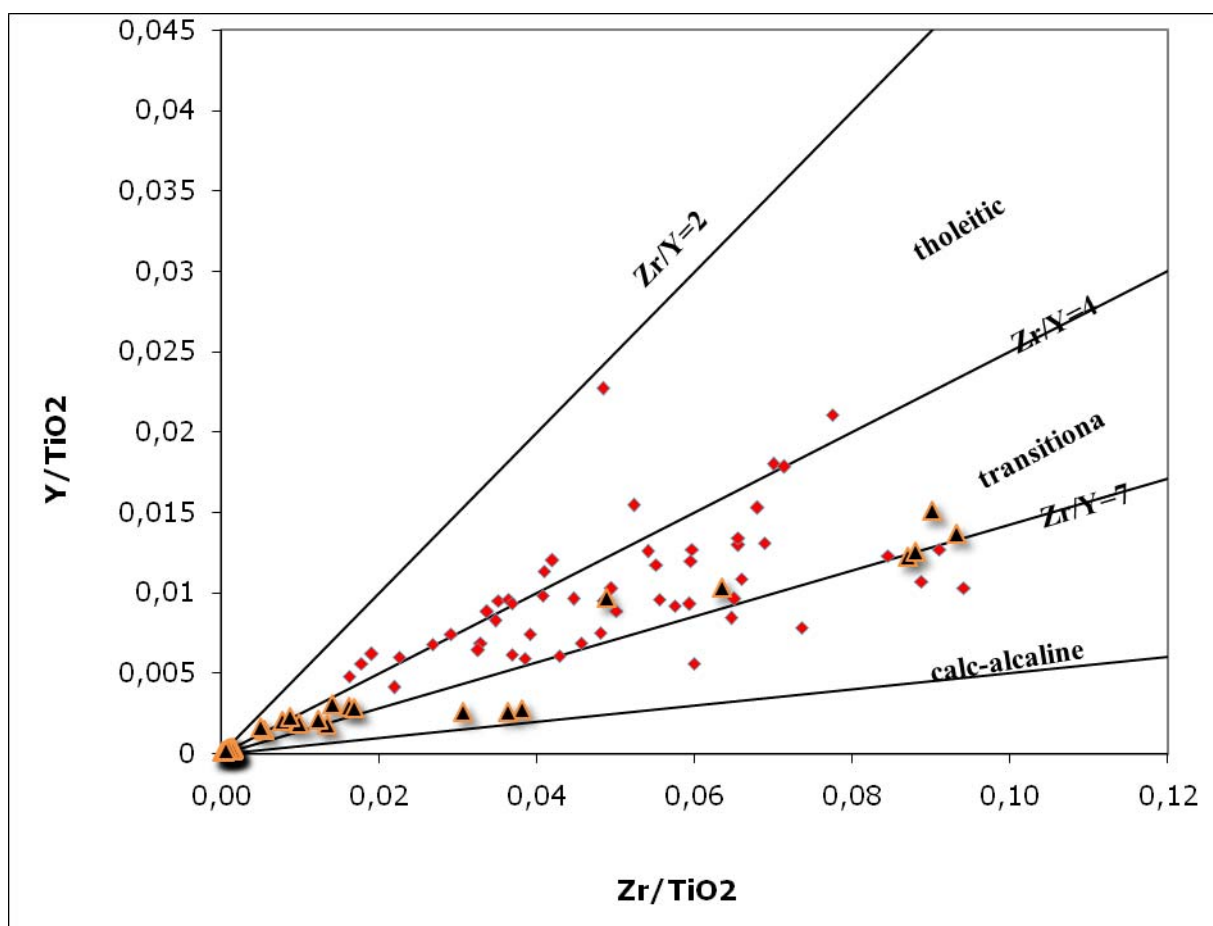
დიაგრამა 1. Zr/TiO_2 vs. Nb/Y - არამობილური ელემენტების დისკრიმინაციული დიაგრამა, სადაც წარმოდგენილია ბოლნისის რაიონის ზედა ცარცული ქანების გეოქიმიური ვარიაციები (Winchester and Floyd, 1977)

- ◆ მანუელის შემცველი წყების ქანები (მაშავერას წყება)
- ▲ ტანბიის, შორშოლეთისა და მაშავერას წყების ქანები საბაღოს გარეთ (ბოლნისის რაიონი)



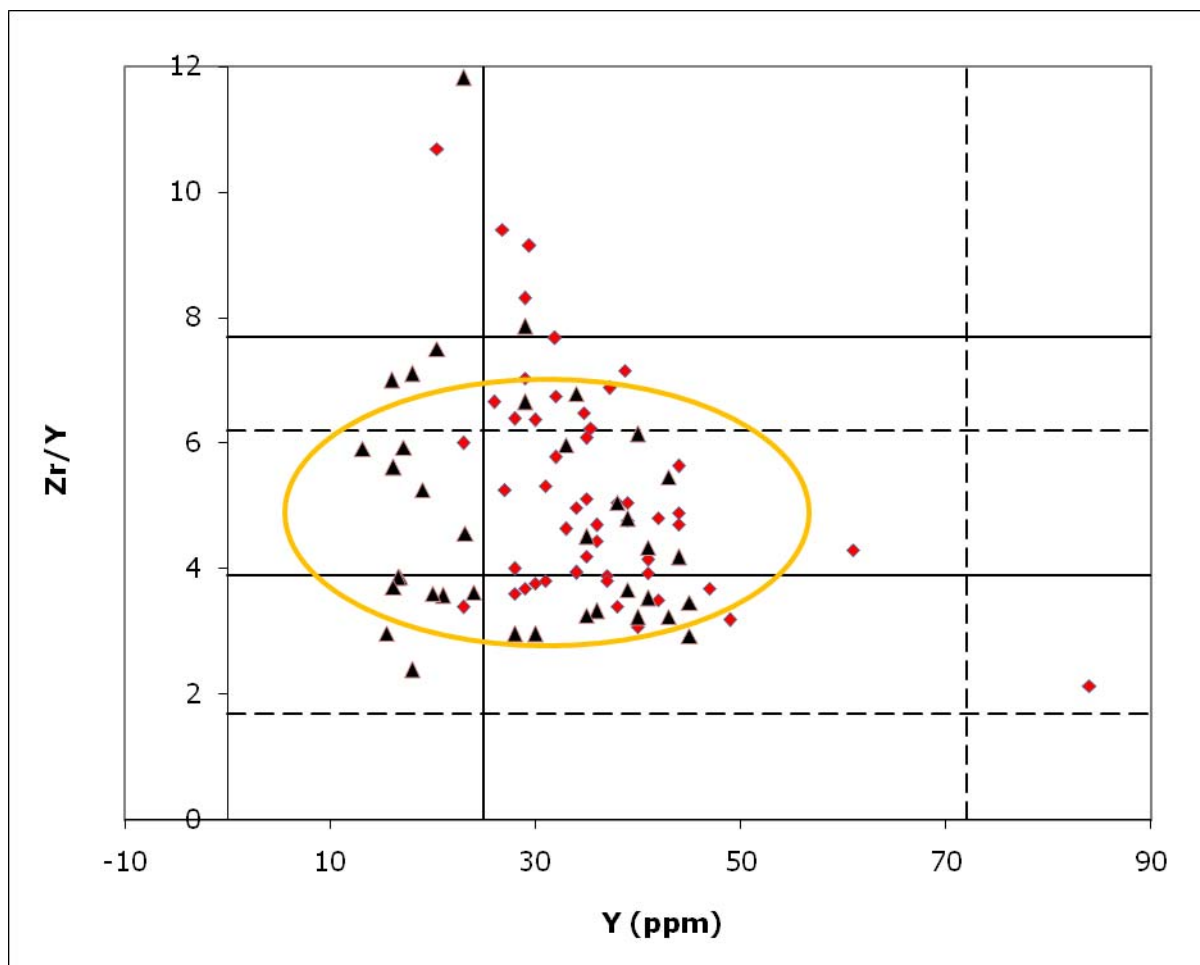
დიაგრამა 2. Nb და Y – ის შეფარდებითი ტექტონიკური დისკრიმინაციის დიაგრამა (Pearce et al., 1984) მუავე ვულკანური და ინტრუზიული ქანებისთვის, სადაც ილუსტრირებულია ბოლნისის რაიონის ქანების გეოქიმიური ვარიაციები.

Nb-ისა და Y-ის შეფარდების დიაგრამამ (იხ. დიაგრამა 2.), რომელიც მუავე და ინტრუზიული ქანებისთვისაა (Pearce et al., 1984) გვიჩვენა, რომ საბადოს ამგები მაშავერას წყების ქანების გავრცელების არეალი ვულკანურ რკალებსა და ოკეანურ ქედებს შორის არის. აქ Y-ის შემცველობა მერყეობს 20-დან 70 ppm-ს შორის, სადაც Nb-ის შემცველობა შედარებით სტაბილურია და 10 ppm-ის ფარგლებშია.



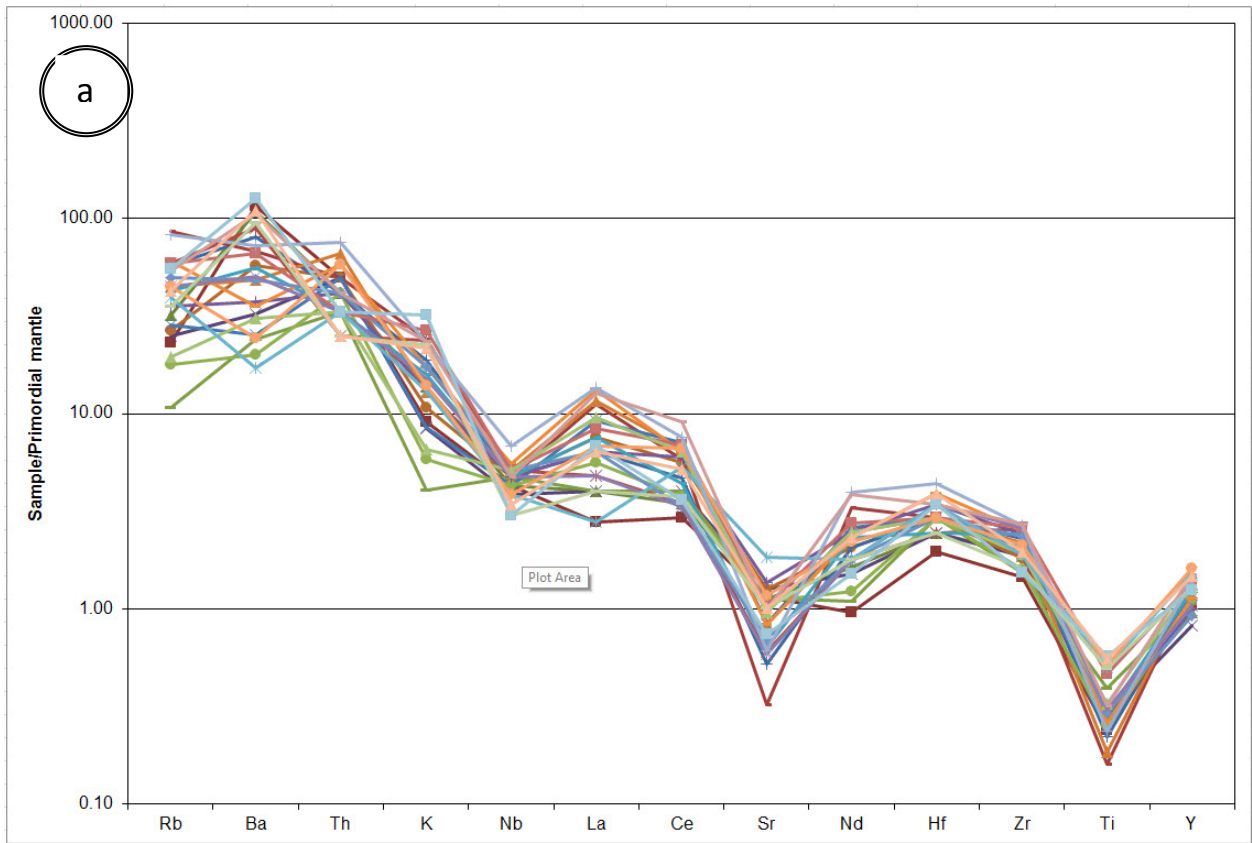
დიაგრამა 3. Zr/TiO_2 და Y/TiO_2 -ის შეფარდებითი დიაგრამა ვულკანური ქანებისათვის, სადაც ილუსტრირებულია ბოლნისის რაიონის ქანების გეოქიმიური ვარიაციები (Lentz, 1998).

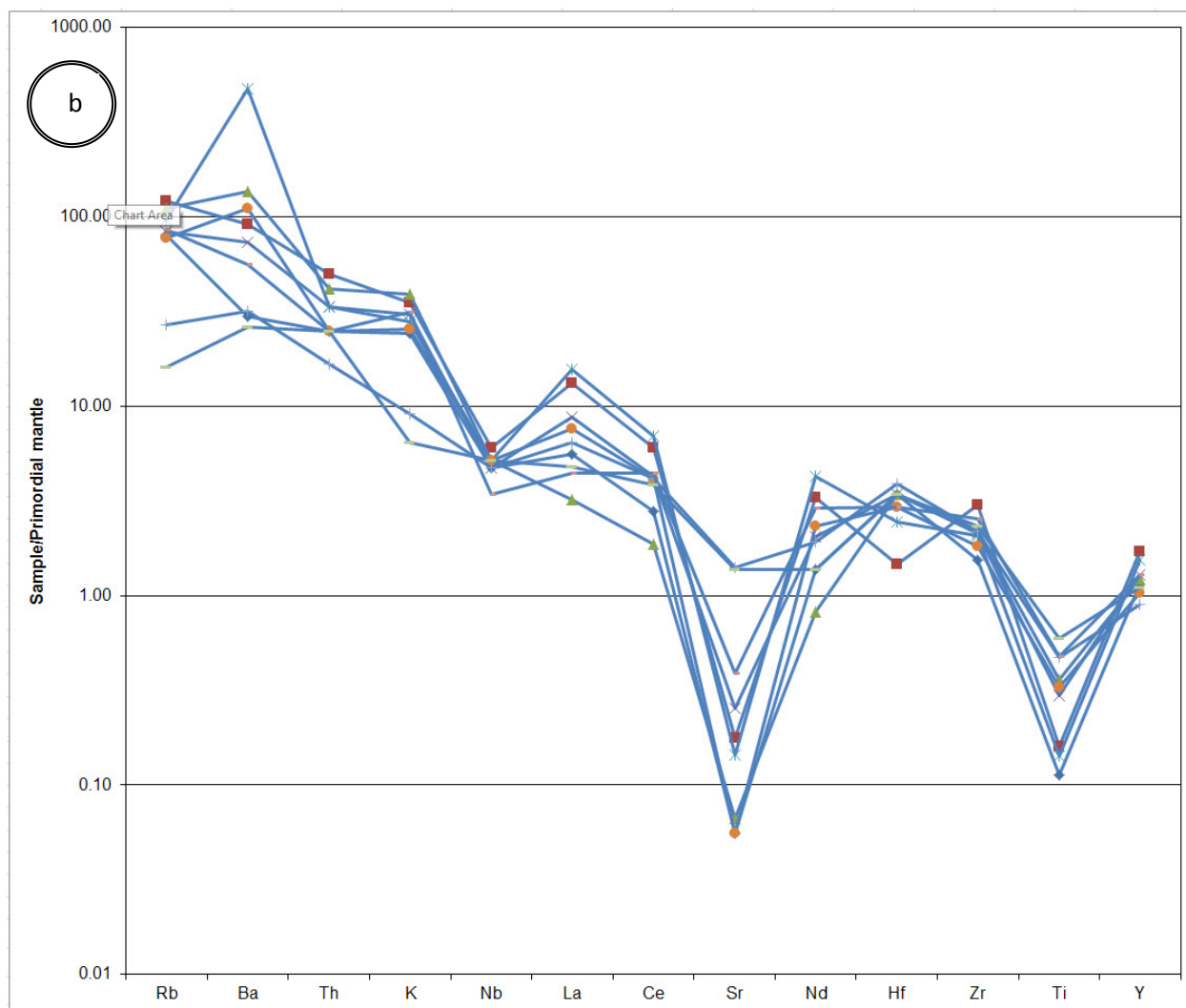
Zr/TiO_2 -ისა და Y/TiO_2 -ის შეფარდებითმა დიაგრამამ მუავე ქანებისთვის (იხ. დიაგრამა 3.) (Lentz, 1998) გვიჩვენა, რომ Zr/Y - თან შეფარდება ბოლნისის რაიონისა და მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებისთვის იცვლება 4-7-ის ფარგლებში და ისინი ტიპურ გარდამავალ ბუნებას ამჟღავნებს კირტუტედან ტოლეიტურისაკენ.



დიაგრამა 4. Zr და Zr/Y შეფარდებითი დიაგრამა, სადაც კირტუტე, ტოლეიტური და ტუტე მაგმების ფრაქციონირების ტრენდია გაანალიზირებული (*Lentz, 1998*).

დიაგრამა 4 -დან გამომდინარე Zr/ Y- თან შეფარდება აგრეთვე მერყეობს 3-7 -ის ფარგლებში რაც ადასტურებს ამ ქანების გარდამავალ ბუნებას კირტუტედან ტოლეიტურისაკენ.





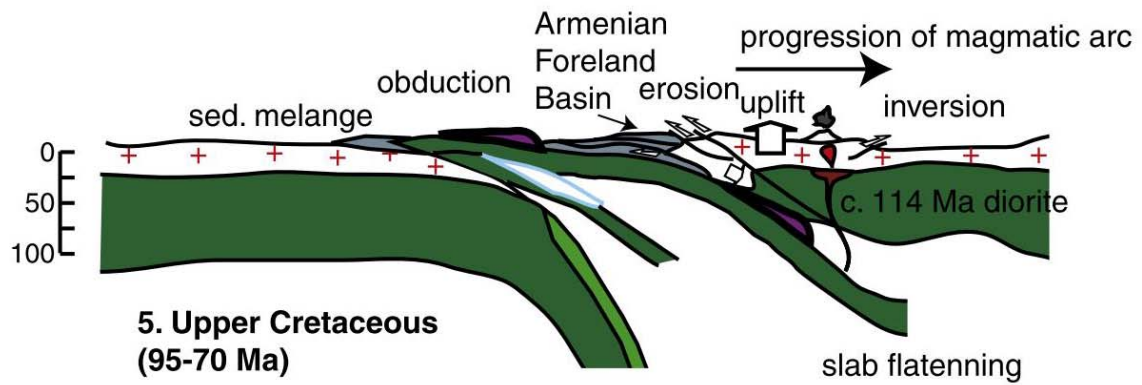
დიაგრამა 5. მანტიასთან ნორმალიზებული სპაიდერ დიაგრამები (*Sun & McDonough, 1989*). ნიმუშები აღებულია მადნეულის საბადოს შემცველი ქანებიდან და მის გარეთ ა) ნ. ფოფხადის მიერ აღებული ნიმუშები ბ) ს. ჯიალის მიერ აღებული ნიმუშები ძლიერ შეცვლილი წყებებიდან (*Gialli 2013*).

არსებული მონაცემები დავიტანეთ მანტიასთან ნორმალიზებულ სპაიდერ დიაგრამაზე (ნორმალიზაციის მონაცემები აღებულია (*Sun & McDonough, 1989*) -ის მიხედვით) და გამოყენებულია ელემენტთა თანმიმდევრობის სქემა (*Lentz 1998*)-ის მიხედვით. მონაცემები გვიჩვენებს მსუბუქ იშვიათი ელემენტების (light REE) გამდიდრებას და მძიმე იშვიათი ელემენტების (heavy REE) გაღარიბებას, რაც ნაჩვენებია სპაიდერ დიაგრამებზე (იხ. დიაგრამა 5), სადაც კარგად ჩანს Nb, Sr და Ti –ის უარყოფითი ანომალიები. განსაკუთრებით უარყოფითი ანომალია აქვს Sr-ს ჰიროთერმულად შეცვლილი ქანებისთვის (იხ. დიაგრამა 5b).

ამრიგად, ზემოთ მოცემული დიაგრამებიდან გამომდინარე შესაძლებელია გარკვეული დასკვნების გაკეთება; ჩვენმა მონაცემებმა გვიჩვენა გარდამავალი

ტრენდი ვულკანური რკალიდან ოკეანური ქედისკენ ასოცირებულ მაგმასთან. უფრო მეტიც, Zr/Y შეფარდების სიდიდის მიხედვით, რომელიც უმეტესი ნიმუშების მიხედვით არის 4-დან 7-ის ფარგლებში, მოგვცა ქანთა გარდამავალი ბუნება კირტუტიდან ტოლეიტურისაკენ. ლენტოსის მიხედვით (*Lentz 1998*) Zr/Y-ის შეფარდების გაზრდა ხდება Y-ის შემცირების ხარჯზე, რაც აგრეთვე დამოკიდებულია Zr-ზე. ეს გვიჩვენებს, რომ Y (ისევე როგორც სხვა HREE) არის დაუმორჩილებელი კირტუტე რიგის ქანთა სერიაში. განვიხილეთ რა კოეფიციენტის მონაცემები, ნათელია, რომ Y-ის შეთავსებულობის ხარისხი უპირატესად წარმოადგენს რქატყუარის ფრაქციირების ფუნქციას და აგრეთვე რესტიტულ ფაზასაც. ტოლეიტური მაგმური სერიები, როგორც წესი, მცირდებიან წყლის დაბალი აქტივაციის და ჟანგბადის დაბალი ფუგიტიურობის დროს. ეს ფაქტორი აფერხებს მაგნეტიტის და რქატყუარის ფრაქციირებას, რაც ტოლეიტურ მდნარში Y-ის მაღალი შემცველობის შედეგია. მის საწინააღმდეგოდ კირტუტე ტრენდში ამფიბოლის ფრაქციირება, როგორც წესი მნიშვნელოვანია და განაპირობებს მდნარის Y-ით გაღარიბებას. საყურადღებოა, რომ ლენტოსმა (*Lentz 1998*) დამატებით შემოგვთავაზა, რომ Zr/Y შეფარდების შემცირება Y-ის მნიშვნელოვანი გაზრდით ხდება, რაც გამოიხატება კუმშვითი (რკალური) რეჟიმიდან ჭიმვით (from intra-arc rift to back-arc) – მაგმური აქტივობის რეჟიმში გადასვლით. ჩვენს შემთხვევაში რკინის ლითოფილური ელემენტებისა (LILE) და მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტების (LREE) გამდიდრება დაკავშირებულია ზემოთ გაანალიზებული ქანების ევოლუციურ ბუნებაზე (ხასიათზე). Sr-ის ქცევები პირდაპირ კავშირშია Ca-ით მდიდარ პლაგიოკლაზთან. ამ ელემენტის უარყოფითი ანომალიები ჩვენი მონაცემებით სავარაუდოდ გამოწვეულია Ca-იანი Pl-ის მაღალტემპერატურული ფრაქციონირებით. მეორეს მხრივ, Sr -ის უფრო უარყოფითი ანომალია მოგვცა ს.ჯიალის შეცვლილი ქანების ნიმუშების შედეგებმა, რაც შესაძლებელია გამოწვეულია მაღალტემპერატურული ჰიდროთერმალური შეცვლების დროს Sr-ის მაღალი მობილურობით. უფრო მეტიც, ის ძალიან შეთავსებადია Ti-ისა და Fe-ის ჟანგეულებთან (ილმენიტი). ამის გამო მათი ნეგატიური ანომალიები დიაგრამაზე შესაბამისობაშია ამ ფრაქციონირების ფაზებთან.

საბოლოოდ შეიძლება დავასკვნათ, რომ მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების გეოქიმიური ბუნება (მახასიათებლები) შეესაბამება კუმშვითიდან ჭიმვითში გარდამავალ ტექტონიკურ რეჟიმს კუნძულთა რკალურ გეოლოგიურ გარემოში, რომელიც იყო ამ დროისათვის (ზედა ცარცის განმავლობაში) მცირე კავკასიაში. სურ. 32 წარმოადგენს მცირე კავკასიის ევოლუციის სქემას ზედა ცარცის განმავლობაში როლანდისა და სხვათა მიხედვით (*Rolland et al., 2011*).



სურ. 32 ევრაზიის აქტიური კიდის (საქართველოს ჩათვლით) ევულუციის რეკონსტრუქცია ზედა ცარცის განმავლობაში (*Rolland et al., 2011*).

	PhD.1	PhD.2	PhD.3	PhD.4	PhD.5	PhD.6	PhD.7	PhD.8	PhD9	PhD.10	PhD.11	PhD.12	PhD.13
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	85.32	83.99	83.39	81.92	81.68	80.51	80.05	78.29	77.77	76.91	76.59	76.37	76.32
TiO ₂ %	0.16	0.15	0.25	0.30	0.22	0.21	0.36	0.37	0.35	0.27	0.13	0.36	0.28
Al ₂ O ₃ %	7.80	9.59	8.80	9.49	9.25	9.89	11.13	11.55	10.31	12.48	12.09	12.53	11.82
Fe ₂ O ₃ %	1.67	0.51	0.93	1.06	0.91	1.36	1.32	1.76	2.72	1.80	1.11	1.98	2.91
MnO %	0.02	0.02	0.02	0.04	0.08	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.06
MgO %	0.70	0.25	0.96	0.91	0.10	1.21	1.13	1.35	1.83	0.60	0.55	1.66	1.94
CaO %	0.14	0.20	0.35	0.57	0.29	0.26	0.41	0.41	0.19	0.54	0.49	0.43	0.16
Na ₂ O %	0.12	4.44	2.41	2.79	0.07	1.60	2.74	3.91	3.06	5.89	2.27	4.01	2.51
K ₂ O %	2.14	0.26	0.90	0.66	7.04	2.65	1.00	0.61	0.58	0.23	4.45	0.78	1.36
P ₂ O ₅ %	0.02	0.02	0.05	0.07	0.04	0.04	0.08	0.09	0.06	0.05	0.03	0.08	0.05
LOI %	1.93	0.68	1.39	1.87	0.65	1.88	1.98	1.63	2.85	0.94	2.02	1.86	2.14
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	100.00	100.10	99.42	99.68	100.33	99.64	100.23	100.02	99.79	99.79	99.76	100.13	99.55
trace elements (ppm)													
As ppm	8.00	7.00	4.00	6.00	5.00	<3<	5.00	<3<	6.00	5.00	5.00	5.00	<3<
Ba ppm	953.00	119.00	453.00	726.00	146.00	2232.00	682.00	205.00	224.00	141.00	481.00	360.00	508.00
Ce ppm	9.00	17.00	20.00	22.00	28.00	38.00	26.00	30.00	19.00	16.00	49.00	42.00	35.00
Co ppm	4.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	3.00	3.00	4.00	3.00	2.00	4.00	4.00
Cr ppm	10.00	14.00	9.00	22.00	15.00	3.00	20.00	6.00	5.00	10.00	31.00	37.00	<2<
Cu ppm	8.00	<2<	<2<	26.00	3.00	3.00	7.00	11.00	4.00	21.00	6.00	<2<	<2<
Ga ppm	12.00	8.00	8.00	11.00	10.00	10.00	11.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00
Hf ppm	2.00	9.00	13.00	4.00	8.00	6.00	5.00	5.00	2.00	7.00	9.00	6.00	6.00
La ppm	8.00	7.00	8.00	7.00	15.00	19.00	10.00	10.00	7.00	6.00	30.00	19.00	16.00
Nb ppm	10.00	9.00	9.00	10.00	10.00	10.00	10.00	9.00	11.00	7.00	9.00	11.00	11.00
Ni ppm	<2<	2.00	<2<	4.00	<2<	<2<	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	<2<	<2<
Pb ppm	7.00	7.00	7.00	20.00	3.00	7.00	13.00	4.00	5.00	7.00	8.00	5.00	<2<
Rb ppm	43.00	6.00	19.00	13.00	52.00	30.00	18.00	14.00	15.00	4.00	70.00	15.00	32.00
S ppm	28.00	107.00	70.00	93.00	42.00	70.00	66.00	138.00	109.00	208.00	66.00	295.00	489.00
Sc ppm	<2<	6.00	12.00	11.00	<2<	3.00	10.00	9.00	12.00	14.00	2.00	15.00	13.00
Sr ppm	15.00	75.00	90.00	103.00	33.00	80.00	101.00	114.00	46.00	138.00	95.00	114.00	47.00
Th ppm	4.00	8.00	4.00	6.00	5.00	6.00	5.00	6.00	6.00	3.00	8.00	6.00	5.00
U ppm	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	<2<	2.00	2.00	2.00	<2<	<2<	<2<	<2<
V ppm	17.00	3.00	7.00	32.00	7.00	20.00	29.00	18.00	5.00	11.00	12.00	38.00	9.00
Y ppm	28.00	23.00	28.00	29.00	32.00	27.00	27.00	23.00	42.00	30.00	16.00	34.00	34.00
Zn ppm	26.00	16.00	26.00	26.00	33.00	20.00	28.00	30.00	32.00	42.00	27.00	40.00	30.00
Zr ppm	112.00	78.00	101.00	107.00	197.00	142.00	142.00	138.00	147.00	89.00	112.00	134.00	169.00

	PhD.14	PhD.15	PhD.16	PhD.17	PhD.18	PhD.19	PhD.20	PhD.21	PhD.22	PhD.23	PhD.24	PhD.25	PhD.26
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	76.14	75.92	75.29	75.15	74.82	74.74	74.48	74.45	74.36	74.32	74.23	74.12	74.09
TiO ₂ %	0.25	0.31	0.42	0.42	0.29	0.22	0.39	0.38	0.33	0.24	0.37	0.37	0.34
Al ₂ O ₃ %	11.72	12.82	12.85	11.44	12.29	11.29	12.25	11.91	12.04	13.22	11.87	12.63	12.42
Fe ₂ O ₃ %	0.98	2.95	1.60	3.15	3.13	4.11	2.56	3.85	3.58	2.63	4.07	2.90	2.93
MnO %	0.12	0.01	0.04	0.09	0.05	0.08	0.04	0.27	0.06	0.08	0.26	0.13	0.16
MgO %	0.10	0.07	1.21	2.94	1.32	2.91	0.26	1.61	2.13	2.04	1.74	1.29	1.83
CaO %	0.36	0.24	0.64	0.38	0.69	0.21	2.50	0.20	0.37	0.31	0.39	0.49	0.33
Na ₂ O %	0.24	5.53	4.01	2.41	4.19	1.33	3.42	2.32	1.83	4.35	2.28	3.80	4.39
K ₂ O %	9.08	0.45	1.58	0.90	1.27	1.43	1.98	2.10	1.51	0.93	2.40	0.97	0.62
P ₂ O ₅ %	0.04	0.06	0.10	0.10	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.03	0.08	0.10	0.09
LOI %	0.85	1.13	1.64	3.01	1.86	2.95	1.62	2.18	3.51	1.95	2.18	2.70	2.08
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.87	99.48	99.39	99.98	99.98	99.34	99.57	99.34	99.78	100.10	99.87	99.50	99.28
trace elements (ppm)													
As ppm	9.00	7.00	<3<	3.00	8.00	<3<	4.00	6.00	3.00	4.00	6.00	5.00	<3<
Ba ppm	217.00	233.00	2218.00	298.00	820.00	316.00	545.00	402.00	398.00	307.00	509.00	245.00	160.00
Ce ppm	124.00	33.00	46.00	41.00	21.00	46.00	36.00	35.00	46.00	50.00	33.00	38.00	53.00
Co ppm	<2<	4.00	<2<	5.00	6.00	8.00	<2<	4.00	7.00	4.00	8.00	6.00	7.00
Cr ppm	21.00	11.00	22.00	3.00	82.00	24.00	38.00	7.00	8.00	6.00	59.00	10.00	<2<
Cu ppm	5.00	<2<	<2<	3.00	57.00	3.00	10.00	74.00	5.00	<2<	6.00	4.00	22.00
Ga ppm	13.00	17.00	12.00	14.00	12.00	14.00	16.00	16.00	15.00	15.00	15.00	15.00	16.00
Hf ppm	6.00	6.00	6.00	5.00	7.00	5.00	6.00	6.00	4.00	6.00	6.00	6.00	6.00
La ppm	61.00	13.00	21.00	18.00	11.00	34.00	12.00	22.00	24.00	29.00	20.00	15.00	23.00
Nb ppm	11.00	11.00	10.00	13.00	8.00	13.00	11.00	11.00	14.00	12.00	11.00	9.00	10.00
Ni ppm	6.00	3.00	6.00	<2<	5.00	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	3.00	3.00	<2<
Pb ppm	<2<	<2<	7.00	3.00	11.00	3.00	9.00	299.00	3.00	2.00	13.00	5.00	4.00
Rb ppm	67.00	9.00	24.00	18.00	16.00	36.00	25.00	51.00	36.00	25.00	44.00	22.00	16.00
S ppm	27.00	164.00	265.00	122.00	4933.00	174.00	99.00	238.00	113.00	154.00	186.00	134.00	128.00
Sc ppm	<2<	8.00	13.00	19.00	14.00	11.00	10.00	22.00	14.00	6.00	12.00	17.00	13.00
Sr ppm	47.00	149.00	148.00	75.00	273.00	22.00	171.00	39.00	32.00	76.00	34.00	67.00	75.00
Th ppm	5.00	7.00	6.00	3.00	4.00	4.00	7.00	6.00	3.00	8.00	5.00	5.00	6.00
U ppm	<2<	<2<	3.00	<2<	<2<	<2<	2.00	<2<	<2<	3.00	2.00	3.00	2.00
V ppm	3.00	4.00	24.00	7.00	11.00	6.00	8.00	6.00	7.00	11.00	23.00	30.00	23.00
Y ppm	34.00	36.00	35.00	41.00	45.00	47.00	38.00	44.00	44.00	36.00	41.00	84.00	33.00
Zn ppm	40.00	14.00	31.00	44.00	91.00	42.00	57.00	1244.00	38.00	36.00	203.00	114.00	86.00
Zr ppm	231.00	169.00	147.00	170.00	132.00	173.00	192.00	184.00	215.00	160.00	178.00	179.00	153.00

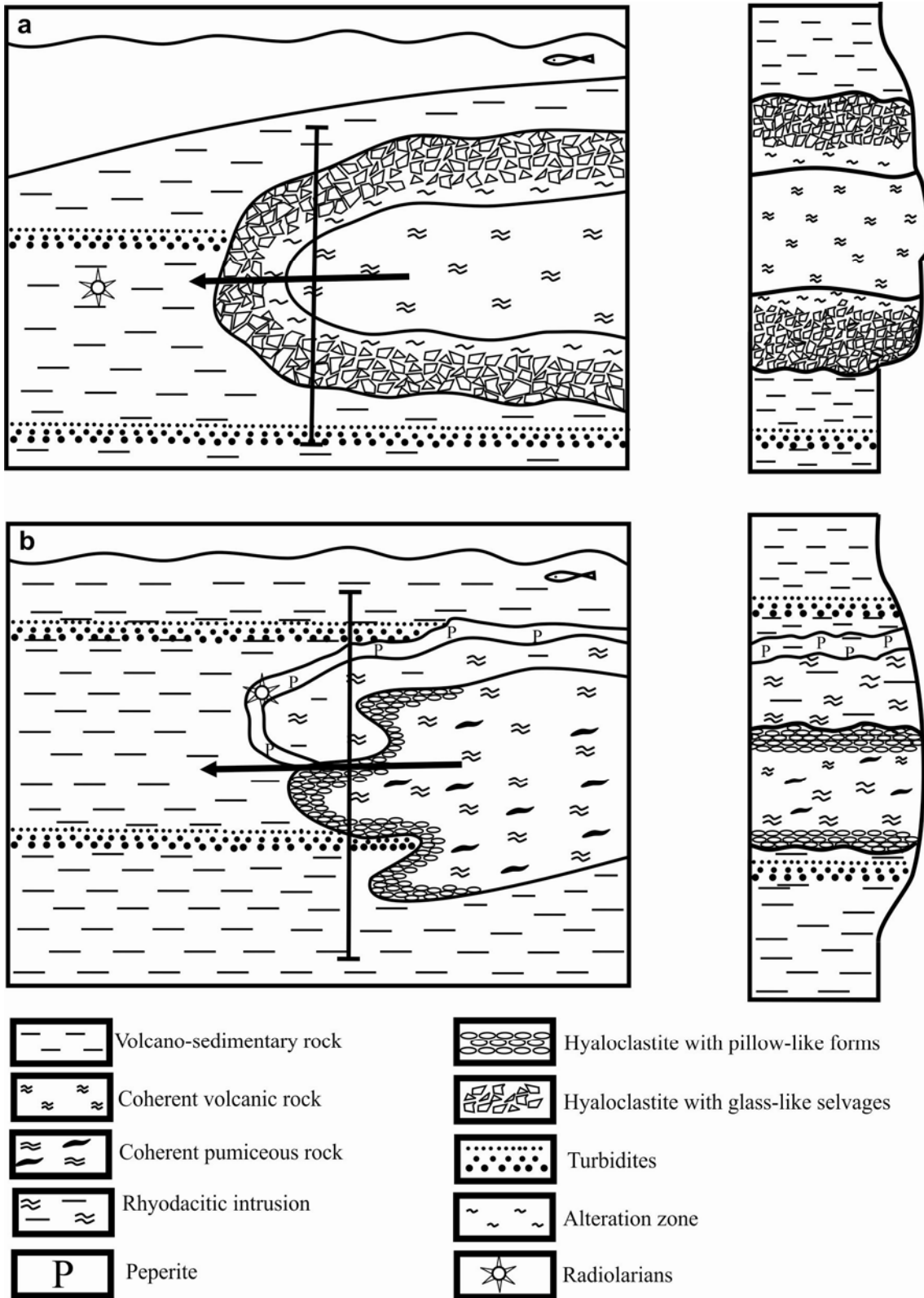
	PhD.27	PhD.28	PhD.29	PhD.30	PhD.31	PhD.32	PhD.33	PhD.34	PhD35	PhD.36	PhD.37	PhD.38	PhD.39
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	73.95	73.84	73.82	73.23	73.14	73.11	72.86	71.65	71.61	71.11	70.97	70.76	70.67
TiO ₂ %	0.15	0.32	0.27	0.37	0.57	0.33	0.37	0.35	0.33	0.38	0.45	0.59	0.42
Al ₂ O ₃ %	13.11	12.76	12.10	13.21	11.89	12.97	13.15	12.44	14.22	13.27	12.33	13.56	12.84
Fe ₂ O ₃ %	1.70	2.68	6.01	3.05	4.61	2.73	3.19	4.30	3.52	3.31	4.85	3.96	4.29
MnO %	0.03	0.06	0.06	0.09	0.08	0.06	0.07	0.10	0.18	0.20	0.26	0.09	0.18
MgO %	0.79	1.50	1.78	1.58	3.02	1.24	1.84	3.10	2.09	2.58	3.07	1.80	3.38
CaO %	0.24	0.27	0.07	0.39	0.28	0.34	0.29	0.24	0.35	0.90	0.39	0.34	0.31
Na ₂ O %	1.85	2.64	0.00	4.16	2.30	2.35	3.63	1.72	4.24	3.54	1.30	4.56	4.07
K ₂ O %	5.80	3.33	2.81	0.94	1.26	3.96	1.15	1.52	1.26	1.26	3.00	1.94	0.48
P ₂ O ₅ %	0.05	0.07	0.04	0.09	0.10	0.08	0.09	0.06	0.06	0.07	0.10	0.14	0.09
LOI %	2.03	2.20	3.08	1.99	2.46	2.34	2.64	3.62	2.03	2.89	2.77	1.72	2.69
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.70	99.68	100.04	99.10	99.71	99.52	99.28	99.10	99.89	99.53	99.49	99.47	99.42
trace elements (ppm)													
As ppm	<3<	6.00	4.00	<3<	3.00	<3<	<3<	<3<	4.00	3.00	10.00	5.00	4.00
Ba ppm	709.00	805.00	1537.00	235.00	317.00	779.00	355.00	424.00	225.00	304.00	588.00	418.00	194.00
Ce ppm	42.00	51.00	4.00	45.00	38.00	50.00	33.00	25.00	48.00	25.00	33.00	52.00	48.00
Co ppm	<2<	3.00	8.00	5.00	9.00	3.00	8.00	9.00	5.00	6.00	6.00	7.00	5.00
Cr ppm	9.00	4.00	<2<	2.00	3.00	11.00	5.00	9.00	354.00	7.00	8.00	68.00	8.00
Cu ppm	25.00	9.00	<2<	<2<	<2<	12.00	2.00	<2<	129.00	<2<	6.00	<2<	<2<
Ga ppm	14.00	17.00	18.00	17.00	15.00	16.00	17.00	17.00	17.00	14.00	16.00	17.00	15.00
Hf ppm	9.00	6.00	6.00	7.00	6.00	6.00	5.00	6.00	8.00	6.00	6.00	6.00	6.00
La ppm	31.00	27.00	6.00	16.00	17.00	20.00	19.00	15.00	33.00	16.00	20.00	21.00	24.00
Nb ppm	9.00	11.00	13.00	11.00	13.00	11.00	11.00	13.00	13.00	12.00	10.00	12.00	12.00
Ni ppm	<2<	<2<	<2<	<2<	4.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	3.00	<2<	4.00
Pb ppm	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	4.00	4.00	<2<	4.00	40.00	3.00	3.00
Rb ppm	96.00	52.00	53.00	20.00	31.00	58.00	24.00	38.00	34.00	28.00	58.00	33.00	11.00
S ppm	<3<	78.00	2602.00	144.00	148.00	74.00	123.00	114.00	564.00	139.00	154.00	261.00	1176.00
Sc ppm	2.00	10.00	14.00	16.00	24.00	7.00	16.00	14.00	14.00	16.00	19.00	18.00	27.00
Sr ppm	23.00	61.00	5.00	122.00	39.00	68.00	57.00	25.00	75.00	63.00	32.00	93.00	86.00
Th ppm	7.00	5.00	4.00	5.00	4.00	5.00	4.00	5.00	7.00	5.00	4.00	4.00	4.00
U ppm	2.00	<2<	2.00	<2<	<2<	2.00	2.00	3.00	2.00	<2<	2.00	2.00	2.00
V ppm	10.00	10.00	<2<	12.00	14.00	8.00	17.00	7.00	33.00	41.00	37.00	27.00	17.00
Y ppm	18.00	35.00	29.00	28.00	39.00	32.00	35.00	44.00	32.00	26.00	35.00	38.00	37.00
Zn ppm	38.00	63.00	24.00	47.00	31.00	51.00	41.00	43.00	61.00	96.00	185.00	63.00	70.00
Zr ppm	128.00	213.00	241.00	179.00	186.00	216.00	179.00	207.00	185.00	173.00	158.00	192.00	141.00

	PhD.40	PhD.41	PhD.42	PhD.43	PhD.44	PhD.45	PhD.46	PhD.47	PhD.48	PhD.49	PhD.50	PhD.51	PhD.52
major elements (wt%)													
SiO ₂ %	70.19	70.02	69.03	68.55	68.51	68.47	68.21	67.38	66.86	66.10	66.09	65.83	65.43
TiO ₂ %	0.55	0.64	0.39	0.66	0.30	0.48	0.41	0.63	0.76	0.39	0.73	0.48	0.71
Al ₂ O ₃ %	12.63	14.74	13.63	15.11	15.36	14.43	14.57	14.02	14.01	13.43	13.93	15.32	14.79
Fe ₂ O ₃ %	5.59	3.66	6.93	4.25	3.93	5.25	3.99	5.46	6.90	3.17	6.02	6.37	6.35
MnO %	0.11	0.14	0.07	0.13	0.12	0.10	0.23	0.14	0.17	0.06	0.22	0.14	0.15
MgO %	3.98	1.12	2.83	1.30	3.09	3.53	2.31	3.08	3.32	1.00	2.85	3.39	2.83
CaO %	0.30	0.80	0.19	0.53	0.29	0.26	0.37	0.70	0.65	2.40	0.89	0.21	0.68
Na ₂ O %	2.04	6.00	0.95	6.20	3.64	2.52	4.56	4.03	4.46	2.19	3.90	3.20	4.44
K ₂ O %	1.08	0.95	2.19	1.01	1.68	1.63	1.70	1.62	0.15	3.01	2.30	1.54	1.57
P ₂ O ₅ %	0.11	0.12	0.08	0.13	0.04	0.08	0.10	0.20	0.23	0.06	0.19	0.10	0.21
LOI %	3.18	1.48	3.12	1.70	3.07	3.11	2.74	2.39	2.61	7.79	2.44	2.87	2.44
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.76	99.67	99.40	99.56	100.03	99.85	99.19	99.66	100.11	99.61	99.56	99.46	99.60
trace elements (ppm)													
As ppm	<3<	4.00	4.00	<3<	4.00	6.00	<3<	<3<	6.00	5.00	5.00	<3<	5.00
Ba ppm	306.00	108.00	1219.00	153.00	456.00	487.00	669.00	604.00	125.00	366.00	802.00	600.00	689.00
Ce ppm	45.00	40.00	47.00	50.00	57.00	59.00	68.00	28.00	14.00	43.00	27.00	44.00	39.00
Co ppm	8.00	2.00	10.00	5.00	7.00	8.00	10.00	9.00	14.00	3.00	10.00	13.00	12.00
Cr ppm	4.00	3.00	5.00	5.00	6.00	7.00	10.00	366.00	4.00	4.00	10.00	10.00	7.00
Cu ppm	<2<	4.00	<2<	7.00	<2<	3.00	<2<	3.00	242.00	<2<	10.00	<2<	9.00
Ga ppm	15.00	16.00	19.00	20.00	23.00	19.00	17.00	18.00	17.00	16.00	17.00	18.00	17.00
Hf ppm	6.00	7.00	6.00	6.00	9.00	8.00	7.00	5.00	5.00	7.00	7.00	8.00	8.00
La ppm	29.00	7.00	46.00	17.00	34.00	41.00	32.00	10.00	6.00	22.00	17.00	42.00	16.00
Nb ppm	12.00	9.00	10.00	9.00	16.00	17.00	11.00	7.00	9.00	13.00	7.00	12.00	8.00
Ni ppm	<2<	4.00	2.00	3.00	3.00	3.00	<2<	5.00	3.00	<2<	3.00	3.00	3.00
Pb ppm	5.00	5.00	<2<	6.00	3.00	2.00	4.00	2.00	5.00	6.00	7.00	2.00	3.00
Rb ppm	24.00	22.00	44.00	25.00	46.00	42.00	30.00	20.00	5.00	55.00	31.00	32.00	24.00
S ppm	198.00	137.00	1301.00	274.00	155.00	165.00	172.00	404.00	1636.00	83.00	168.00	376.00	184.00
Sc ppm	24.00	29.00	20.00	22.00	10.00	23.00	16.00	26.00	34.00	11.00	28.00	26.00	28.00
Sr ppm	34.00	166.00	16.00	105.00	55.00	37.00	89.00	91.00	74.00	350.00	67.00	39.00	91.00
Th ppm	5.00	4.00	4.00	7.00	9.00	6.00	5.00	3.00	2.00	4.00	4.00	3.00	3.00
U ppm	2.00	<2<	2.00	2.00	2.00	3.00	<2<	<2<	<2<	<2<	3.00	2.00	<2<
V ppm	14.00	11.00	4.00	16.00	33.00	17.00	38.00	65.00	69.00	10.00	98.00	59.00	78.00
Y ppm	41.00	43.00	39.00	45.00	39.00	61.00	42.00	36.00	40.00	40.00	35.00	29.00	41.00
Zn ppm	49.00	74.00	27.00	82.00	90.00	48.00	123.00	83.00	132.00	62.00	200.00	40.00	82.00
Zr ppm	161.00	139.00	187.00	156.00	197.00	262.00	202.00	120.00	129.00	246.00	114.00	204.00	145.00

	PhD.53	PhD.54	PhD.55	PhD.56	PhD.57	PhD.58	PhD.59	PhD.60	PhD61	PhD.62	PhD.63	PhD.64
major elements (wt%)												
SiO ₂ %	65.31	64.89	64.68	64.17	74.09	74.07	76.30	76.19	70.65	70.19	65.34	65.32
TiO ₂ %	0.79	0.50	0.48	0.88	0.32	0.32	0.21	0.50	0.39	0.50	0.64	0.75
Al ₂ O ₃ %	14.29	14.95	15.53	15.23	12.73	11.97	12.18	10.91	13.66	14.10	14.83	14.75
Fe ₂ O ₃ %	7.10	5.44	8.79	6.79	3.56	3.40	2.54	2.85	3.70	4.16	5.68	6.81
MnO %	0.14	0.13	0.10	0.13	0.15	0.11	0.05	0.10	0.18	0.09	0.12	0.04
MgO %	4.62	4.79	3.23	4.11	1.50	2.24	1.93	1.97	2.98	2.82	4.21	1.91
CaO %	0.47	0.29	0.20	0.59	0.33	0.28	0.15	0.35	0.34	0.53	0.31	1.27
Na ₂ O %	2.51	3.61	0.00	2.31	2.59	4.26	2.53	3.92	3.42	2.19	1.97	4.60
K ₂ O %	1.02	0.94	3.20	1.55	1.73	0.42	1.74	0.29	1.09	2.18	0.76	0.65
P ₂ O ₅ %	0.20	0.10	0.09	0.25	0.07	0.06	0.03	0.12	0.08	0.09	0.20	0.21
LOI %	3.38	3.75	3.75	3.66	2.52	1.91	2.12	1.94	2.65	2.92	5.14	3.77
Cr ₂ O ₃ %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	99.84	99.39	100.04	99.67	99.58	99.05	99.77	99.15	99.14	99.77	99.21	100.09
trace elements (ppm)												
As ppm	<3<	5.00	<3<	6.00	5.00	5.00	<3<	5.00	3.00	5.00	3.00	6.00
Ba ppm	251.00	318.00	1627.00	361.00	560.00	126.00	428.00	151.00	318.00	526.00	103.00	163.00
Ce ppm	49.00	25.00	35.00	53.00	26.00	28.00	44.00	30.00	25.00	64.00	34.00	31.00
Co ppm	13.00	12.00	14.00	7.00	9.00	4.00	4.00	5.00	9.00	8.00	11.00	13.00
Cr ppm	6.00	29.00	<2<	5.00	8.00	<2<	4.00	3.00	10.00	4.00	9.00	13.00
Cu ppm	<2<	18.00	8.00	<2<	193.00	<2<	<2<	10.00	5.00	<2<	<2<	<2<
Ga ppm	17.00	21.00	23.00	18.00	16.00	14.00	15.00	10.00	16.00	18.00	18.00	19.00
Hf ppm	7.00	6.00	7.00	7.00	5.00	6.00	6.00	6.00	7.00	7.00	5.00	6.00
La ppm	34.00	12.00	21.00	26.00	12.00	14.00	28.00	10.00	12.00	32.00	10.00	10.00
Nb ppm	12.00	11.00	13.00	12.00	12.00	10.00	11.00	11.00	11.00	14.00	9.00	13.00
Ni ppm	<2<	5.00	2.00	2.00	<2<	<2<	<2<	<2<	2.00	4.00	4.00	5.00
Pb ppm	4.00	3.00	3.00	5.00	<2<	<2<	7.00	<2<	4.00	<2<	8.00	<2<
Rb ppm	20.00	22.00	59.00	35.00	33.00	10.00	48.00	6.00	25.00	53.00	16.00	14.00
S ppm	183.00	203.00	594.00	190.00	149.00	1221.00	138.00	264.00	136.00	175.00	304.00	152.00
Sc ppm	42.00	31.00	18.00	36.00	13.00	19.00	5.00	12.00	16.00	17.00	43.00	25.00
Sr ppm	56.00	53.00	9.00	48.00	54.00	98.00	29.00	102.00	53.00	58.00	32.00	194.00
Th ppm	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	5.00	6.00	4.00	4.00	4.00	2.00	4.00
U ppm	<2<	3.00	3.00	<2<	<2<	<2<	3.00	<2<	2.00	2.00	<2<	2.00
V ppm	24.00	70.00	7.00	33.00	10.00	9.00	14.00	6.00	31.00	24.00	94.00	88.00
Y ppm	38.00	34.00	43.00	49.00	30.00	31.00	37.00	30.00	29.00	44.00	40.00	31.00
Zn ppm	44.00	67.00	43.00	54.00	57.00	39.00	41.00	35.00	88.00	30.00	98.00	20.00
Zr ppm	129.00	134.00	235.00	156.00	191.00	118.00	144.00	113.00	193.00	248.00	123.00	165.00

თავი VI. მადნეულის საბადოს პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქცია ჰიალოკლასტიტების დალექვის დროს

მადნეულის საბადოზე აღწერილი ჰიალოკლასტიტები ასოცირდება ფელზური რიოდაციტური მაგმის წყალქვეშა გუმბათთან და მისი დალექვა დაკავშირებულია ამოფრქვევის რამდენიმე იმპულსებთან (*DeRita D., et al. 2004; Lexa J., et al. 2010; Németh K., et al. 2008*). სწორედ ამ იმპულსებთანაა აგრეთვე დაკავშირებული ფრთის ლაპოტური ჰიალოკლასტიტების ცალკეული იზოლირებული პორციების დალექვა. პირველი იმპულსების შედეგად მაგმა პირდაპირ შეიჭრა ჯერ კიდევ არაკონსოლიდირებულ ვულკანოგენურ-დანალექ კომპლექსში, რომლის ქვედა ჰორიზონტები სწორედ ფრეატომაგმური ამოფრქვევის პროდუქტებია. ეს არის აგრეთვე ძლიერ სილიფიცირებული, შეცვლილი და ძლიერ გამადნებული, ხოლო ზედა ნაწილები კი აგებულია შრეებრივი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებით, რომლებიც არ არის ძლიერ მინერალიზებული, თუ არ ჩავთვლით პირიტის მინერალიზაციას და იგი შეიცავს რადიოლარიებს. ამ პორციის შემოსვლა და დალექვა მოხდა წყლის პირობებში და მის წყალთან ურთიერთქმედებისას პერიფერიულ ნაწილებში განვითარდა (წარმოიქმნა) მინის არშიებიანი ჰიალოკლასტიტები. მაგმის მეორე იმპულსს უკავშირდება პემზიანი ჰიალოკლასტიტების დალექვა. ის, რომ დალექვის დროს წყალქვეშა გარემო იყო, ეჭვს არ იწვევს (ამის ნათელი მტკიცებულებაა სწორედ ჰიალოკლასტიტების არსებობა). პემზიანი რიოდაციტური ჰიალოკლასტიტის არსებობა გვიჩვენებს, რომ აქროლადების გამოსვლას (განთავისუფლებას) ხელს არ უშლიდა წნევის არსებობა (*Yamagishi H., et al., 1985*), რაც წყლის შედარებით ნაკლებ ჰიდროსტატიკურ წნევას და არაღრმა ნალექდაგროვების პირობებს გულისხმობს (სანაპირო ფაციესი). როგორც უკვე აღვწერეთ, ფრეატომაგმური ამოფრქვევის პროდუქტები წარმოდგენილია ბუშტუკოვანი ტუფებით, ძალიან წვრილმარცვლოვანი ტუფებით და მასთან ასოცირებული აკრეციულ ლაპილებიანი ჰორიზონტებით, რაც მიგვითითებს, რომ ამოფრქვევა იყო დისტალური (შესაძლოა რამდენიმე კმ-ზე მოშორებით წყაროდან). ამრიგად, აკრეციული ლაპილები ჩვენს შემთხვევაში შესაძლოა იყოს წყალქვეშა წარმოშობის. მისი ბევრი მაგალითები არსებობს: დევონური ლენეპორფირული გერმანიაში (*Mugge O., 1983; Heyckendorf K., 1985*); ჰაიმარაკას ფორმაცია (*Guyana*) (*Bateson JH., 1965*), ტოკივას ფორმაცია იაპონიაში (*Fiske RS, et al., 1964*) და ვორინგის პლატო ჩრდილო ზღვაში (*Vierect LG., et al., 1989*). ფრეატომაგმური ამოფრქვევის პროდუქტების დალექვა და ჰიალოკლასტიტების წარმოქმნა არ არის თანადროული. ვულკანოგენურ-დანალექი წყების ქვედა ნაწილის ფორმირება წინ უსწრებს მისი ზედა ნაწილის ფორმირებას და ეს უკანასკნელი კი ჰიალოკლასტიტებისას. სურ.33-ზე მოცემულია ჰიალოკლასტიტების ფორმირების პირობები საბადოზე a. მინისებრი არშიის ტიპის ჰიალოკლასტიტებისა და b. ბალიშა ფორმების მქონე პემზიანი ჰიალოკლასტიტებისათვის.



სურ. 33 ჰიალოკლასტიტების პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქცია მანუელის საბადოზე.

შემდგომი ეტაპი კი მადნეულის საბადოზე არის რიოდაციტული შედგენილობის ექსტრუზივის შემოჭრა. გაშიშვლებებში შესაძლებელია მისი შემოჭრის კონტაქტის ნახვა სადაც ის კვეთს წვრილმარცვლოვანი შრეებრივი ტუფების ჰორიზონტებს. შესაძლოა ექსტრუზივის შემოჭრას თან მოჰყვა ფლუიდების შემოსვლა, რაც იწვევს უკვე გვიან მინერალიზაციას (გამადნებას) ამ ვულკანოგენურ-დანალექ შრეებრივ კომპლექსში. მადნის ექსპლუატაცია დღემდე გრძელდება საბადოზე და სწორედ ამ პროცესის გამო ძალიან ძნელია ყველა იდეალური კონტაქტისა და მტკიცებულებების ნახვა კარიერზე. გარდა ამისა შესაძლოა, რომ ფლუიდების შემოსვლა მადნეულის საბადოს ქვემოთ (800-900 მ-მდე) ჭაბურღილებით დაფიქსირებულ გრანოდიორიტ-პორფირული და დიორიტ-პორფირული შედგენილობის ინტრუზიულ სხეულთანაც იყოს დაკავშირებული, რასაც სწორედ ადრეული გამადნება უკავშირდება. იგნიმბრიტებთან დაკავშირებულმა კვლევებმა გვიჩვენა, რომ მისი ფორმირება მადნეულის საბადოზე არ ხდებოდა. თვით მადნეულის საბადო არ წარმოადგენს კალდერულ სტრუქტურას, რადგან აქ არ დაიკვირვება კალდერულ აპარატთან (განსაკუთრებით მის პროქსიმალურ ნაწილთან) დაკავშირებული სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებები. იგნიმბრიტები წარმოადგენს ამოფრქვევის ცენტრიდან მის დისტალურ ნაწილს და აგრეთვე შესაძლებელია, რომ ისინი რამდენიმე კმ-ზეც იყოს ტრანსპორტირებული.

თავი VII. დასკვნები

მადნეულის საბადოს შემცველი ქანების დეტალური ფაციალური ანალიზის საფუძველზე, რომელიც ეყრდნობა ფიზიკურ ვულკანოლოგიასა და სელიმენტაციური აუზების რეკონსტრუქციებს, გამოიყო 12 ფაციალური ტიპი, მათ შორის არის ისეთებიც, რომლებიც ავტორის მიერ პირველად იქნა აღწერილი და ინტერპრეტირებული: სვეტისებური განწვევების იგნიმბრიტები, წყლით დაღეჭილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები, ჰიალოკლასტიტები, ფლუიდალური ზონალობის ლავის ნაკადი, პემზით მდიდარი ვულკანოკლასტური ნალექები, ბუშტუკოვანი ტუფები. მათი ინტერპრეტაცია საბადოს ნალექდაგროვების პირობების აღდგენის საშუალებას იძლევა.

საბადოს ნალექდაგროვების გარემოს აღდგენის მიზნით მეტად ინფორმატულია ჰიალოკლასტიტების არსებობა საბადოზე. ჰიალოკლასტიტების ორი ტიპია საბადოზე აღწერილი: ჰიალოკლასტიტები მინისებრი არშიებით და ჰიალოკლასტიტები პილოუს მაგვარი (სიგმოიდალური) ფორმებით. ისინი თითოეული იზოლირებული ფრთის ლაპოტური ჰიალოკლასტიტის პერიფერიულ ნაწილში წარმოიქმნა წყლის ლავასთან ურთიერთქმედების შედეგად და ლავის თითოეული იმპულსის მოქმედების შედეგია. მათი ერთმანეთთან ენდოგენური შეზრდით წარმოიქმნება გუმბათის სტრუქტურა. პემზიანი ჰიალოკლასტიტი მარჩხი წყლის გარემოს მიმანიშნებელია, ვინაიდან პემზის წარმოსაქმნელად საჭიროა სისტემიდან გაზების ნაწილობრივ მაინც გამოთავისუფლება, რაც ღრმა წყლის პირობებში შეუძლებელია წყლის ჰიდროსტატიკური წნევის გამო. ამრიგად,

ჰიალოკლასტიკების არსებობა მადნეულის საბადოზე მეტად მნიშვნელოვანია მისი წყალქვეშა ნალექდაგროვების პირობების აღდგენის თვალსაზრისით.

ორი განსხვავებული ტიპის იგნიმბრიტებია საბადოზე აღწერილი. იგნიმბრიტები და სვეტური განწვევების იგნიმბრიტები. სვეტური განწვევების იგნიმბრიტების ძირითადი მასა, რომელიც ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციისა და ჰიდრატაციის შედეგად პერლიტური (სფეროიდული) ტიპის სტრუქტურას გვაძლევს, წყალთან ურთიერთქმედების უტყუარი ნიშანია. ასევე არის აღწერილი საბადოს ჩრდილო ფერდზე იგნიმბრიტების გამოსავლებზე კლასიკური პერლიტური უბნები და აგრეთვე ვულკანური მინის ნამგლისებრი და ბრტყელი ფორმები, რაც ვულკანური მინის პერლიტური სტრუქტურის დეფორმაციისა და დაშლის შედეგია. შესაძლოა ეს იგნიმბრიტები ტრანსპორტირებულია დიდი მანძილიდან. შესაძლოა აგრეთვე, რომ მათი ამოფრქვევა მოხდა სმელეთზე ან მკვეთრად სანაპირო ზოლში და შემდეგ მოხდა ამ პიროკლასტური ნაკადის წყალში შესვლა და ტრანსპორტირება. ამის დასადგენად, საჭიროა დეტალური კვლევების ჩატარება მთლიანად ბოლნისის რაიონში, რაც სამომავლო კვლევის მიზანია.

აბსოლუტური ასაკის მონაცემებმა გვიჩვენა რომ ისინი ბოლნისის რაიონში აღწერილი ფახრალის იგნიმბრიტების ფორმირების თანადროულია. არ არის გამორიცხული, რომ ამ დროისათვის არსებობდა დიდი კალდერული სტრუქტურა, რომლის პროდუქტებიც მადნეულის საბადოზეც არსებობს იგნიმბრიტების ჩათვლით. ნებისმიერ შემთხვევაში, მადნეულის საბადოზე კალდერული აპარატის არსებობა გამორიცხულია კალდერული სტრუქტურებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურული და სტრუქტურული მტკიცებულებების არარსებობის გამო.

აკრეციული ლაპილების უმეტესობა სუბაერულ გარემოში წარმოიქმნება, მაგრამ არსებობს მაგალითები რომ ისინი შეიძლება დაილექოს, გადაილექოს ან გადაამუშავდეს წყალქვეშა ვითარებაში. ახალი აკრეციული ლაპილები, რომლებიც სწრაფად შეცემენტდება და მკვრივდება, ინარჩუნებენ იმერსიას წყალში და შეიძლება შენარჩუნდეს წყალში დალექილ ცვენის ნალექებში და სინერუპტიულ (ამოფრქვევის თანმხლები) წყალქვეშა ვულკანოკლასტურ მასიურ დინების ნალექებში (McPhie J., et al 1993). აკრეციული ლაპილი ყალიბდება ასევე წვიმის მოხვედრისას "მშრალ" ფერფლის დრუბელში. ზოგი აკრეციული ლაპილი კი ყალიბდება, როცა წვიმის წვეთები აპრიალევენ რა ნატეხებს ან კრისტალის ფრაგმენტებს და ისინი კი ეცემიან ან მიგორავენ ახლად დალექილ ფერფლის შრეზე (McPhie J., et al 1993). საბადოზე აღწერილი აკრეციული ლაპილებისა და ბუშტუკოვანი ტუფების არსებობა, რომლებიც ყოველთვის ასოცირდება ტალღის ტექსტურებსა და ბიოტურბაციებთან ფრეატომაგმური ამოფრქვევის პროდუქტებია, რაც წყალში ამოფრქვევას ნიშნავს. წყლის მიერ არის ტრანსპორტირებული აგრეთვე პემზით მდიდარ ვულკანოკლასტურ ქანებში უხვად არსებული პემზისა და კრისტალების ნატეხები. მადნეულის საბადოზე პირველად აღწერილია არშიიანი ლაპილები და პემზიანი ლაპილები. მეტად საინტერესოა ის, რომ საბადოს ფარგლებში ისინი სამარკირო ჰორიზონტს წარმოადგენენ და საბადოს ოთხივე ფრთაზე დაიკვირვება. მათი დეტალური შესწავლა მეტად ინფორმაციულია ამოფრქვევის ტიპისა და ამოფრქვევის ცენტრიდან მასალის დაშორების გარკვევის მიზნით.

შლიფების პეტროგრაფიულმა კვლევებმა აჩვენა ვულკანური მინის მაღალი შემცველობა, რაც წყალქვეშა ლაპებს ახასიათებს. ძლიერი განწვევება, ინტენსიური მიკრონაპრალოვნება გაციების განმავლობაში და თანდართული

ფოროვანება დევიტრიფიკაციის განმავლობაში მნიშვნელოვანი ფაქტორებია და ლავეებში ანვითარებს ჰიდროთერმული ფლუიდების გამტარობის უნარს (*McPhie J., et al 1993*). დიდი რაოდენობით პემზა და ლაპილი, სუბაერალური ლითიური ნატეხების არარსებობა და შედარებით კარგი ჰიდრაველიკური დახარისხება უკავშირდება წყალქვეშა მკვებავ წყაროს (*Rosa C., et al. 2008*). მეტიც, წვრილმარცვლოვანი ფრაქციის სიჭარბე და ფიამის უსწორმასწორო კიდეები მიანიშნებს საწყისი პემზური ნატეხების პიროკლასტურ ბუნებაზე. ნამგლისებური ფორმები ჩამოყალიბდა კლასიკური პერლიტის შეცვლის შედეგად, ხოლო შემცხვარი ფრაქციები ჩამოყალიბდა ზოლებრივი პერლიტებისგან. პერლიტური ფრაქციები ვითარდება მინისებრ ვულკანურ ქანებში (ძირითადად რიოლითები და დაციტები) ამოფრქვევის შემდეგ. პერლიტური ფრაქციები ვულკანური მინის ექსპანსიის (გაფართოება) დროს წარმოიქმნება ჰიდრატაციის პროცესში და მასთან ასოცირებული რეზიდუალური სტრესის შემცირებისას კი იკარგება გაციების პროცესში (*Allen R., et al. 1988*).

საბადოს ფარგლებში აღწერილი საინტერესო სელიმენტაციური ტექსტურები კარგი მტკიცებულებაა ნალექდაგროვების წყალქვეშა გარემოსი და მიუთითებენ მარჩხი წყლის პირობებს. ესენია: ირიბშრეებრიობა, დაცურების სიბრტყეები (ანუ მეწყრული ჰორიზონტები), ჩაჯდომის ან დატვირთვის ტექსტურები, ტალღის რიპელმარკები და გრავიტაციული დინების რიპელმარკები და ბიოტურბაციები. აგრეთვე ვულკანოკლასტური ტურბიდიტები კარგად გამოხატული ბოუმას Ta Tb Tc ინტერვალებით.

რადიოლარიების არსებობა არ გვაძლევს წყლის ბათიომეტრიული სიღრმის განსაზღვრის საშუალებას, მაგრამ შემცველი ქანების ასაკის დადგენა შესაძლებელია, რომელიც შეჯერებული იქნა აბსოლუტური ასაკის TIMS U/Pb ცირკონების მეთოდით განსაზღვრულ მონაცემებთან და იგი კონიაკურია.

ბუშტუკოვანი ტუფები, რომელიც ასოცირდება აკრეციულ ლაპილებთან ტუფებისა და ბიოტურბირებული ტუფების ჰორიზონტთან, ფრეატომამური ამოფრქვევის პროდუქტებს წარმოადგენს. რომლებიც გარე წყლის მაგმასთან ურთიერთობის შედეგად წარმოიქმნება.

იმისათვის რომ მოხდეს კალდერული სტრუქტურის დადგენა ამ რეგიონში და მასთან დაკავშირებული მტკიცებულებების მოპოვება (მისი არსებობის შემთხვევაში), ასევე ფრეატომამური ამოფრქვევის ვულკანური აპარატის დადგენა, მისი პროქსიმალური და დისტალური ნალექების შემოკონტურება, საჭიროა უფრო ფართო მასშტაბის და დეტალური კვლევების ჩატარება მთლიანად ბოლნისის რაიონის მასშტაბით, რაც სამომავლო კვლევის ამოცანას წარმოადგენს. ამგვარი კვლევების უფრო ფართო მასშტაბით ჩატარება მეტად მნიშვნელოვანია ახალი გამადნებების დაძიების მიზნითა და მისი აღმოჩენის საწინდარია. მსგავსი მიდგომით ხდება დაძიება მსიფლიოში ცნობილ საბადოებზე. მეთოდი კვლავ და კვლავ აქტუალური ხდება, რადგან მეტად ინფორმაციულია მისი მეცნიერული თუ პრაქტიკული მნიშვნელობის ასეთი შერწყმა.

შრომაში გამოყენებული ვულკანურ და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებისთან დაკავშირებული ინგლისურ –ქართული ტერმინები

Accretionary lapilli – აკრეციული ლაპილები

Armoured type accretionary lapilli - ჯავშნიანი აკრეციული ლაპილები

Ash fall deposit – ფერფლის ცვენის ნალექები

Current ripples - დინების რიპელმარკები

Carapace breccias - ბაკნისებრი ბრექჩია.

Convolute lamination – ირიბტალღოვანება

Core type accretionary lapilli - ბირთვიანი აკრეციული ლაპილები

Cuspate shapes – ნამგლისებრი ფორმები

Gravity flowage ripples - გრავიტაციული დინების რიპელმარკები

Grain flow deposits - ვულკანოკლასტური მარცვლოვანი ნაკადი

Hyaloclastite with glass-like selvages - ჰიალოკლასტიტები მინისებრი არშიებით

Hyaloclastite with pillow-like forms - ჰიალოკლასტიტები ბალიშისებრი ფორმებით

Indistinct lamination/cross-lamination - არეული ლამინაცია

Lobe hyaloclastite- ფრთის - ლაპოტური ჰიალოკლასტიტი

Mud flow layer - ტალახის (ლამის) დინების შრეები

Planar lamination – ირიბშრეებრიობა

Pyroclastic fall deposit – პიროკლასტური ცვენის ნალექები

Rim type accretionary lapilli – არშიიანი აკრეციული ლაპილები

Soft sediment deformation – რბილი სედიმენტის დეფორმაციები

Slides - ვულკანური მეწყერი

Slump - დაცურების ზედაპირები

Volcanic debris avalanches - ვულკანური დებრიტული ზვავები

Water-settled pyroclastic fall deposits - წყალში დალექილი პიროკლასტური ცვენის ნალექები

ლიტერატურა

1. ვაშაკიძე ი., ბოლნისის რაიონის გეოლოგია. 2002, საქართველოს გეოლოგიური დეპარტამენტი. ანგარიში ქართულ-ავსტრალიური “Trans Georgian resources” ჯგუფისათვის.
2. მაღალაშვილი ა., მადნეულის საბადოს გეოლოგიური აგებულება და გენეტიკური მოდელი. 1995, აღ. ჯანელიძის სახ. ეოლოგიური ინსტიტუტის 70 წლისთავისადმი მიძღვნილი სამეცნ. სესიის მოხსენებათა თეზისები, თბილისი, მეცნიერება, 76-77.
3. ხმალაძე კ., ბოლნისის მადნიანი რაიონის ბექთაკარის უბნის გეოლოგია. 2013, სამაგისტრო ნაშრომი, 1-65.
4. Апхазова М., Поздно меловой вулканизм и вулканоструктуры Болнисской рудоносной вокано-тектонической депрессии, 1988, Диссертация, Кавказский Институт Минерального Сырья (КИМС), 1- 269.
5. Адамия Ш., Дудаури О., О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме Юго-Восточной Грузии. 1960, Сообщения Акад. Наук ГССР, т.24, № 4, 415-422.
6. Гамбашидзе Р., Надареишвили Г., Структура и этапы развития верхнемеловых вулканических и осадочных формации в Юго-восточной Грузии. 1987, В Г.А Твалчрелидзе, Мецниереба, Тбилиси.
7. Гамбашидзе Р., История геологического развития Грузии в поздне меловую эпоху. 1984, Мецниереба, Академия Наук Грузинской ССР Геологический Институт им. А . Джанелидзе, Труды, новая серия, вып. 82, 1-111.
8. Гамбашидзе Р., Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. 1979, Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1-226.
9. Гамкрелидзе П., Тектоническое строение района. Болнисская зона Артвинско-Болнисской глыбы. Маднеульско-Поладаурская подзона. Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. 1965, Труды ГИН АН ГССР, новая серия, вып. 1, 164-166
10. Гиоргобиანი Т., Надарейшвили Г., Закарая Д., Гоголадзе Д., Особенности геолого-структурного строения Болнисского рудного района (Юго-Восточная Грузия). 2008, Труды ГИН, новая серия, вып. 124, 91-105.

11. Гугушвили В., Омиадзе Г., Игнимбритовый вулканизм и минерализации (Болнисский рудный район Малый Кавказ). 1988, Геология рудных месторождений, 2, 105-109.
12. Гугушвили В., Апхазова М., Багдасарян Г., Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии. 1984, Советская геология, №11, 48-56.
13. Дзоценидзе Г., Донеогеновый вулканизм. Артвинско-Болнисская глыба. 1964, *Геология СССР*, т.10, Грузинская ССР, ч.1, Москва, «Недра», 414-415.
14. Дудаури О., Вашакидзе Г., Гоголадзе Д., К-Аг возраст некоторых субвулканических тел и пидных месторождений квемо картли (Юго-Восточная Грузия). 1990, *Сообщения АН Грузии*, т. 140, № 3, 553-555.
15. Дудаури О., Петрография субвулканических унтрузии Болнисского района. Геол. 1961, Ин-т АН ГССР.
16. Магалашвили А., Гидротермально-осадочные руды Маднеульского месторождения. 1991, *Сообщения АН Грузии*, т. 142, № 2, 353-356.
17. Магалашвили А., Связь оруденения с вулканизмом на примере месторождения Маднеули. 2002, развитие идей академика Г.С. Дзоценидзе. Труды Ин-т Геологии АН ГССР, ГИН АН ГССР, новая серия, вып. 117, 460-466.
18. Пруидзе М., Хабелашвили А., Гамкрелидзе М., Бахтадзе Ю., Бжалава Р., Гогишвили Т., Сухишвили А., Отчет Болнисской ПСП по геологическому доизучению масш. 1:50 000 листов К-38-89 А,Б,В,Г и К-38-90 А,Б по работам 1982-1985г. 1985, Тбилиси Фонды ГГУ, 1-86
19. Рубинштейн М., Адамия Ш., Багдасарян Г., Гугушвили В. О генетической связи медно-колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Болнисского рудного района с поздне меловым вулканизмом. 1983, *Сообщения АН ГССР*, т. 109, № 3. 753-756.
20. Ткемаладзе М., Геолого-структурное условия формирования медных и свинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района (ГССР). 1982, «Мецниереба», 1-262.
21. Цагарели А., Зесашвили В., Джавахишвили Ш., Адамия Ш., Гамбашидзе Р. Меловая система. Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. 1965, Труды ГИН АН ГССР, новая серия, вып. 1, 54-93
22. Чабукиани А., Структурное положение субвулканических тел Юго-Восточной Грузии. Диссертация. 1991, ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1-122.
23. Adamia Sh., Zakariadze G., Ckhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A., *Geology of the Caucasus*. 2011, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 489-544.
24. Allen R., False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. 1988, *Economic Geology*, 83, 1424-1446.

25. Allen R., Stadlbauer E., and Keller J., Stratigraphy of the Kos Plateau Tuff: product of a major Quaternary explosive rhyolitic eruption in the eastern Aegean, Greece. 1999, *International Journal of Earth Sciences*, 88(1), 132-156.
26. Barboni M., Schoene B., Ovtcharova M., Bussy F., Schalteger U., Gerdes A., Timing of incremental pluton construction and magmatic activity in a back-arc setting revealed by ID-TIMS U/Pband Hf isotopes on complex zircon grains. 2013, *Chemical geology*, 342, 76-93.
27. Barrel T., MachLean W., Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks: Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. 1994, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11, 433-467
28. Bateson JH., Accretionary lapilli in a geosynclinal environment. 1965, *Geol Mag*, 102, 1-7.
29. Bragina L., Cenomanian-Turonian radiolarians of northern Turkey and the Crimean Mountains. 2004, *Paleontological Journal*, vol. 38, Suppl. 4, 325-456.
30. Bragina L., Bragin Y., Stratigraphy and radiolarians of Upper Cretaceous cover of the Aracapasb Ophiolite Massif (Cyprus). 2006, *Stratigraphy and geological correlation*, vol. 14(5), 50-66.
31. Bragina L., Bragi, N., Djerić N., Gajić V., Late Cretaceous radiolarians and age of flyschoid sediments in the Struganik section (western Serbia). 2014, *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 22, 202-218.
32. Capaccioni B., Coniglio S., Varicolored and vesiculated tuffs from La-Fossa Volcano, Vulcano Island (Aeolian Archipelago, Italy) - Evidence of syndepositional alteration processes. 1995, *Bulletin of Volcanology*, 57(1), 61-70.
33. Cas R., Submarine Volcanism: Eruption styles, Products, and Relevance to Understanding the Host Rock Successions to Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. 1992, *Economic Geology*, 87, 511-547.
34. Cas R., Wright J., Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. 1991, *Bulletin of Volcanology*, 53, 357-380.
35. Cashman KV and Fiske., Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. 1991, *Science*, 253, 275-279.
36. DeRita D., Giordano G., Cecili A., A model for submarine rhyolite dome growth: Ponza Island (central Italy). 2001, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 221-239.
37. Doyle M., McPhie J., Facies architecture of a silicic intrusion-dominated volcanic centre at Highway-Reward, Queensland, Australia. 2000, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99, 79-96.
38. Dumitrica P., Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. 1970, *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie*, Ser. Géologie, v. 14(1), 45-124.

39. Dumitrica, P., Zügel, P., Lower Tithonian mono- and dicyrtid Nassellaria (Radiolaria) from the Solnhofen area (southern Germany). 2003, *Geodiversitas*, 23 (1), 5-72.
40. Fisher RV and Schmincke H-U., *Pyroclastic rocks*. 1984, Springer-Verlag, Berlin, 0-472.
41. Freundt A., Entrance of hot pyroclastic flows into the sea: experimental observations. *Bull Volcanol*, 85, 2003, 144-164.
42. Fritz, w. J., Stillman, C.T., A subaqueous welded tuff from the Ordovician of Country Waterford, Ireland, 1996, *J. Volcanol. Geothermal Res.* 70, 91-106.
43. Furnes H., Fridleifsson I., Atkins F., Subglacial volcanics. On the formation of acid hyaloclastites. 1980, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 95-110.
44. Gialli S., The controversial polymetallic Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia: hydrothermal alteration and ore mineralogy. 2013, Unpublished M.Sc. thesis, University of Geneva, 1-143.
45. Gibson H., Morton R., Hudak G., Submarine volcanic processes, deposits and environment favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. 1998, *Reviews in Economic Geology*, 8, 13-51.
46. Gibson H., Morton R., Hudak G., Submarine volcanic processes, deposits and environment favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. 1998, *Reviews in Economic Geology*, 8, 13-51.
47. Gugushvili V., Two types of gold mineralization in the Bolnisi mining district related to Cretaceous volcanism. 2004, Proceedings of the Georgian Academy of Sciences A. Janelidze Geological Institute, 119, 749-754.
48. Gugushvili V., Kutelia Z., Porphyry Gold-Copper System of the Bolnisi Mining District and Analysis of Two Types of Gold Mineralization. 2012, Proceedings of the International Workshop: Gold and Base Metal Deposits of the Mediterranean and the South Caucasus-Challenges and opportunities. Tbilisi, 13-14.
49. Heyckendorf K., Die untere vonischen Lenne-Vulkanite im nordstichen Rheinischen Schiefergebirge. 1985, *Beitrage zur Stratigraphie, Paleogeographie, Petrographie und Geochemie*. PhD-thesis Universität Hamburg, 1-363.
50. Kokellar, B.P., Busby, C.J., Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. 1992, *Science*, 257, 196-201.
51. Kutterolf J., Schidlbeck J., Scudder R., Murray R., Pickering K., Freundt A., Labaniessh Sh., Heydolph K., Saito S., Naruse H., Large volume submarine ignimbrite in the Shikoku Basin: An example for explosive volcanism in the Western Pacific during the Late Miocene, 2014, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, 1002, 1837-1851.

52. Ledbetter M., Sparks RSJ., Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layers. 1979, *Geology*, 7, 240-244.
53. Lentz D., Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics, 1998, *Ore Geology Reviews*, 12, 289-327.
54. Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konečný V., Pécskay Z., Fülöp A., and Kovacs, M., Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. 2010, *Central European Journal of Geosciences*, 2(3), 207-270.
55. Lorenz V., Vesiculated tuffs and associated features. 1974, *Sedimentology*, 21, 273-291.
56. Little S., Magalashvili A., Banks D., A Neotethyan late Cretaceous volcanic arc hydrothermal vent fauna. 2007, The Geological Society of America. *Geology*, September, v.35, 9, 835-838.
57. Magalashvili A., Geology, Genesis and Stratigraphy for Further Prospecting of Madneuli and Similar Type Deposits, Georgia. 2009, Proceedings of the Conference on Recent Research Activities and New Results about the Regional Geology, the Geodynamics and the Metallogeny of the Caucasus and the Balkans. A SCOPE meeting, Tbilisi, 9.
58. Mandeville, C.W., Carey, S., Sigurdsson, H., King, J., Paleomagnetic evidence for high-temperature emplacement of the 1883 subaqueous pyroclastic flows from Krakatau Volcano, Indonesia. 1994, *J. Geophys. Res.* 99, 9487-9504.
59. McPhie J., Doyle M., Allen R., Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. 1993, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 1-198.
60. Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M., Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia. 2013, *Lithos*, 177, 61-78.
61. Migineishvili R., Gvartadze T., Age of the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia: evidence from new nannoplankton data. 2010, *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 4, 85-91.
62. Migineishvili R., Hybrid nature of the Madneuli Cu-Au deposit, Georgia. Bulgarian Academy of Sciences, proceedings of the 2005 Field Workshop, 127-132.
63. Migineishvili R., A possible model of formation for the Madneuli copper-gold deposit. 2002, Trudi GIN AN Gruzii, Nov. ser. Bip. 117, 474.
64. Moore JG., Structure and eruptive mechanism at Surtsey Volcano, Iceland. 1985, *Geol Mag*, 122, 649-661.
65. Mugge O., Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. 1983, *N Jb Geol Palaont Beih*, 8, 535-721
66. Németh K., Pécskay Z., Martin U., Gméling K., Molnár F., Cronin S.J., Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: K. Thomson and N. Petford (Editors), Structure and

Emplacement of High-Level Magmatic Systems. 2008, Geological Society, London, Special Publications. Bath, UK, 61-83.

67. Ninkovich D., Sprks RSJ., Ledbetter MT., The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumarta: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. 1978, *Bull Volcanol*, 41, 286-298.

68. O'Dogherty L., Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain), 1994, *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, No. 21, 74 pls, 413.

69. Pearce J., Harris N., Tindle A., Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. 1984, *Journal of petrology*, 25, 956-983.

70. Pessagno E.A., Jr. Cretaceous Radiolaria, 1972, Part II. *Bulletins of American Paleontology*, vol. 61, No. 270, 283-328.

71. Pessagno E.A., Jr., Radiolarian zonation and stratigraphy of the upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges, 1976, *Micropaleontology*, Special publication nr.2, 1-96.

72. Pittari A., Cas R., Edgar C., Nichols H., Wolff J., Marti J., The influence of paleotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich ignimbrite in a high gradient setting: The Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Island. 2006, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152, 273-315.

73. Popkhadze N., Moritz R., Gialli S., Beridze T., Gugushvili V., Khutsishvili S., Major volcano-sedimentary facies types of the Madneuli polymetallic deposit, Bolnisi district, Georgia: Implications for the host rock depositional environment. In: Erik Jonsson et al. (eds), Mineral deposit research for a high-tech world, 12th SGA Meeting, 12-15 August 2013, Sweden, Uppsala, 2, 576-579.

74. Popkhadze N., Beridze T., Moritz R., Gugushvili V., Khutsishvili S., Facies analysis of the volcano-sedimentary host rocks of the Cretaceous Madneuli massive sulphide deposit, Bolnisi district, Georgia. 2009, *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 3, 103-108.

75. Popkhadze N., First evidence of hyaloclastites at Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia. 2012, *Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences*, 6, 83-90.

76. Popkhadze N., Moritz R., Gugushvili V., Architecture of Upper Cretaceous Rhyodacitic Hyaloclastite at the polymetallic Madneuli deposit, Lesser Caucasus, Georgia. 2014, *Central European Journal of Geosciences*, 6(3), 308-329.

77. Popkhadze N., Moritz R., Volcano sedimentary and sedimentary host rock structures the polymetallic Upper Cretaceous Madneuli deposit, Lesser Caucasus: useful criteria for facial unit interpretation. 2014, I-st International workshop on Volcano geology, Madeira, Portugal, Abstract book, 118-119

78. Rolland Y., Sosson M., Adamia Sh., Sadradze N., Prolonged Variscan to Alpine history of an active European margin (Georgia, Armenia) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. 2011, *Gondwana Research*, 20, 798-815.
79. Rosa C., McPhie J., Relvas J., Pereira Z., Oliveiras T., Pacheco N., Facies analyses and volcanic setting of the giant Nevas Corvo massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal. 2008, *Mineralium Deposita*, 43, 449-466.
80. Rosi M., A model for the formation of vesiculated tuff by the coalescence of accretionary lapilli. 1992, *Bull Volcanol*, 54, 429-434.
81. Schmincke U., Behncke B., Grasso M., Raffi S., Evolution of the northwestern Iblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene/Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism. 1997, *Geol. Rundsch*, 86(3), 637-669.
82. Schneider, J. L., Fourquin, C., Paicheler, J.-L., Two examples of subaqueous welded ash-flow tuffs: the Visean of southern Vosges (France) and the upper Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 49, 365-383.
83. Scutter R., Cas R.A.F., Moore L., and de Rita D., Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. 1998, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B11), 27551-27566.
84. Setterfield T., Hodder R., Gibson H., Watkins J., The McDougall-Despina fault set, Noranda, Quebec: Evidence for fault-controlled volcanism and hydrothermal fluid flow. 1995, *Exploration and Mining Geology*, 4, 381-393.
85. Sheridan ME., Wohletz KH., Hydrovolcanism: basic considerations and review. 1983, *J. Volcanol Geotherm Res*, 17, 1-29.
86. Sohn Y., Son M., Jeong J., Jeon Y., Eruption and emplacement of a laterally extensive, crystal-rich, and pumice free ignimbrite (the Cretaceous Kusandong Tuff, Korea). 2009, *Sedimentary Geology*, 220, 190-203.
87. Soriano C., Giordano G., Cas R., Riggs N., Porreca M., Facies architecture, emplacement mechanisms and eruption style of the submarine andesite El Barronal complex, Cabo de Gata, SE Spain. 2013, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264, 210-222.
88. Soriano C., Riggs N., Giordano G., Porreca M., Conticelli S., Cyclic growth and mass wasting of submarine Los Frailes lava flow and dome complex in Cabo de Gata, SE Spain. 2012, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231, 72-86.
89. Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Menkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadech V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. 2010, *Geological Society, London, Special Publications*, 340, 329-352.
90. Sparks R., Huang T., The volcanological significance of deep sea ash layers associated with ignimbrites. 1980, *Geol Mag*, 117, 425-436.

91. Stewart L., and McPhie J., Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003, 124 (1-2), 129-148.
92. Stewart L., and McPhie J., Facies architecture and Late Pliocene-Pleistocene evolution of a felsic volcanic island, Milos, Greece. 2006, *Bulletin of Volcanology*, 68(7-8), 703-726.
93. Stow A., Sedimentary rocks in the field. 2005, A color Guide. School of Ocean and Earth Science South ampton Oceanography Centre University of South ampton. 1-318.
94. Sun S., McDonough W., and Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. 1989, Geological Society, London, Special publications, 42, 313-345.
95. White M., McPhie J., A submarine welded ignimbrite-crystal-rich sandstone facies association in the Cambrian Tyndall Group, western Tasmania, Australia. 1997, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 277-295.
96. Winchester J., Floyd P., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. 1977, *Chemical Geology*, 20, 325-343.
97. Yamagishi H., Dimroth E., A composition of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: evidence for hot fluid rhyolite lava. 1985, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 337-355.
98. Yilmaz A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., Karabiyikoglu M., Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia) – eastern Pontides (Turkey). 2000, *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 171-182.
99. Zakariadze G., Yildirim D., Adamia Sh., Oberhansli R., Karpenko S., Bazulev B., Solov'eva N., Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications island arc evolution of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield. 2007, *Gondwana Research*, 11, 92-108.

„საქეოლოგიის“ საფონდო მასალის ანგარიშების ნუსხა:

1. სპანდერაშვილი გ., და სხვები „ბოლნისის მადნიან რაიონში კომპლექსური გეოლოგიურ-გეოფიზიკური სამუშაოების ანგარიში“ 1972-1982წწ., თბილისი, 1982, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
2. ფანცულაია ვ., კალანდარიშვილი ი., და სხვა „ბოლნისის მადნიანი რაიონის ჩრდილო და სამხრეთ-აღმოსავლეთ პარიფერიის 1:50 000 მასშტაბის პროგნოზულ-მეტალოგენური რუკის შედგენა (1979-1980 წწ)“, თბილისი, 1980, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
3. ჭოსონელიძე მ., ღარიბიანი პ., პოპოვი ს., ეობერმანი ი., გეოლოგიური ანგარიში: „ბოლნისის მადნიან რაიონში ძებნითი სამუშაოების შედეგებზე (1972-1975წწ)“, თბილისი, 1976, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
4. აბაშიძე ჯ., ჭოსონელიძე მ., „მადნეულის გეოლოგიურ-საძიებო პარტიის 1968 წლის ანგარიში“ თბილისი, 1968, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
5. გოგიშვილი თ., მელითაური გ., ცქვიტინიძე რ., ანგარიში: „სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ზედა ცარცული ნალექების დეტალური სტრუქტურულ-ფაციალური შესწავლა პიდროთერმალეების კარტირებით სპილენძ-კოლჩედანური გამადნების პროგნოზირების მიზნით (1978-1982წწ)“, თბილისი, 1982, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
6. ვაშაძე ბ., კორინთელი ბ., და სხვა „ბოლნისის მადნიანი რაიონის ცენტრალურ ნაწილში ოქროზე ჩატარებული სამუშაოების შესახებ (1978-1982)“, თბილისი, 1982, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
7. ჭოსონელიძე მ., ნაცვლიშვილი მ., გეოლოგიური ანგარიში: „ბოლნისის მადნიანი რაიონის საბადოების სუსტად შესწავლილი ზონების პერსპექტიულობის შეფასებისათვის დამატებითი სამუშაოების შედეგებზე“, თბილისი, 1997, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
8. ჯავახაძე დ., ცერცვაძე ზ., და სხვა გეოლოგიური ანგარიში: „ცენტრალური გეოქიმიური პარტიის ანგარიში (1964-1967)“, თბილისი, 1968, საქეოლოგია, (რუსულ ენაზე).
9. Гамкрелидзе П.Д., Назаров Ю.И. (1959). Сводный геологический отчет Машаверской ПСП и геологической экспедиции Юго-Восточной Грузии по работам 1956-1959 годов. Геологические фонды «Грузгеологии», инв. №10516.
10. Пруидзе М.П., Хабелашвили А.И., Гамкрелидзе М.И., Бахтадзе Ю.К., Бжалава Р.Д., Гогишвили Т.Ш., Сухишвили А.И. (1985). Отчет Болнисской ПСП по геологическому доизучению масш. 1:50 000 листов К-38-89 А,Б,В,Г и К-38-90 А,Б по работам 1982-1985г.г. Тбилиси. Фонды ГГУ. 1-86.
11. Адамия Ш.А., Аленикова В.А., Гамкрелидзе П.Д., Джавахишвили Ш.И., Заридзе Г.М.,

Зесашвили В.И., Качарава И.В., Надирадзе В.Р., Назаров Ю.И., Схиртладзе Н.И., Татришвили Н.Ф., Цагарели А.Л., Чихрадзе Г.А. и др. 1960, Сводный геологический отчет Машаверской поыисково-съемочной партии и геологической экспедиции Юго-Восточной Грузии по работам 1956-59 гг, Фонды ГУ. Тб, 0-460.

მადლობა

დიდი მადლობა ჩემს ქართველ სამეცნიერო ხელმძღვანელებს: ბეჟან თუთბერიძეს და ვლადიმერ გუგუშვილს. ბ-ნ ბეჟან თუთბერიძის მხარდაჭერა და დახმარება იგრძნობოდა ყოველთვის ჩემი დოქტორანტურაში ყოფნისას, მისი რეკომენდაციით მივიღე დოქტორანტის სამოგზაურო გრანტები საერთაშორისო კონფერენციებზე დასასწრებლად შვედეთსა და კუნძულ მადეირაზე, რაც მეტად მნიშვნელოვანი იყო ჩემი სამეცნიერო შრომისათვის. ბ-ნ ვოვა გუგუშვილის მხარდაჭერა და მისი სამეცნიერო კონსულტაციები ძალიან სასარგებლო იყო ჩემი ნაშრომისათვის. მისი გამოცდილება ძალიან დაგვეხმარა ჩაგვეტარებინა მთელ ბოლნისის რაიონში მიმოხილვითი ხასიათის მარშრუტები. ფასდაუდებელია ჩემს პირველი სამეცნიერო ხელმძღვანელთან, რობერტ მორიცთან, და ჟენევის უნივერსიტეტის ჯგუფთან თანამშრომლობა. ქართულ-შვეიცარიული სკოპის პროექტისა და უშუალოდ რობერტ მორიცის დახმარებით საშუალება მომეცა ჩემი შრომები წარმომედგინა სხვადასხვა საერთაშორისო კონფერენციებსა და ვორქშოფებზე. ახალი ხედვა თანდათან იმ უახლესი ლიტერატურისა და წიგნების თანხლებით ვითარდებოდა, რომელიც ჟენევის უნივერსიტეტის ბიბლიოთეკიდან იგზავნებოდა ან უშუალოდ იქ ვამუშავებდი რობერტ მორიცის ხელმძღვანელობით და ეს თანამშრომლობა დღესაც გრძელდება. რობერტ მორიცის დიდი პროფესიონალიზმი და გამოცდილება, მისი მიდგომა და ურთიერთთანამშრომლობის საოცარი ნიჭი ძალიან დამეხმარა ჩემი სამეცნიერო კვლევის ორგანიზებასა და მის წარმართვაში. სკოპის პროექტი და შვეიცარიის სამეცნიერო ფონდი იყო სულისჩამდგმელი იმ სამუშაოებისა, რომელიც ბოლნისის რაიონში 7 წლის განმავლობაში ყოველივე შეფერხების გარეშე მიმდინარეობდა.

წლების განმავლობაში ვთანამშრომლობდი გეოლოგიის ინსტიტუტის ჯგუფთან (თ. ბერიძე, ს.ხუციშვილი, ვ.გუგუშვილი და რ. მიგინეიშვილი) შვეიცარიული და ქართული პროექტების მსვლელობისას. თ. ბერიძე და ს. ხუციშვილთან ერთად იქნა ჩატარებული თითქმის ყველა საექსპედიციო სამუშაოები მადნეულის კარიერის ფარგლებში და მის გარეთაც, რისთვისაც დიდ მადლობას ვუცხადებ მათ. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი და ნაყოფიერი იყო ჩემთვის თ. ბერიძესთან თანამშრომლობა, რომლის დროსაც მიმდინარეობდა ბევრი საინტერესო სამეცნიერო სახის დისკუსიები ქანთა ინტერპრეტაციის დროს დანალექ და ვულკანოგენურ-დანალექ ქანთა ნალექდაგროვების პირობების აღდგენის თვალსაზრისით და ასევე უცხოური ლიტერატურის ტერმინოლოგიურ საკითხებში.

დიდი მადლობა ივ.ჯავახიშვილის უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტის ასოცირებულ პროფესორს, მარიამ ახალკაციშვილს, იმ დახმარებისა და თანადგომისათვის, რაც მან ჩემი დოქტორანტურაში სწავლის პერიოდში გამიწია.

მნიშვნელოვანი იყო მუშაობის პროცესში მადნეულის კომპანიის მხარდაჭერა, სადაც ყოველგვარი პრობლემის გარეშე ვღებულობდი კარიერზე მუშაობის ნებართვას. დიდი მადლობა მინდა მოვუხადო მალხაზ ნაცვლიშვილს მისი

დახმარებისთვის კარიერზე განხორციელებული გეოლოგიური სამუშაოების დროს და აგრეთვე ამ კომპანიის ყველა წევრს.

გეოლოგიური ინსტიტუტის დაფინანსებით მოხდა გარკვეული საექსპედიციო სამუშაოების ორგანიზება მადნეულის კარიერზე, ინსტიტუტის კედლებში განხორციელდა ჩემი ძირითადი კვლევა და აქ მოხდა ცოდნის გადრმავება. ყველა საორგანიზაციო საკითხში ინსტიტუტის დირექტორის, თამარ წუწუნავას მხარდაჭერას ვგრძნობდი, რისთვისაც დიდ მადლობას ვუხდით.

მადლობა ონისე ეუქიძეს, რომელმაც გარკვეული დახმარება გამიწია მასალის გრაფიკულად დამუშავებისას. სტეფანო ჯიალის, უნევის უნივერსიტეტის სამაგისტრო შრომის განხორციელებისას მადნეულის კარიერზე, მასთან თანამშრომლობა მეტად სასარგებლო იყო ჩემთვისაც. დიდი მადლობა ჩემს რეცენზენტებს, გამოცდილ მეცნიერებს: მანანა ტოგონიძეს და არჩილ მაღალაშვილს. მათ დიდი ყურადღებითა და გულისხმევით გაეცნეს ჩემს შრომას. ვაფასებ და ვითვალისწინებ მათ შენიშვნებსა და რჩევებს, რომელიც ძალიან საყურადღებო და საინტერესო იყო.

SEG, SGA და IVCEI ორგანიზაციებისა და ივ.ჯავახიშვილის თბილისის სახ. უნივერსიტეტის მხარდაჭერითა და დაფინანსებით მინაწილეობა მივიღე 10-მდე საერთაშორისო კონფერენციებში, სადაც ჩემი ნაშრომი წარმოვადგინე. მადლობა ჩემს უცხოელ კოლეგებს: კაროლი ნემეთს, რომელთანაც დიდი ენთუზაზმითა და გულისხმევით ვთანამშრომლობდი სტატიის საერთაშორისო ჟურნალში გამოსაქვეყნებლად. მისი დახმარებით მივიღე ზღვა მასალა სტატიების სახით, რაც მეტად მნიშვნელოვანია ჩემი სამომავლო კვლევებისათვის. დიდი მადლობა კონსულტაციებისთვის და მეტად საინტერესო დისკუსიებისთვის რეი ქასს და ჯონ მარტის, ფერნანდო ტორნოს და ჯოჰანეზ მედერერს, კარლოს როსას და ჟორჟ რელვას, ანა ვუმაზალოვას და სუზანა შმიდტს.

და ბოლოს, უღრმესი მადლობა ჩემი ოჯახის წევრებს იმ თანადგომისათვის, მხარდაჭერისა და ხელშეწყობისათვის, რაც მეტად მნიშვნელოვანი და აუცილებელი იყო ჩემი მუშაობის დროს.

ვულკანოლოგიაში ჩემს მუშაობას საფუძველი ჩაუყარა ქმა მანანა ლორთქიფანიძემ, ის იყო ჩემი პირველი სამეცნიერო ხელმძღვანელი და მასწავლებელი. მასთან ერთად ჩავატარეთ აჭარის პალეოგენურ ვულკანურ და ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებზე გაკვეთილი სამუშაოები. მინდა ქედი მოვიხარო მისი ხსოვნის წინაშე და ჩემი შრომა მას მივუძღვნა.