

ქართლის აუზისა და მისი მომიჯნავე კავკასიონისა და აჭარა-
თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლებს შორის ტექტონიკური
დაძაბულობის მქონე ზონის კომპლექსური კვლევის შედეგები

გიორგი ბოიჩენკო

*სადისერტაციო ნაშრომი წარდგენილია ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის
საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებისა და მედიცინის ფაკულტეტზე
დედამიწის შემსწავლელი მეცნიერებების დოქტორის აკადემიური ხარისხის
მინიჭების მოთხოვნების შესაბამისად*

სადოქტორო პროგრამა:
დედამიწის შემსწავლელი მეცნიერებები

სამეცნიერო ხელმძღვანელი: პროფესორი - თეა გოდოლაძე

ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტი

თბილისი, 2025

განაცხადი

როგორც წარდგენილი სადისერტაციო ნაშრომის ავტორი, ვაცხადებ, რომ ნაშრომი წარმოადგენს ჩემს ორიგინალურ ნამუშევარს და არ შეიცავს სხვა ავტორების მიერ აქამდე გამოქვეყნებულ, გამოსაქვეყნებლად მიღებულ ან დასაცავად წარდგენილ მასალებს, რომლებიც ნაშრომში არ არის მოხსენიებული ან ციტირებული სათანადო წესების შესაბამისად.

გიორგი ბოიჩენკო

05.06.2025

აბსტრაქტი

ნეოტექტონიკური პროცესების კვლევა კავკასიის რეგიონში, კერძოდ, ქართლის აუზის და მისი მომიჯნავე ოროგენების (დიდი) კავკასიონის და მცირე კავკასიონის კონტაქტის ზონებში, წარმოადგენს მნიშვნელოვან მიმართულებას რეგიონში რეგიონის კომპლექსური გეოლოგიური სტრუქტურებისა და არსებული სეისმური საფრთხის შეფასებისათვის. თანამედროვე გეოდეზიური მონაცემებზე დაყრდნობით ნაშრომში განხილულია ქართლის აუზის მაღალის ტექტონიკური დაძაბულობის ზონა. ამ მონაცემების მიხედვით ქერქის ლატერალური გადაადგილებისას ენერგიის დაგროვება ხდება ქართლის აუზის, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელსა და კავკასიონის კონტაქტურ არეალებში.

კვლევაში გამოყენებულია ალუვიურ ტერასები აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე - პალეოგეოგრაფიის, რელიეფის ევოლუციისა და ნეოტექტონიკური განვითარების შესასწავლად. კერძოდ, თბილისში და მის მიმდებარე ტერიტორიაზე ალუვიური ტერასების იდენტიფიკაცია და აგეგმვა განხორციელდა საჰაერო LiDAR-ის მონაცემების ანალიზის, კლასტების შედგენილობის და პალეო-დინებების დადგენის საფუძველზე. ამ მონაცემებმა გამოავლინა ალუვიური სტრატ-ტერასების სამი განსხვავებული ტიპი: ძირითადი, რომელიც დაკავშირებულია მდინარე მტკვართან, და ორი ტიპი, რომელიც წარმოიქმნა მისი დასავლეთ (მარჯვენა) და აღმოსავლეთ (მარცხენა) შენაკადების მიერ. რეგიონში გამოვლენილია ტერასების ჩვიდმეტი განსხვავებული დონე, რომელთა სიმაღლე მერყეობს 10-დან 690 მეტრამდე მტკვრის თანამედროვე დონიდან. კვლევის მიხედვით მტკვრის ტერასები ფორმირებულია ძირითადად აქტიურად აზევებადი ანტიკლინების ზეგავლენით, ვინაიდან ტერასები უმეტესად ანტიკლინის ფარგლებში გვხვდება. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ჩრდილო-აღმოსავლეთ მონაკვეთში კვლევის ფარგლებში დაფიქსირდა ტექტონიკურად დეფორმირებული

ტერასები. ტერასების ციფრული მოდელის და პალეოდინებების მონაცემებზე დაყრდნობით, მეოთხეულ პერიოდში მტკვრის პალეო-დინება განიცდიდა და სავარაუდოდ დღესაც განიცდის მიგრაციას ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით. ეს მიგრაცია განპირობებულია ამ რეგიონში აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აქტიური კოლიზიით, რის გამოც აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე, ჩრდილოეთ ზონა განიცდის უფრო მაღალ ტექტონიკურ დაძაბულობას და შესაბამისად აზევებას, ვიდრე რეგიონის სამხრეთი ნაწილი.

კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის და ქართლის აუზის კონტაქტურ ზონაში განხორციელებულმა პალეოსეისმურმა კვლევამ გამოავლინა განმეორებადი ზედაპირული რღვევის მტკიცებულება, ჩრდილოეთისკენ მცირე კუთხით დაქანებულ შეცოცებით რღვევაზე. ეს რღვევა განლაგებულია სამხრეთ ვერგენტულ შავი ტყის (ბიწმენდის) ანტიკლინის წინა ფრთაში, რომელიც ნიადაგის ზედა ფენას კვეთს და რელიეფში ვლინდება. სტრატиграფიული ერთეულების ანალიზმა და ხმელეთის ლოკოკინების ნიჟარების რადიონახშირბადულმა დათარიღებამ, შეფასების საშუალება მოგვცა მიწისძვრით წარმოქმნილი სამი ზედაპირული დეფორმაციისა. ამ რღვევაზე დაფიქსირებული მიწისძვრების ასაკებია ~40-დან ~3 ათასი წლის ფარგლებში. აღნიშნული მიწისძვრის მოვლენები განსხვავებული რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარით გამოირჩევიან (0.35-დან ~3 მ-მდე), ხოლო მათი საერთო გადაადგილება 6.5 ± 0.85 მ-ს შეადგენს. ცალკეული მიწისძვრების დროს მომხდარი გადაადგილებებისა და განმეორებადობის ინტერვალების (11, 25 და 3 ათასი წლის ღია ინტერვალი) ანალიზმა აჩვენა შეცოცებითი ტიპის რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარის ცვალებადობა. ეს შესაძლოა დაკავშირებული იყოს რღვევის თავისებურებით. კვლევა წარმოადგენს სტრუქტურულ და გეოქრონოლოგიურ მოდელს მომავალი პალეოსეისმური კვლევებისთვის დიდ კავკასიონის ფრონტალურ

რღვევაზე და ამავედროულად ასახავს სეისმურ საფრთხესთან დაკავშირებულ გამოწვევებს რეგიონში.

მიღებული შედეგები მიუთითებს, რომ რეგიონის ნეოტექტონიკური აქტივობა ქართლის აუზის ორივე პერიფერიაზე მიმდინარეობს, როგორც დიდ ისე მცირე კავკასიონის შეცოცებით ზონებზე. მოცემული კვლევა მნიშვნელოვან მონაცემს იძლევა კავკასიის რეგიონის ნეოტექტონიკური დინამიკის შესახებ და ქმნის ბაზას სეისმური საფრთხეების შეფასებისა და გრძელვადიანი გეოდინამიკური პროცესების პროგნოზისთვის.

ძირითადი საძიებო სიტყვები: ტექტონიკური გეომორფოლოგია, ნეოტექტონიკა, მდინარეული ტერასები, პალეოსეისმოლოგია, ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლები

Abstract

The study of neotectonic processes in the Caucasus region, specifically in the Kartli Basin and its adjacent orogenic zones at the junctions of the Greater and Lesser Caucasus, represents a crucial aspect of modern tectonics and seismic hazard assessment. This research focuses on the presence of high tectonic stress in the eastern segment of the Kartli Basin, as indicated by contemporary geodetic data. These findings suggest that energy accumulation occurs in the contact zone between the Kartli Basin and the Lesser and/or Greater Caucasus during the lateral displacement of the crust. The study encompasses a geomorphological and neotectonic analysis of river terraces in the eastern segment of the Adjara-Trialeti fold-thrust belt, as well as a paleoseismic investigation of the frontal fault of the Greater Caucasus fold-thrust belt within the contact zone of the Kartli Basin.

In this research, we utilize alluvial terraces in the eastern segment of the Adjara-Trialeti fold-thrust belt to study paleogeography, landscape evolution, and neotectonic development. Specifically, the identification and mapping of alluvial terraces in Tbilisi and its surrounding areas were conducted based on analyzing aerial LiDAR data, clastic composition, and paleo-flow directions. This analysis revealed three distinct types of alluvial strath terraces: a primary set associated with the Mtkvari River and two secondary sets formed by its western (right) and eastern (left) tributaries. Seventeen different terrace levels have been identified in the region, with elevations ranging from 10 to 690 meters above the present-day Mtkvari River level. We hypothesize that the terraces of the Mtkvari River have primarily formed due to the influence of actively uplifting anticlines, as terraces are predominantly located within anticline structures. Tectonically deformed terraces were observed in the northeastern segment of the Adjara-Trialeti fold-thrust belt. Based on digital terrace models and paleo-flow data, we conclude that during the Quaternary period, the paleo-flow direction of the Mtkvari River experienced, and likely continues to experience, migration from the northeast to the

southwest. This migration is driven by the active collision between the Adjara-Trialeti fold-thrust belt and the Mtkvari fold-thrust belt, resulting in higher tectonic stress and corresponding uplift in the northern zone of the eastern segment of the Adjara-Trialeti fold-thrust belt compared to its southern part.

A paleoseismic investigation conducted near Tbilisi, within the contact zone of the Greater Caucasus fold-thrust belt and the Kartli Basin, revealed evidence of recurrent surface faulting along a low-angle north-dipping thrust fault. This fault is located within the south-verging forelimb of an anticline, cuts through the upper soil layer, and is expressed at the surface. Stratigraphic unit analysis and radiocarbon dating of terrestrial gastropod shells, allowed for the identification of three surface deformation events caused by earthquakes. The ages of these earthquakes range from approximately 40,000 to 3,000 years ago. These seismic events exhibit varying slip magnitudes (ranging from 0.35 to ~3 meters), with a cumulative displacement of 6.5 ± 0.85 meters. Analysis of individual displacement events and recurrence intervals (open intervals of 11,000, 25,000, and 3,000 years) demonstrated variability in thrust slip rates, which may be related to the specific characteristics of the fault. This study provides a structural and geochronological model for future paleoseismic research on the frontal fault of the Greater Caucasus, while also highlighting the seismic hazard challenges in the region.

The obtained results indicate that neotectonic activity in the region occurs on both peripheries of the Kartli Basin, within the fold-thrust zones of both the Greater and Lesser Caucasus. This research provides significant insights into the neotectonic dynamics of the Caucasus region and establishes a foundation for seismic hazard assessment and the prediction of long-term geodynamic processes.

Key Words: Tectonic geomorphology, neotectonics, fluvial terraces, paleoseismology, fold-thrust belts

მადლობა

დისერტაციაში შემავალი მონაცემები და კვლევები დაფინანსდა: შოთა რუსთაველის საქართველოს ეროვნული სამეცნიერო ფონდის მიერ [#PhDF2016_207], აშშ-ის ეროვნული სამეცნიერო ფონდის (National Science Foundation) მიერ [EAR 1451466 და EAR 1524631], ასევე ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტისა და სეისმური მონიტორინგის ეროვნული ცენტრის მიერ.

ამ სადისერტაციო ნაშრომში მოცემული მონაცემები და შედეგები წარმოდგენილია ქვემოთ მოცემულ პუბლიკაციებში და სამეცნიერო კონფერენციის საპრეზენტაციო მასალებში:

სამეცნიერო პუბლიკაციები:

Stahl, T.A., Cowgill, E., Boichenko, G., Vasey, D.A., Godoladze, T., 2022. Recent Surface Rupturing Earthquakes along the South Flank of the Greater Caucasus near Tbilisi, Georgia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 112, 2170–2188. <https://doi.org/10.1785/0120210267>

Boichenko, G., Cowgill, E., Godoladze, T., Stahl, T.A., Gogoladze, S., Merebashvili, G., Okrostsvaridze, A., Torres, R., Binnie, S., Ritter, B., 2025. Kura (Mtkvari) River terraces record fluvial response to the collision of the Greater and Lesser Caucasus thrust belts, Georgia. *Geomorphology* 476, 109656. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.109656>

Godoladze, T., Gok, R., Onur, T., Gunia, I., Dzmanashvili, M., Boichenko, G., Buzaladze, A., Bondar, I., Ratiani, L., Rostomashvili, T., Nabelek, J., Javakhishvili, Z., Yetirmishli, G., Sandvol, E., Kadirioglu, F.T., Chiang, A., 2024. Compilation of a comprehensive earthquake catalog and relocations in the Caucasus Region. *Seismol. Res. Lett.* 95, 1066–1081. <https://doi.org/10.1785/0220230206>.

Onur, T., Gok, R., Godoladze, T., Gunia, I., Boichenko, G., Buzaladze, A., Tumanova, N., Dzmanashvili, M., Sukhishvili, L., Javakhishvili, Z., Cowgill, E., Bondár, I., Yetirmishli, G., 2020. Probabilistic Seismic Hazard Assessment Using Legacy Data in Georgia. *Seismological Research Letters* 91, 1500–1517. <https://doi.org/10.1785/0220190331>

Alania V., Enukidze O., Sadradze N., Boichenko G., Sadradze G., Chabukiani A., Kiria T., Kvavadze N., Gventsadze A., 2020. 3D structural model of the Bitsmendi anticline using seismic profiles, Georgia. Bull Georg Nat Acad Sci 14. 61-67.

სამეცნიერო კონფერენციები:

Boichenko, G., Cowgill, E., Godoladze, T., Stahl, T.A., Gogoladze, S., Merebashvili, G., Okrostsvardize, A., 2023. Terrace Formation and Development in the Collision Zone of Tectonically Active Orogenic Belts: A Case Study of the Kura River in Eastern Georgia (Eastern Caucasus) AGU Fall Meeting Abstracts 2023 (ID#: 1380047).

Boichenko, G., Godoladze, T., Cowgill, E., Alania V., Gogoladze, S., Merebashvili, G., 2019. Characterization of fluvial terraces in the eastern segment of Adjara Trialeti fold thrust belt, Lesser Caucasus, Georgia. AGU Fall Meeting Abstracts 2019 (ID#: 586448).

Boichenko, G., Godoladze, T., Gamkrelidze I., Cowgill, E., 2018. Structure of eastern segment of Adjara-Trialeti fold-thrust belt: insights from structural data and balanced cross section, Northern Lesser Caucasus (Preliminary study). EGU Abstracts 2018 (EGU2018-19749).

Boichenko, G., Cowgill, E., Stahl, T., Trexler, C., Tsiskarishvili, L., Sukhishvili, L., Sokhadze, G., Akhalaia, G., Godoladze, T., Elashvili, M., Gogoladze, S., 2016. A paleoseismic investigation of a frontal foreland thrust in the Greater Caucasus. AGU Fall Meeting Abstracts 2016 (ID#: T51A-2876).

პუბლიკაციებში მონაწილეობის გარდა სადისერტაციო კვლევაში განსაკუთრებული დახმარება და მენტორობა გამიწიეს თეა გოდოლაძემ, ერიკ ქოუგილმა, ავთანდილ ოქროსცვარიძემ; საველე და ლაბორატორიულ სამუშაოებში - სალომე გოგოლაძემ, გიორგი მერებაშვილმა და ავთანდილ ოქროსცვარიძემ; ფიგურების დამუშავებაში მნიშვნელოვანი როლი შეასრულეს ერიკ ქოუგილმა და ტიმოთი სტალმა; ტექსტზე მუშაობაში - თეა გოდოლაძემ და ავთანდილ ოქროსცვარიძემ.

სადოქტორო დისერტაციისთვის გამოყენებული მასალები (რუკები, ციფრული სასიმაღლო მოდელები, ჭრილები და სხვ.) გამოყენებულია ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტისა და სეისმური

მონიტორინგის ეროვნული ცენტრის გეოლოგიის და გეოგრაფიის დეპარტამენტების
ციფრული ბაზებიდან, რისთვისაც ინსტიტუტის თანამშრომლებს მადლობას ვუხდით.

პუბლიკაციების ავტორების გარდა კვლევებში მნიშვნელოვანი როლი შეასრულეს
შემდეგმა მკვლევარებმა: ოთარ კავთელაშვილი, ირაკლი ჯავახიშვილი, დიმიტრი
აქუბარდია, ირაკლი სხირტლაძე და მამუკა ნაცვლიშვილი, რისთვისაც მათ გულითად
მადლობას ვუხდით.

1. სარჩევი

1. სარჩევი.....	X
2. ცხრილების ჩამონათვალი.....	XIII
3. ფიგურების ჩამონათვალი	XIII
4. აბრევიატურების ჩამონათვალი.....	XXIV
5. შესავალი.....	1
6. რეგიონის გეოლოგიური დახასიათება.....	5
6.1 ტექტონიკური პოზიცია.....	5
6.1.1 კავკასიონი ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (კნშს)	7
6.1.2 აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (ათნშს).....	8
6.1.3 ქართლის აუზი (დასავლეთ მტკვრის აუზი).....	12
6.2 რეგიონის სეისმურობა	14
6.3 რეგიონის სეისმოტექტონიკა	18
6.4 მდინარე მტკვარი და მისი წყალშემკრები აუზი.....	21
6.5 კასპიის ზღვა/ტბა	23
6.6 არსებული მონაცემები მტკვრის ტერასებზე აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა- შეცოცებით სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე	24
7. მეთოდოლოგია	27
7.1 ციფრული სასიმაღლო მოდელები და გეომორფოლოგიური დარუკება და მონაცემთა ანალიზი (Lidar, Alos, DEM, ARCGIS, TerEx).....	27
7.1.1 მონაცემთა დამუშავება	29

7.2	ტერასების და ჭალის ალუვიური ქვარგვალეების ლითოლოგიური ანალიზი ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე.....	33
7.3	მდინარის ამგები კლასტების ორიენტირება (იმბრიკაცია) ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე	35
7.4	განამარხებული კოსმოგენური ნუკლიდების დათარიღება ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის მდინარეულ ტერასებზე	36
7.5	ოკამის პალეოსეისმური ტერიტორიის ზოგადი აღწერა და კვლევის მეთოდოლოგია	37
8.	შედეგები.....	42
8.1	ციფრული სასიმაღლო მოდელის ანალიზი და ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ტერასების რუკა	42
8.2	ალუვიური დეპოზიტების ლითოლოგიური აღწერის შედეგები ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე	45
8.2.1	შლიფების აღწერა.....	48
8.3	კლასტების ლითოლოგიური კლასიფიკაცია და რეგიონში განაწილება	55
8.4	ალუვიური ნალექების კლასტების ორიენტირება და პალეო-დინეების რეკონსტრუქცია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე	58
8.5	^{10}Be , ^{21}Ne და ^{26}Al კონცენტრაციები ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე	60
8.6	ოკამის თხრილის სტრატეგრაფია.....	63
8.7	ოკამის თხრილში ინტერპრეტირებული მიწისძვრების ქრონოლოგია.....	67
8.8	პალეოსეისმური თხრილის რეკონსტრუქცია მოვლენებისთვის E3-დან E1-მდე	70
8.9	რადიონახშირბადული დათარიღება და სტრატეგრაფიული ერთეულების ასაკები	73

9.	დისკუსია.....	79
9.1	მტკვრის ტერასები	81
9.1.1	შედგენის ანალიზი და ტერასების მნიშვნელოვანი უბნები	81
9.1.2	ლოკალური ტექტონიკური აქტივობის ფაქტები.....	95
9.1.3	აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტის დეფორმირებული მდინარეული ტერასები	100
9.1.4	თაბორის ანტიკლინი და მდინარე მტკვრის ტერასების ფორმირება	101
9.1.5	მდინარე მტკვრის მიგრაცია.....	103
9.2	ოკამის პალეოსეისმური ჭრილი	106
9.2.1	მიწისძვრების ქრონოლოგია	106
9.2.2	მიწისძვრის ტიპი.....	109
9.2.3	სეისმური საფრთხის გავლენა საქართველოში	111
9.3	აღმოსავლეთ ქართლის აუზი (მუხრანის ვაკე)- მაღალი დამაბულობის ზონა 113	
10.	დასკვნა	116
11.	ბიბლიოგრაფია	119

2. ცხრილების ჩამონათვალი

ცხრილი 1: ^{10}Be , ^{26}Al and ^{21}Ne -ის კონცენტრაციები. მონაცემი მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.	61
ცხრილი 2: დათარიღების შედეგები ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში. მონაცემი მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.	76
ცხრილი 3: მიწისძვრის და რღვევის ზედაპირზე არსებული გადაადგილების პარამეტრები. მონაცემი მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.	106

3. ფიგურების ჩამონათვალი

ფიგურა 1: კავკასიის რეგიონის და მისი მიმდებარე ტერიტორიის ტექტონიკური მოდელი (ადაპტირებული Adamia et al., 2015 და Okrostsvaridze et al., 2022 ნაშრომებიდან).	2
ფიგურა 2: საკვლევი არეალის გეოლოგიური მიმოხილვა (ადაპტირებული Banks et al., 1997; Gudjabidze et al., 2003 ნაშრომებიდან).	6
ფიგურა 3: სტრუქტურული რუკა აჩვენებს საკვლევი არეალების მდებარეობას, სადაც რეგიონის ტექტონიკური ერთეულები და მათი სტრუქტურული ერთეულებია მოცემული (Gamkrelidze et al., 2013). ხაზები A-A' და B-B' აღნიშნავენ სტრუქტურული ჭრილების მდებარეობას (Alania et al.,-ის 2021), რომელიც მოცემულია ფიგურა 4-ში. GPS გაზომვები (ისრები) მიუთითებენ ჰორიზონტალური სიჩქარეების გადაადგილებას, მაქსიმალური დეფორმაციის ზონა, რომელიც მონიშნულია ვარდისფერი მართკუთხედით მიუთითებს ჰორიზონტალური გადაადგილების შედეგად წარმოშობილ ტექტონიკური მაღალი სტრესის ზონას (Sokhadze et al., 2019). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან.	10
ფიგურა 4: ალანია და სხვ. (2021) მიერ წარმოდგენილი გეოლოგიური ჭრილი მოიცავს ჩრდილო-ვერგენტული აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის ფრონტალურ შეცოცებებს (მარცხენა მხარე) და სამხრეთ-ვერგენტული მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი	

სარტყელს (მარჯვენა მხარე). ჭრილები ასახავენ სტრუქტურულ განსხვავებებს მიმართებაზე: დასავლეთ ნაწილში (A-A') ორ შეცოცებით სარტყელს შორის მოქცეული ქართლის აუზია ასახული, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში (B-B') ორი კოლიზიურ პროცესში მყოფი შეცოცებითი სარტყელია წარმოდგენილი. ჭრილები შექმნილია სეისმური პროფილების, ჭაბურღილისა და გეოლოგიური რუკების მონაცემების ინტერპრეტაციით (ადაპტირებული Alania et al., 2021-ის მიხედვით). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან..... 12

ფიგურა 5: ისტორიული (შავი) და ინსტრუმენტალური (ლურჯი) მეთოდით დაფიქსირებული მნიშვნელოვანი მიწისძვრები, ციფრებით ნაჩვენებია წლები (ადაპტირებული Godoladze et al., 2024) 15

ფიგურა 6: 16963 გადათვლილი მიწისძვრა. ყველა მიწისძვრა ნაჩვენებია საწყისი მონაცემების ხარისხის მიუხედავად, როგორცაა სადგურების რაოდენობა, ეპიცენტრამდე მანძილი, სადგურების აზიმუტის დაფარვა და პირველადი მონაცემების შეგროვების სიზუსტე. რღვევები გამოყენებულია Caputo et al., (2000) ნაშრომიდან (Godoladze et al. 2024)..... 16

ფიგურა 7: GPS სიჩქარეები ევრაზიის მიმართ გადაადგილებები. პირველი რიგი (i) ასახავს ტოპოგრაფიას ქ. თბილისის მერიდიანზე, და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის შეცოცების (MCTF) და მცირე კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის შეცოცების (LCTF) მიახლოებითი მდებარეობებს. მეორე რიგი (ii) აჩვენებს ავტორების მიერ შერჩეულ რღვევების მოდელს სამხრეთით (მწვანე ხაზი) და ჩრდილოეთით (წითელი ხაზი) დახრილი ვარიაციებს, სადაც წყვეტილი ხაზი მიუთითებს ჩაკეტვის სიღრმის (locked), ხოლო უწყვეტი ხაზი – ცოცვად (creeping) ნაწილებზე. მესამე (iii) და მეოთხე (iv) რიგები ასახავენ ჰორიზონტალური სიჩქარის კომპონენტებს პროფილის პარალელურად და პროფილის პერპენდიკულარულად. მეხუთე რიგი (v) აჩვენებს ვერტიკალურ სიჩქარეს (შენიშვნა: ვერტიკალური სიჩქარისთვის მასშტაბი შეცვლილია). ვარდისფერი, ნახევრად გამჭვირვალე სვეტი მიუთითებს მაქსიმალური დეფორმაციის სიჩქარის ზონას პროფილის გასწვრივ (Sokhadze et al., 2019)..... 19

ფიგურა 8: რუკებზე მოცემულია: a) კავკასიის რეგიონის მდებარეობს არაბეთ-ევრაზიის კოლიზიის ზონაში; b) კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ქედები და მტკვრისა და არაქსის მდინარეების აუზები; c) მტკვრის აუზის ზემო მონაკვეთის გეოლოგიურ მიმოხილვა, რომელიც მოიცავს კვლევის ზონას და მის ზემოთ მდებარე ტერიტორიებს. რუკაზე ნაჩვენებია ქანების ის ტიპები, რომლებიც პოტენციურად გვხვდება ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

არსებულ მდ. მტკვრის ალუვიურ ნალექებში კლასტების სახით. Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან..... 22

ფიგურა 9: წარმოდგენილია, სამუშაო პროცესი, რომელიც გამოყენებული იქნა კვლევის ზონაში ტერასების იდენტიფიკაციისა და რუკაზე დატანისთვის. ყველა რუკა/სურათი ასახავს ერთსა და იმავე ტერიტორიას, რომლის მდებარეობაც ნაჩვენებია სურ. 10-ზე: a) ციფრული რელიეფური მოდელი (Hillshade DEM); b) ფერდობის დახრილობის რუკა, მიღებული ლიდარის DEM-დან (Lidar DEM); c) TerEx ალგორითმის (REF) გამოყენებით ნახევრად-ავტომატური მეთოდით მიღებული ზედაპირები, პანელის ქვედა ნაწილში ნაჩვენებია პარამეტრები, რომლებიც გამოყენებულ იქნა საკვლევი ზონისთვის; d) ნახევრად-ავტომატური მეთოდით მიღებული რუკის შედეგები გადამოწმდა სავსე დაკვირვებების საფუძველზე, ამის მაგალითია დრონის ფოტოზე ნაჩვენები ტერიტორია; e) საბოლოო რუკაზე იზოლირებული ტერასების მონაკვეთები ამოღებულია, ხოლო ტერასების კლასტური გაერთიანებულია და კორელირებულია სხვა უბნებთან (Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან)..... 27

ფიგურა 10: მოცემულია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების ზოგადი სიტუაციის ინტერპრეტირებული ნახატი: შედარებით ახალგაზრდა ტერასები მარტივად გაირჩევა რელიეფში, შედარებით ძველი ტერასების რელიეფი კი სახეცვლილია, ეროზირებულია დროებითი ნაკადების და მცირე მდინარეების მიერ. ხშირად გვხვდება ტერასების ზედაპირზე კოლუვიურ-ალუვიური ნალექები, რის გამოც ტერასის პირველადი რელიეფი სახეცვლილია. ამ მიზეზების გამო რთულდება ტერასების გარჩევა რეგიონში. ფიგურაზე ნაჩვენები გვაქვს არსებული სიტუაციის გათვალისწინებით ის მეთოდი თუ როგორ ხდებოდა ტერასების ზედაპირისთვის სიმაღლეების გაწერა: კარგად იდენტიფიცირებადი ტერასებისთვის ორ ადგილზე ვზომავდით შეფარდებით სიმაღლეს, გაზომვისთვის ვიყენებდით თანამედროვე მდინარის დონეს, ერთ წერტილს ვზომავდით ტერასის იმ მონაკვეთში რომელიც თანამედროვე მდინარის ზემო წელთან იყო ახლო ხოლო მეორეს - ქვემო წელთან (ტერასის გასწვრივ არსებული მდინარის მონაკვეთი იგულისხმება). შედარებით იზოლირებულ, კუნძულოვან ტერასებისთვის მხოლოდ ერთ წერტილს ვიღებდით რადგან მისი ფართობი მცირე იყო და ტერასის ზედაპირის აბსოლუტური სიმაღლე ერთგვაროვანი. 30

ფიგურა 11: ოკამის თხრილის (Trench) ლოკაცია და ადგილობრივი სტრუქტურული კონტექსტი a) შავი ტყის ქედის გამარტივებული სტრუქტურული რუკა: წითელი ხაზები

აღნიშნავს სტრუქტურებს (წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია სავარაუდო სტრუქტურები), რომლებიც დაფუძნებულია ტოპოგრაფიაზე და ამგები ქანების შრეების ექსპოზიციებზე ქსნის და ლეხურას მდინარეების გასწვრივ. წითელი წერტილი მიუთითებს ოკამის თხრილის ადგილმდებარეობას. რელიეფის ციფრული მოდელი მიღებულია SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან. b) ტოპოგრაფიული პროფილები: SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან მიღებული პროფილები აჩვენებს მცირე, მეორე ხარისხოვან ქედებს შავი ტყის ქედის სამხრეთ საზღვრის გასწვრივ. წითელი ხაზები აღნიშნავს სტრუქტურებს, რომლებიც ინტერპრეტირებულია პანელ (a)-ში ტოპოგრაფიის საფუძველზე. ტოპოგრაფია და სტრუქტურები ვერტიკალურად გაზვიადებულია. სამხრეთით მდებარე ქედზე და თხრილის ჩრდილოეთ ნაწილში დაკვირვებული ჩრდილოეთისკენ დახრილი ტოპოგრაფია სავარაუდოდ გამოწვეულია ფრონტალური შეცოცების თავზე მდებარე დანაოჭებით. პროფილების მდებარეობები მოცემულია პანელ (a)-ში (Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან)..... 38

ფიგურა 12: ინტერპრეტირებული ღრმა სეისმური პროფილები, სადაც მკაფიოდ ჩანს ქართლის აუზის და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის შეხების ზონაში დაბალი კუთხით ჩრდილოეთით დაქანებული ფრონტალური რღვევა ბიწმენდის ანტიკლინის სამხრეთით. ეს რღვევა ჩვენი აზრით იგივე რღვევაა რაც ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში იქნა დაფიქსირებული (Alania et al., 2020-ის პუბლიკაციიდან).ფიგურა 13: ოკამის თხრილის (Trench) ლოკაცია და ადგილობრივი სტრუქტურული კონტექსტი a) შავი ტყის ქედის გამარტივებული სტრუქტურული რუკა: წითელი ხაზები აღნიშნავს სტრუქტურებს (წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია სავარაუდო სტრუქტურები), რომლებიც დაფუძნებულია ტოპოგრაფიაზე და ამგები ქანების შრეების ექსპოზიციებზე ქსნის და ლეხურას მდინარეების გასწვრივ. წითელი წერტილი მიუთითებს ოკამის თხრილის ადგილმდებარეობას. რელიეფის ციფრული მოდელი მიღებულია SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან. b) ტოპოგრაფიული პროფილები: SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან მიღებული პროფილები აჩვენებს მცირე, მეორე ხარისხოვან ქედებს შავი ტყის ქედის სამხრეთ საზღვრის გასწვრივ. წითელი ხაზები აღნიშნავს სტრუქტურებს, რომლებიც ინტერპრეტირებულია პანელ (a)-ში ტოპოგრაფიის საფუძველზე. ტოპოგრაფია და სტრუქტურები ვერტიკალურად გაზვიადებულია. სამხრეთით მდებარე ქედზე და თხრილის ჩრდილოეთ ნაწილში დაკვირვებული ჩრდილოეთისკენ დახრილი ტოპოგრაფია სავარაუდოდ გამოწვეულია ფრონტალური შეცოცების თავზე მდებარე დანაოჭებით. პროფილების მდებარეობები მოცემულია პანელ (a)-ში (Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან)..... 38

ფიგურა 14: ინტერპრეტირებული ღრმა სეისმური პროფილები, სადაც მკაფიოდ ჩანს ქართლის აუზის და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის შეხების ზონაში დაბალი კუთხით ჩრდილოეთით დაქანებული ფრონტალური რღვევა ბიწმენდის ანტიკლინის სამხრეთით. ეს რღვევა ჩვენი აზრით იგივე რღვევაა რაც ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში იქნა დაფიქსირებული (Alania et al., 2020-ის პუბლიკაციიდან)..... 40

ფიგურა 15: ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის რუკა: a) ლოკაციები მიუთითებს, სადაც დადგენილია კლასტების შემადგენლობა (ჯვრიანი წერტილები) და პალეოდინეები (ისრები მიუთითებს პალეო-მდინარის დინების მიმართულებას), ასევე სხვა საველე დაკვირვების ლოკაციები (თეთრი წერტილები); b) საბოლოო გეომორფოლოგიური აგეგმვის შედეგად მიღებული ტერასების რუკა, რომელიც მიღებულია საველე დაკვირვებებისა და DEM ანალიზის ინტეგრაციის შედეგად. პანელ a-ში წერტილები და ისრები ფერებით არის კოდირებული, რაც მიუთითებს ჩვენ ინტერპრეტირებულ სავარაუდო წყაროს (დაწვრილებითი ახსნა იხილეთ ძირითად ტექსტსა და ფიგურებში 14 და 15). სტრუქტურ გეოლოგიური მასალა აღებული არსებული ლიტერატურიდან (Papava et al. 1971). ტერასები, რომლებიც აღნიშნულია მწვანე-ყვითელი-ნარინჯისფერი ფერებით (T0-დან T17-მდე), წარმოადგენს მდ. მტკვრის ტერასებს, ხოლო ვარდისფერი ფერის ტერასები ადგილობრივ შენაკადებს მიეკუთვნება. ტერასა T17 (ქაშუეთის ტერასა) არის ყველაზე მაღალი საკვლევ ტერიტორიაზე, აბსოლუტური მაქსიმალური სიმაღლით ~1090 მეტრი ზღვის დონიდან და შეფარდებითი სიმაღლით ~690 მეტრი თანამედროვე მტკვრის დონიდან. საყურადღებოა რომ პანელ ბ-ში ტერასები ყველაზე მეტად გვხვდება იმ ზონებში, სადაც მტკვარი კვეთს არმაზი-ნორიოს, ლისის და თაბორის ანტიკლინებს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელში. ტერასების ყველაზე მრავალდონიანი სერია არის დაცული თაბორის ანტიკლინზე (Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან)..... 45

ფიგურა 16: „პაი-დიაგრამები“, რომლებიც გვიჩვენებს ტერასების ნალექებიდან კლასტების შემადგენლობის გამარტივებულ პოპულაციებს. თითოეული პანელის მარცხენა ზედა კუთხეში მოცემული ნომრები შეესაბამება ფიგურა 10a რუკაზე ნაჩვენებ საველე ლოკაციებს. ისინი ფერებით კოდირებულია, ინტერპრეტირებულია წყაროს მიხედვით (წითელი = მტკვრის ტერასა, ნარინჯისფერი და ყვითელი = მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა შენაკადები, შესაბამისად). კლასტების პოპულაციები განსაზღვრავს ტერასების ნალექების სამ ძირითად ტიპს: პირველი ტიპი ხასიათდება მრავალფეროვანი პოპულაციებით, რაც მიეკუთვნება მტკვარს,

განპირობებულია მდ. მტკვრის ზემო აუზის გეოლოგიური მრავალფეროვნებით (იხილეთ ფიგურა 6c). დანარჩენი ორი ტიპი უფრო ჰომოგენურია, თუმცა მათ შორის დომინანტი ქანების ტიპები გამოირჩევა: მეორე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა მცირე რაოდენობით პიროკლასტური მასალით, ხოლო მესამე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა, თიხაქვა და კარბონატული ქანები. ეს ორი ტიპი მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა ნაპირების შენაკადების სედიმენტებს მიეკუთვნება, შესაბამისი თანმიმდევრობით. ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან. ფიგურა 17: ათწმს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის რუკა: a) ლოკაციები მიუთითებს, სადაც დადგენილია კლასტების შემადგენლობა (ჯვრიანი წერტილები) და პალეოდინეზები (ისრები მიუთითებს პალეო-მდინარის დინების მიმართულებას), ასევე სხვა საველე დაკვირვების ლოკაციები (თეთრი წერტილები); b) საბოლოო გეომორფოლოგიური დარუკების შედეგად მიღებული ტერასების რუკა, რომელიც მიღებულია საველე დაკვირვებებისა და DEM ანალიზის ინტეგრაციის შედეგად. პანელ ა-ში წერტილები და ისრები ფერებით არის კოდირებული, რაც მიუთითებს ჩვენ ინტერპრეტირებულ სავარაუდო წყაროს (დაწვრილებითი ახსნა იხილეთ ძირითად ტექსტსა და ფიგურებში 11 და 12). სტრუქტურ გეოლოგიური მასალა აღებული არსებული ლიტერატურიდან (Papava et al. 1971). ტერასები, რომლებიც აღნიშნულია მწვანე-ყვითელი-ნარინჯისფერი ფერებით (T0-დან T17-მდე), წარმოადგენს მდ. მტკვრის ტერასებს, ხოლო ვარდისფერი ფერის ტერასები ადგილობრივ შენაკადებს მიეკუთვნება. ტერასა T17 (ქაშუეთის ტერასა) არის ყველაზე მაღალი საკვლევ ტერიტორიაზე, აბსოლუტური მაქსიმალური სიმაღლით ~1090 მეტრი ზღვის დონიდან და შეფარდებითი სიმაღლით ~690 მეტრი თანამედროვე მტკვრის დონიდან. საყურადღებოა რომ პანელ ბ-ში ტერასები ყველაზე მეტად გვხვდება იმ ზონებში, სადაც მტკვარი კვეთს არმაზი-ნორიოს, ლისის და თაბორის ანტიკლინებს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელში. ტერასების ყველაზე მრავალდონიანი სერია არის დაცული თაბორის ანტიკლინზე (Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან).45

ფიგურა 18: „პაი-დიაგრამები“, რომლებიც გვიჩვენებს ტერასების ნალექებიდან კლასტების შემადგენლობის გამარტივებულ პოპულაციებს. თითოეული პანელის მარცხენა ზედა კუთხეში მოცემული ნომრები შეესაბამება ფიგურა 13a რუკაზე ნაჩვენებ საველე ლოკაციებს. ისინი ფერებით კოდირებულია, ინტერპრეტირებულია წყაროს მიხედვით (წითელი = მტკვრის ტერასა, ნარინჯისფერი და ყვითელი = მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა შენაკადები, შესაბამისად). კლასტების პოპულაციები განსაზღვრავს ტერასების ნალექების სამ ძირითად

ტიპს: პირველი ტიპი ხასიათდება მრავალფეროვანი პოპულაციებით, რაც მიეკუთვნება მტკვარს, განპირობებულია მდ. მტკვრის ზემო აუზის გეოლოგიური მრავალფეროვნებით (იხილეთ ფიგურა 8c). დანარჩენი ორი ტიპი უფრო ჰომოგენურია, თუმცა მათ შორის დომინანტი ქანების ტიპები გამოირჩევა: მეორე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა მცირე რაოდენობით პიროკლასტური მასალით, ხოლო მესამე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა, თიხაქვა და კარბონატული ქანები. ეს ორი ტიპი მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა ნაპირების შენაკადების სედიმენტებს მიეკუთვნება, შესაბამისი თანმიმდევრობით. ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან..... 48

ფიგურა 19: ქვედა ნახევარსფეროს სტერეოგრამები, რომლებიც ასახავს პალეოდინების მიმართულებებს (ისრები), მიღებულს ტერასების ნალექებიდან კლასტების იმპრიკაციის გაზომვების პოპულაციებიდან (შავი წერტილები აღნიშნავს ინდივიდუალური კლასტის დახრის და დაქანების მიმართულებას, ნაცრისფერი სეგმენტები — დომინანტ პოპულაციებს). მონაცემები ნაჩვენებია შრეების ჰორიზონტალურ მდგომარეობაში დაბრუნების შემდეგ, რაც მიღწეულია ფენის დახრის გათვალისწინებით შრის გადახრის ხაზის მიხედვით. თითოეული პანელის მარცხენა ზედა კუთხეში მოცემული ნომრები შეესაბამება ფიგურა 13a-ზე ნაჩვენებ საველე ლოკაციებს. ნომრები ფერებით კოდირებულია ინტერპრეტირებული წყაროს მიხედვით (შავი = მტკვრის ტერასა, ნარინჯისფერი და მწვანე = მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა ნაპირის შენაკადები, შესაბამისად). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან..... 60

ფიგურა 20: თხრილის აგეგმვა. აქ და ტექსტში პოზიციები თხრილის ჟურნალში (Trench log) აღნიშნულია ჰორიზონტალური (H) და ვერტიკალური (V) კოორდინატებით, მეტრებში (M), რომლების ანათვალი იწყება თხრილის სამხრეთ ბოლოში, ქვედა მარცხენა კუთხეში. ფიგურა მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან..... 63

ფიგურა 21: საველე ფოტოსურათები სადაც ნაჩვენებია ნაოჭი, რღვევები და სედიმენტების და ნიადაგების ერთეულები (Units). სურათზე ძირითადად ვხედავთ თხრილის ჩრდილო-ჩრდილო-დასავლეთ მონაკვეთს, ძირითადი აქცენტი გაკეთებულია თხრილის დასავლეთ კედელზე. წყვეტილი ხაზები აღნიშნავენ ერთეული 2-ის, დამარხული A ჰორიზონტის ზედა და ქვედა საზღვრებს. წითელი ისრები მიუთითებენ მთავარ შეცოცებაზე; წითელი ხაზი რომბის სიმბოლოთი აღნიშნავს სამხრეთით დახრილი ანტიკლინის სავარაუდო ღერძს, რომელიც განვითარებულია შეცოცების ზედა ბაგეში. სურათზე დატანილი სტერეონეტი

გვიჩვენებს ქვედა ნახევარსფეროს პროექციას, სადაც ნაჩვენებია რღვევის ზედაპირის ორიენტაცია და გადაადგილების ტრაექტორიას. ფიგურა მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან. 66

ფიგურა 22: თხრილის დასავლეთ კედლის თანმიმდევრული რეკონსტრუქცია დღევანდელი მდგომარეობიდან (დრო T4) პირველი მიწისძვრამდე (T1). თითოეულ დროის მონაკვეთში რღვევაზე გადაადგილების მოცულობა ნაჩვენებია წითელი ხაზების სიგრძით (მასშტაბი მოცემულია ზედა პანელზე). იხილეთ დისკუსიის ნაწილი დეტალური ინფორმაციისთვის. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან. 71

ფიგურა 23: ნიმუშები რომლებიც გამოყენებული იქნა დათარიღებისთვის: (a) სავლე ფოტოსურათი, რომელზეც ნაჩვენებია *H. lucorum* ლოკოკინის ნიჟარა, განამარხებული ნალექებში (unit 1), (b) ლაბორატორიული ფოტოსურათი თითქმის სრულად შენარჩუნებული *H. lucorum* ნიჟარისა იმავე ერთეულიდან, (c) ლაბორატორიული ფოტოსურათი თანამედროვე *H. lucorum* ნიჟარისა, შეგროვებული თანამედროვე ნიადაგის ზედაპირიდან, (d) ლაბორატორიული ფოტოსურათი *X. Derbentina*-ს ნიჟარებისა, აღებული თანამედროვე ნიადაგის ზედაპირიდან, (e) ველის ფოტოსურათი დაკბილული ქვის იარაღისა, ნაპოვნი დამარხულ პალეონიადაგის ერთეულში (unit 2), (f) ლაბორატორიული ფოტოსურათი იმავე ქვის იარაღისა. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან. 74

ფიგურა 24: ტერასის ალუვიური ნალექები და რელიეფური ფორმების ფოტოსურათები: a) ნიმუშის აღება კლასტების ლითოლოგიური ანალიზისთვის ლოკაცია #9-ის სიახლოვეს, მტკვრის ტერასა T8. b) ტერასის ზედაპირების საერთო ხედი მახათას გორაკის სამხრეთ-დასავლეთით, ლოკაცია #35 და #36-ის მახლობლად. c) T17 ტერასის (ქაშუეთის ტერასა) დანალექები, რომლებიც გამომწვევებულია კარიერის დასავლეთ კედელზე ლოკაცია #21-ზე (წითელ მართკუთხედში მყოფი ადამიანი არის 188 სმ. სიმაღლის). d) სტრატ-ტერასა ლოკაცია #37-ზე, რომელიც გამოკვეთილია ზედა ეოცენის თიხა-ქვებზე, თბილისის წყალსაცავის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. e) ტერასის ზედაპირების საერთო ხედი მტკვრის მარჯვენა სანაპიროსთან, ლოკაცია #4-ის მიდამოებში, სადაც ტერასა (T7) დეფორმირებულია კვლევის ტერიტორიის ჩრდილო-დასავლეთ კუთხეში. თეთრი ოთხკუთხედი მიუთითებს პანელ f-ის ფოტოს დაახლოებით მდებარეობას. f) სტრატ-ტერასა, რომელიც გამოკვეთილია ქვედა მიოცენის შრეებზე ლოკაცია #4-ზე. ლოკაციაზე იკითხება კუთხური უთანხმოება ქვედა მიოცენურ ქვიშაქვებს შორის და მე-7-ე ტერასის ფლუვიალური სედიმენტებს შორის,

რომლებიც დაქანების აზიმუტი ანალოგიურია და უდრის დაახლოებით 140-145°-ს. ეს შრეები არმაზის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაზე მდებარეობს. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან. 82

ფიგურა 25: ტერასების დონეების გრაფიკი, თანამედროვე მდინარე მტკვრის მიმართ სიმაღლეები; ფერები მიუთითებენ ტერასების დაჯგუფებას ანტიკლინების მიხედვით, რომლებიც კვლევის ტერიტორიაზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ შემდეგია: არმაზი და ნორიო (ლურჯი), ლისი (ნარინჯისფერი) და თაბორი (მწვანე). ზემოთ მიმართული ისრები მიუთითებენ იმ ტერასებზე, რომლებიც ამ სიმაღლის დიაპაზონში არ გვხვდება. თაბორის ანტიკლინის მონაკვეთში ყველაზე მეტი ტერასა დავაფიქსირეთ, ხოლო ლისის ანტიკლინის მონაკვეთზე — ყველაზე ნაკლები. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან. 84

ფიგურა 26: თბილისის წყალსაცავის მონაკვეთი, რელიეფის რუკა და გეოლოგიური ჭრილი (ჭრილის ვერტიკალური მასშტაბი ათჯერ გაზრდილია): რუკაზე ნაჩვენებია მლაშე ტბების ლოკაციები, რომლებიც არსებობდა ტერიტორიაზე წყალსაცავის შექმნამდე, აღსანიშნია რომ ტბიური ნალექები ბევრად უფრო დიდ ტერიტორიაზე იყო გავრცელებული ვიდრე მლაშე ტბები. მოცემულ რუკაზე და ჭრილზე კარგად ჩანს, რომ წყალსაცავის ქვაბული შემოფარგლულია ყველა მხრიდან უფრო მაღალი რელიეფით, და ქვაბული ყველა მხრივ ჩაკეტილია. 93

ფიგურა 27: ტერასა T8-ის (გლდანის ტერასა) ფოტოები, გადაღებული საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში, ლოკაცია #9-ის მახლობლად, სადაც მდ. გლდანის-ხევი კვეთს ნორიოს ანტიკლინის სამხრეთ ფრთას: ა) ტერასის საერთო ხედი (დრონის სურათი), რომლის ზედაპირი დახრილია 190-200° მიმართულებით; ბ) დაუმუშავებელი და გ) ინტერპრეტირებული ფოტოები გზის პირას არსებული გაშიშვლების, სადაც მე-8 ტერასის სამხრეთ დაბოლოებაზე ალუვიური ნალექების (ყვითელი ხაზებით) შრეებს/ლინზებს კვეთს რღვევითი ზონა (წითელი წყვეტილი ხაზები). დეფორმირებული შრეები და დისლოკაციები მიუთითებს ჩრდილოეთით დახრილ ნაოჭა-შეცოცებითი სტრუქტურაზე. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან. 97

ფიგურა 28: თაბორის ანტიკლინის და პალეო-მტკვრის ევოლუცია მახათის მთის მონაკვეთში. სურათზე ნაჩვენებია პალეო-მტკვრის ტრაექტორიის ცვლილება და ანტიკლინის ეროზია. მოდელი შედგენილია მდ. მტკვრის ტერასების მდებარეობის და ტერასების ამგები კონგლომერატების იმბრიკაციის ანალიზის მიხედვით. 102

ფიგურა 29: მოდელირებული ბლოკ-დიაგრამა, რომელიც ასახავს ინტერპრეტირებულ მექანიზმს მდინარე მტკვრის ტერასების ფორმირების შესახებ. ვარდისფერი ხაზებით ნაჩვენებია მდ. პალეო-მტკვრის სავარაუდო მდებარეობები ხუთ განსხვავებულ პერიოდში. პერიოდები გამოყოფილია ტერასების (T5, T9, T12, T14, T17) მიხედვით. მოდელირებისათვის გამოვიყენეთ მკაფიოდ გარჩევადი ტერასები, რაც საერთო დინამიკას აჩვენებს რეგიონში. პალეო-მტკვრის მდებარეობებით მკაფიოდ იკითხება მისი მიგრაცია სამხრეთ-აღმოსავლეთ მიმართულებით, ეს პროცესი ჩვენი აზრით უკავშირდება აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის (მცირე კავკასიონი) და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის (კავკასიონი) მეოთხეულ პერიოდში მიმდინარე აქტიური კოლიზიის გამო. ამ პროცესის შედეგად აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის ჩრდილოეთ ფრონტალური ზონა აღემატება აზეგების მაჩვენებლით მის სამხრეთ ზონას რის გამოც ხდება მდინარე მტკვრის მიგრაცია სამხრეთ-აღმოსავლეთ მიმართულებით, სადაც აწყდება თაბორის და თელეთის ანტიკლინებს. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან..... 104

ფიგურა 30: შემაჯამებელი დიაგრამა, რომელიც ასახავს ოკამის თხრილში გამოვლენილ სქემატურ სტრატиграფიულ და სტრუქტურულ სიტუაციას, ასევე ნიმუშების განაწილებას. ნიმუშების სახელები წარმოადგენს საველე პირობებში მინიჭებულ კოდებს, რომლებიც მოცემულია ცხრილ 2-ში. დიაგრამაზე თეთრი ფერით აღნიშნულია თარიღები, რომლებიც გამოყენებულია ჩვენს მიერ არჩეულ ქრონოლოგიაში, ხოლო ნაცრისფერი ფერით – ტექსტში განხილულ ალტერნატიულ ქრონოლოგიაში გამოყენებული თარიღები. შავი ფერით აღნიშნულია დაუთარიღებელი ნიმუშები. ფრჩხილებში მოცემულია კალიბრირებული თარიღები. დიაგრამის გვერდით ნაჩვენებია მიწისძვრების (E1–E3) სტრატиграფიული მდებარეობა და მათი ინტერპრეტირებული ასაკი. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან..... 107

ფიგურა 31: დროში საშუალო შეცოცების სიჩქარის ისტორიები, რომლებიც შესაბამისობაშია სეისმურ მოვლენათა ასაკებთან და თხრილში გამოვლენილ ერთეული მოვლენების გადაადგილებებთან. (a) პრიორიტეტული ქრონოლოგიის მიხედვით, ორი დასრულებული სეისმური ციკლისთვის შეფასებულია გადაადგილების ინტენსივობის სიჩქარეები, დაახლოებით 0.1 და 0.35 მმ/წელიწადში (იხილეთ Stahl et al., 2022) (b) პანელში ნაჩვენები მოდელირებული შედეგები წარმოდგენილია ლურჯი წერტილებით, ხოლო ყვითელი ვარსკვლავი აღნიშნავს ორივე ინტერვალისთვის საშუალო გადაადგილების ინტენსივობის

სიჩქარეს. (c) და (d) პანელები (a) და (b) პანელების ანალოგიურ ინფორმაციას შეიცავს. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.....	110
ფიგურა 32: ტექტონიკური დამაბულობის ზონა რომელიც დააფიქსირა გეოდეზიურმა კვლევამ (Sokhadze et al. 2019) მნიშვნელოვანი ტექტონიკური რეგიონია, როგორც სამეცნიერო ასევე სეისმური რისკების სწორად შეფასების კუთხით. სადოქტორო კვლევაში წარმოდგენილ მონაცემების მიხედვით ქართლის აუზის ორივე, ჩრდილოეთ და სამხრეთ კონტაქტები ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლებთან ტექტონიკურად აქტიურია გვიან მეოთხეულ პერიოდში. კვლევის ფარგლებში დაფიქსირებულია ორი აქტიური რღვევითი სტრუქტურა ოკამის რღვევისა და გლდანის რღვევის სახით, ამათაგან ოკამის რღვევის არსებობა უდავოა და ფიქსირდება თანამედროვე კვლევების მეთოდიკების საშუალებით (Boichenko et al., 2016; Alania et al., 2020; Stahl et al., 2022), რაც შეეხება გლდანის რღვევას აქ კითხვები ჯერ კიდევ რჩება და აუცილებელია კვლევების სამომავლოდ გაგრძელება. ფიგურაზე მოცემულ ისრებზე დატანილია GPS გადაადგილებების სიჩქარეები.	115

4. აბრევიატურების ჩამონათვალი

კნშს - კავკასიონი ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი

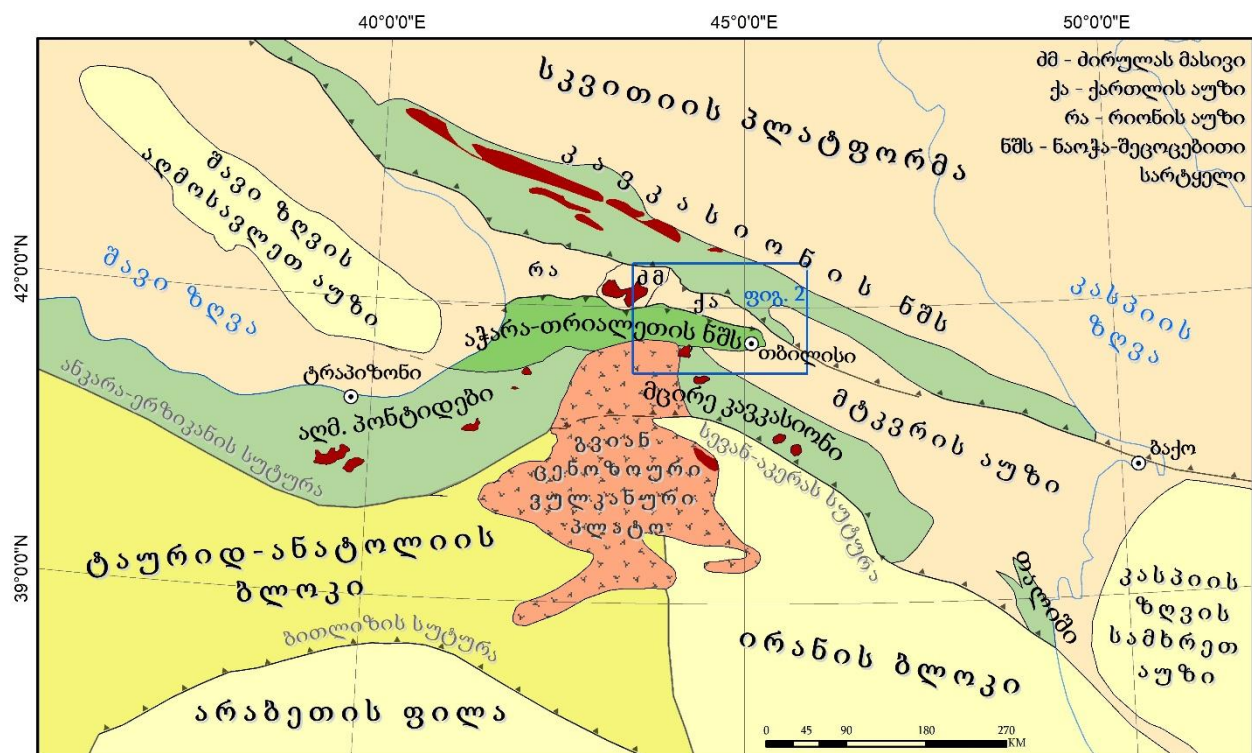
ათნშს - აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი

მნშს - მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი

5. შესავალი

ქართლის აუზი ჩამოყალიბდა არაბეთისა და ევრაზიის ფილაქნების კოლიზიის უკიდურეს ჩრდილოეთ ზონაში, დიდ და მცირე კავკასიონის ოროგენებს შორის და რეგიონის მნიშვნელოვან ტექტონიკურ სტრუქტურას წარმოადგენს (ფიგურა 1), განსაკუთრებით კი აქტიური ტექტონიკისა და რთული ოროგენული პროცესების შესწავლის კუთხით (Gamkrelidze, 1986; Basheleishvili, 1986; Banks et al., 1997; Sosson et al., 2010; Cowgill et al., 2016; Adamia et al., 2010, 2015, 2017). რეგიონის სამეცნიერო ინტერესს ზრდის ქართლის აუზის აღმოსავლეთ მონაკვეთში დიდი (მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი) და მცირე (აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი) კავკასიონების კოლიზია (Nemcok et al., 2013; Alania et al., 2021). ქართლის აუზს ჩრდილოეთით ესაზღვრება სამხრეთ-ვერგენტული კავკასიონის, ხოლო სამხრეთით – ჩრდილოეთ-ვერგენტული მცირე კავკასიონის ოროგენები და წარმოადგენს დინამიურ ზონას, სადაც ეს ორი ძირითადი ოროგენული სისტემა ურთიერთქმედებენ (ფიგურა 2). სეისმური კუთხით რეგიონის შესწავლის ისტორია ერთ საუკუნეს მოიცავს და არსებული მონაცემებით ორივე ოროგენი აქტიურია და კომპლექსური, როგორც ისტორიული ასევე ინსტრუმენტალური მონაცემების მიხედვით ქართლის აუზის მონაკვეთზე სამხრეთითაც და ჩრდილოეთითაც დაიკვირვება სეისმური აქტივობა (Onur et al., 2020; Godoladze et al., 2024). გამომდინარე იქიდან რომ საქმე გვაქვს სეისმურად აქტიურ ოროგენებთან, მათ მოსაზღვრე ტექტონიკურ ერთეულებთან მოსალოდნელია დეფორმაციის ინტენსივობის ვარდნა. კავკასიის რეგიონში გეოდეზიური მონაცემებით ლატერალური გადაადგილების სისწრაფე ევრაზიის ფილის მიმართ შეადგენს 2-დან 14 მმ/წელიწადში (Reillinger et al., 2006; Forte et al., 2013; Sokhadze et al., 2019). გადაადგილება ქართლის აუზის მერიდიანზე განსხვავებულია და სწრაფი კლება ფიქსირდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთის მიმართულებით, აუზის სამხრეთით დაახლოებით 6-5 მმ/წ-ში ხოლო -

ჩრდილოეთით კლებულობს 3-2 მმ/წ-მდე (ფიგურა 3). სიჩქარის ცვლილება რეგიონში სავარაუდოდ დაკავშირებულია ფილაქნების გადაადგილების შედეგად ტექტონიკური დაძაბულობის დაგროვებით, რაც სეისმური რისკის კუთხით მნიშვნელოვან ინფორმაციას და ამავდროულად საფრთხეს წარმოადგენს (Sokhadze et al., 2019). ამ ნაშრომის მიხედვით სწორედ ქართლის აუზის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ხდება სიჩქარის ვარდნა, თუმცა ვერ სახელდება კონკრეტულად ქართლის აუზის რომელ ტექტონიკურ კონტაქტზე ხდება სიჩქარის ცვლილება, კავკასიონის კონტაქტზე თუ მცირე კავკასიონის კონტაქტზე. ეს საკითხი ამ ეტაპამდე ღიად რჩება და მნიშვნელოვან სამეცნიერო და პრაქტიკული ღირებულების ინტერესს წარმოადგენს. გარდა სამეცნიერო ინტერესისა გასათვალისწინებელია ასევე რეგიონის სეისმური უსაფრთხოება, რადგან სწორედ ამ რეგიონის სიახლოვეს მდებარეობს მჭიდროდ დასახლებული ქალაქი თბილისი და მისი შემოგარენი (საერთო მოსახლეობა ~1.5 მლ. ადამიანი).



ფიგურა 1: კავკასიის რეგიონის და მისი მიმდებარე ტერიტორიის ტექტონიკური მოდელი (ადაპტირებული Adamia et al., 2015 და Okrostsvaridze et al., 2022 ნაშრომებიდან).

სადოქტორო ნაშრომის ძირითადი კვლევის ობიექტს წარმოადგენს, ქართლის აუზის ჩრდილოეთი (კავკასიონი) და სამხრეთი (მცირე კავკასიონი) შეხების ზონებში ნეოტექტონიკური კუთხით შესწავლას (ფიგურა 3). კვლევის მანძილზე ინტერდისციპლინური კვლევებით შევეცადეთ დაგვედგინა თუ რა ტექტონიკური აქტივობა ფიქსირდება ორივე შეცოცებით ზონაში და მის სიახლოვეს, და გარკვეული წვლილი შეგვეტანა რეგიონის სეისმური საშიშროების და რეგიონული ტექტონიკური ევოლუციის შესწავლაში. ნაშრომის ძირითადი კომპონენტებია: (1) ქართლის აუზის სამხრეთით მდებარე, მცირე კავკასიონის უკიდურეს ჩრდილოეთ გამოვლინების, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის (ათნშს) აღმოსავლეთ სეგმენტზე მდინარეული ტერასების დეტალური შესწავლა, აგებმვა და ნეოტექტონიკური ინტერპრეტაცია და (2) პალეოსეისმური კვლევები ქართლის აუზსა და კავკასიონის ფრონტალურ ზონის კონტაქტში.

ფლუვიალური ტერასები აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე - მდინარეული ტერასების ასაკის შედარებითი დათარიღება, სივრცითი განაწილება და სედიმენტოლოგია მნიშვნელოვან ინფორმაციას გვაწვდის რეგიონულ ტექტონიკურ და პალეოგეოგრაფიულ პროცესებზე, ბაზისური დონეების დინამიკასა და მდინარის კალაპოტის მიგრაციაზე (Bull, 1990; Pazzaglia, 2013). მდინარის ტერასები წარმოიქმნება ბაზისური დონეების ცვლილებების შედეგად, რაც შეიძლება გამოწვეული იყოს ევსტატიკური პროცესებით, ტექტონიკით, მდინარის ნაკადის მიტაცებით. ასევე, მათ წარმოქმნაში შეიძლება წვლილი შეიტანოს ნალექის რაოდენობამ ან მათი გადამტანი უნარის ცვალებადობამ, რომლებიც კლიმატური ცვლილებებით ან ზემოთ ნახსენები პროცესების კომბინაციითაა განპირობებული (Bull, 1991; Merritts et al., 1994; Schumm et al., 2000; Riebe and Kirchner, 2001). შედეგად, ტერასები წარმოადგენს მნიშვნელოვან ჩანაწერებს, რომლებიც გვიჩვენებს ლანდშაფტის ევოლუციას სხვადასხვა ზეგავლენის პირობებში. ოროგენული სისტემების არეალში მდინარეული ტერასები ტექტონიკური ისტორიის გაშიფვრაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს (Bull, 1991; Schumm et al., 2000; Pazzaglia, 2013).

კავკასიის რეგიონში ტექტონიკური დეფორმაციისა და მდინარეული პროცესების ურთიერთქმედება გამორჩეულ შესაძლებლობას გვთავაზობს ნეოტექტონიკის შესასწავლად. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ინფორმაციის მატარებელია სამხრეთ კავკასიის მთავარი მდინარე მტკვარი და მისი ტერასები. ეს მდინარე მცირე კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში იღებს სათავეს, და ათნშს-ს კვეთს ბორჯომისა და თბილისის მონაკვეთში. ორივე მონაკვეთში მდ. მტკვარი მრავალ დონიან საფეხუროვან რელიეფს ქმნის. სავარაუდოა რომ ამ ორივე მონაკვეთში მდ. მტკვრის ტერასები ათნშს-ის აზეგების პარალელურად ჩამოყალიბებულიყო. სხვადასხვა ავტორის შეფასებით, თბილისის რეგიონში, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების რაოდენობა 4-დან 12-მდე მერყეობს (ჯანელიძე, 1925; Gamkrelidze, 1949; Elerdashvili, 1949; ჯიბლაძე, 1959; Papava et al., 1971; ალფაიძე, 1972; ნემანიშვილი, 1975).

სადოქტორო კვლევის ამ ნაწილში შესწავლილ იქნა ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასები. კვლევა აერთიანებს გეომორფოლოგიურ აგეგმვას, სედიმენტოლოგიურ ანალიზს (კლასტების ორიენტირება და სედიმენტების ლითოლოგია) და გეოქრონოლოგიას. კვლევის ამოცანებია ტერასების სივრცითი განაწილების ანალიზი, აქტიური სტრუქტურების და დეფორმაციების დაფიქსირება, სტრუქტურული თავისებურებების გავლენის შეფასება და რეგიონის პალეოგეოგრაფიული და ტექტონიკური ისტორიის რეკონსტრუქცია მეოთხეულ პერიოდში.

პალეოსეისმური კვლევა ქართლის აუზის და კავკასიონის კონტაქტზე - რღვევების პალეოსეისმური შესწავლა მნიშვნელოვან როლს ასრულებს როგორც რეგიონული თანამედროვე ტექტონიკის, ასევე სეისმური საფრთხის შეფასებაში. პალეოსეისმური კვლევების საფუძველზე შესაძლებელია რღვევაზე გადაადგილების ისტორიის, რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარის (slip rate), და პოტენციური მაგნიტუდის დადგენა. ამ კუთხით რეგიონში ძალზე მწირია მონაცემები (Khromovskikh et al., 1979;

Rogozhin et al., 2002; Rogozhin et al., 2004). შედეგად ეს იწვევს გაურკვევლობას, თუ სად და როგორ ხორციელდება ფილების კონვერგენცია გვიან პლეისტოცენიდან დღემდე და სად არის სეისმური საფრთხე ამჟამად ყველაზე მაღალი (Onur et al., 2020).

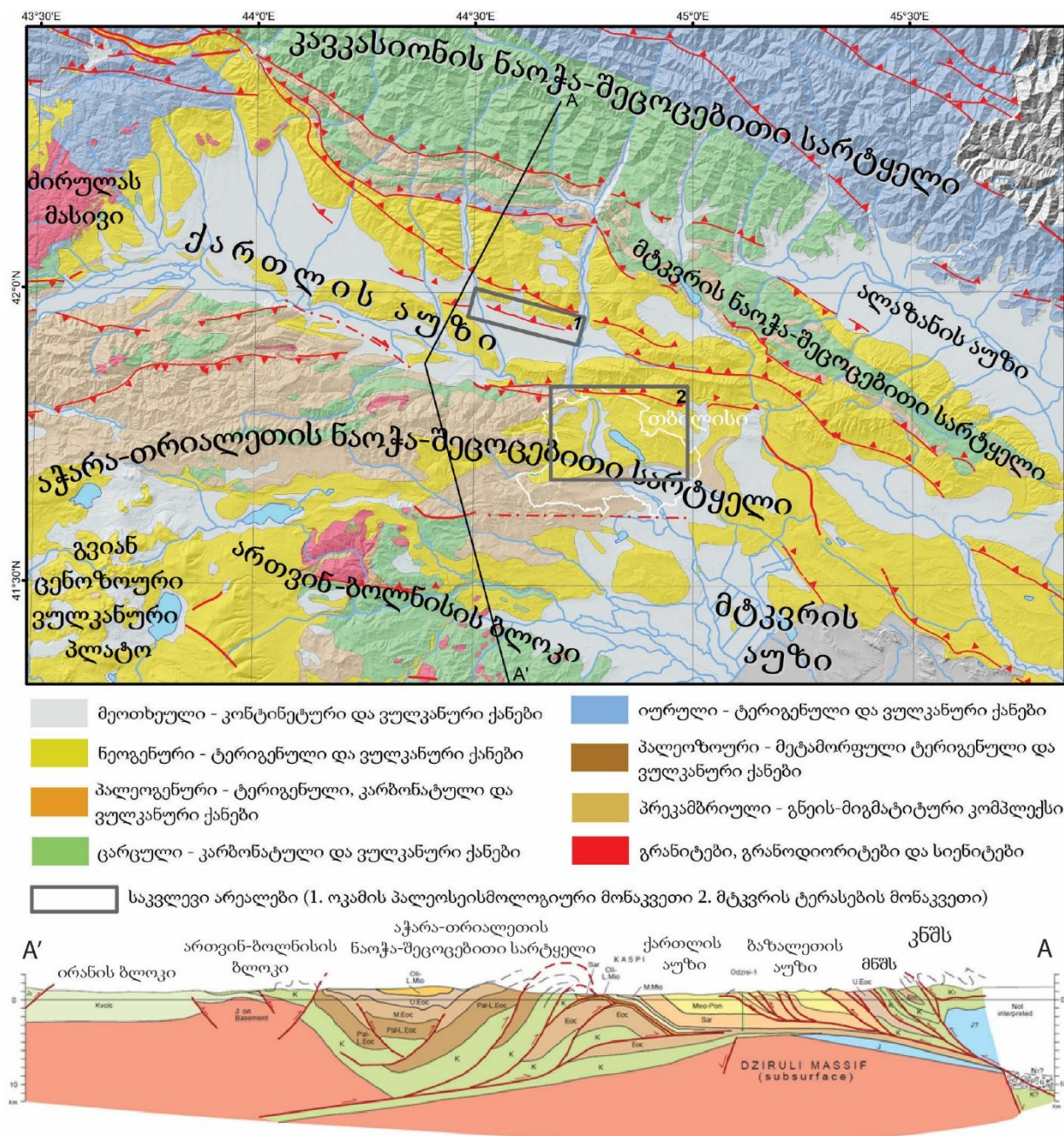
ამ კვლევაში წარმოგიდგენთ პალეოსეისმური კვლევის შედეგებს, რომელიც ჩატარდა თბილისის ჩრდილო-დასავლეთით 40 კმ-ის მანძილზე მდებარე აქტიურ შეცოცებაზე, რომელიც ასევე მდებარეობს GPS-ით დადგენილი მაღალი დამაბულობის აკუმულაციის ზონიდან 20 კმ-ის ფარგლებში (Sokhadze et al., 2019). ჩვენი მიზანი იყო გვიანი პლეისტოცენიდან დღემდე რღვევის ისტორიის დოკუმენტირება და ზედაპირული დეფორმაციის, რღვევის გეომეტრიისა და კინემატიკის შესწავლა.

6. რეგიონის გეოლოგიური დახასიათება

6.1 ტექტონიკური პოზიცია

კავკასიის რეგიონის ტექტონიკური პოზიცია განპირობებულია ევრაზიის და არაბეთის ფილებს შორის მიმდინარე კონვერგენციით, რომელიც ალპურ-ჰიმალაური სარტყლის ერთ-ერთ სეგმენტს წარმოადგენს. ამ კოლიზიის შედეგად რეგიონში შექმნილი ჩრდილოეთ-სამხრეთული დამაბულობა ქმნის რეგიონში WNW – ESE მიმართების სტრუქტურებს: კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ოროგენულ სარტყლებს და მათ შორის მოქცეულ ფორლანდურ აუზებს. კავკასიის რეგიონი ცენტრალურ ნაწილში დასავლეთიდან შემოსაზღვრულია აღმოსავლეთ შავი ზღვის აუზით, ხოლო აღმოსავლეთით სამხრეთ კასპიის ზღვის აუზით (ფიგურა 1). კავკასიის რეგიონის მთავარი ტექტონიკური ერთეულები ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით შემდეგია: კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (კნშს), ტრანსკავკასიის (ამიერკავკასიის) სტაბილური აუზები (რიონის, ქართლის და მტკვრის აუზები), აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (ათნშს), მცირე

კავკასია-აღმოსავლეთ პონტიდები (ართვინ-ბოლნისის ბლოკი და ლოქ-ყარაბაღის ზონა) და ანკარა-ერზიკან-სევან-აკერას სუტური ზონა (მცირე კავკასიის ოფიოლიტური სუტური ზონა) (Gamkrelidze, 1984; Adamia et al., 2011, 2015, 2017; Sosson et al., 2017; Cowgill et al., 2016). სადოქტორო კვლევის არეალი მოიცავს ქართლის აუზის



ფიგურა 2: საკვლევი არეალის გეოლოგიური მიმოხილვა (ადაპტირებული Banks et al., 1997; Gudjabidze et al., 2003 ნაშრომებიდან).

კონტაქტურ ზონებს კავკასიონთან (ჩრდილოეთიდან) და ათნშს-თან (სამხრეთიდან), განვიხილავთ დეტალურად ამ სამი ტექტონიკური სტრუქტურას.

6.1.1 კავკასიონი ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (კნშს)

კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი, რომლის სიგრძე 1200 კმ-ზე მეტია, ჩამოყალიბდა ევრაზიის ფილის (სკვითიის პლატფორმის) სამხრეთ კიდეზე (ფიგურა 1). კავკასიონის ოროგენის სტრუქტურა და არქიტექტურა მნიშვნელოვნად განსხვავდება სხვადასხვა მონაკვეთზე. კნშს დასავლეთიდან აღმოსავლეთით განსხვავებულ სტრუქტურას ქმნის, დასავლეთ ნაწილში სარტყელი სამხრეთ ვერგენტულია; ცენტრალურ ნაწილში ორმაგი ვერგენტულობა ფიქსირდება, თუმცა სამხრეთული ვერგენტულობის დომინირებით; ხოლო აღმოსავლეთით ოროგენი კვლავ მხოლოდ სამხრეთ ვერგენტულია (Forte et al., 2014; Cowgill et al., 2016; Gamkrelidze et al., 2024). ოროგენის სამხრეთ ფერდობი ხშირად წარმოდგენილია რთული სტრუქტურებით, იზოკლინური ნაოჭებით და ტექტონიკური ზეწრებით, რაც წარმოადგენს პრო-სოლს (pro-wedge) (ფიგურა 2), და შედარებით ნაკლებად დანაოჭებული და სამხრეთით დახრილი შეცოცებებითაა წარმოდგენილი მისი ჩრდილოეთ ფერდი, რაც შეესატყვისება ოროგენის რეტრო-სოლს (retro-wedge) (Mosar et al., 2010; Gamkrelidze et al., 2024). იურული პერიოდიდან, კავკასიონის აუზი წარმოადგენდა რკალს უკანა რიფტს, რომელიც ჩამოყალიბდა სამხრეთში მიმდინარე ნეოტეთისის სუბდუქციით, მცირე კავკასიონის ქვეშ. თანამედროვე კავკასიონის ოროგენი ჩამოყალიბდა კაინოზოურში მიმდინარე რკალს უკანა რიფტის დახურვით, რაც განპირობებული იყო ევრაზიის და არაბეთის კონვერგენციით, შედეგად ევრაზიის სამხრეთ კიდეზე ჩამოყალიბდა კავკასიონის ოროგენი (Adamia et al., 1977; Gamkrelidze, 1986; Cowgill et al., 2016; Gamkrelidze et al., 2024). რიფტის დახურვა მოხდა გვიან ეოცენ-

ოლიგოცენში, თერმოქრონოლოგიის (Avdeev and Niemi, 2011) და პროვენანსიის მონაცემების მიხედვით (Cowgill et al., 2016; Tyeetal, 2021), შედეგად გვიან მიოცენურში (~5–10 მლ.წ) მოხდა მცირე კავკასიონის რკალის კოლიზია პროტეროზოურ-პალეოზოურ ფუნდამენტთან, რომელიც გადაფარულია კავკასიონის პალეოზოურ-ცენოზოური სედიმენტებით (Avdeev and Niemi, 2011; Cowgill et al., 2016). ამ კოლიზიური პროცესების გამო ქერქის ზედაპირის შემცირების (shortening) ძირითად კერად კავკასიონის სამხრეთი ნაწილი იქცა, სადაც ფრონტალური რღვევით უშუალო კონტაქტში იყო ფორლანდურ აუზებთან: რიონის, ქართლის და მტკვრის (Forte et al., 2010; Trexler et al., 2020; Stahl et al., 2022).

ქართლის აუზის მოსაზღვრე ტერიტორია კნშს-ს სამხრეთ მონაკვეთი, წარმოდგენილია მტკვრის ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყლით (ჟინვალ-გომბორის ქვეზონა), რომელიც რთულ ტექტონიკურ სტრუქტურას წარმოადგენს, და უშუალოდ შეხებაშია ქართლის აუზთან (ფიგურა 2) და სავარაუდოდ ათნშს-თან, მის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე (ფიგურა 3, 4).

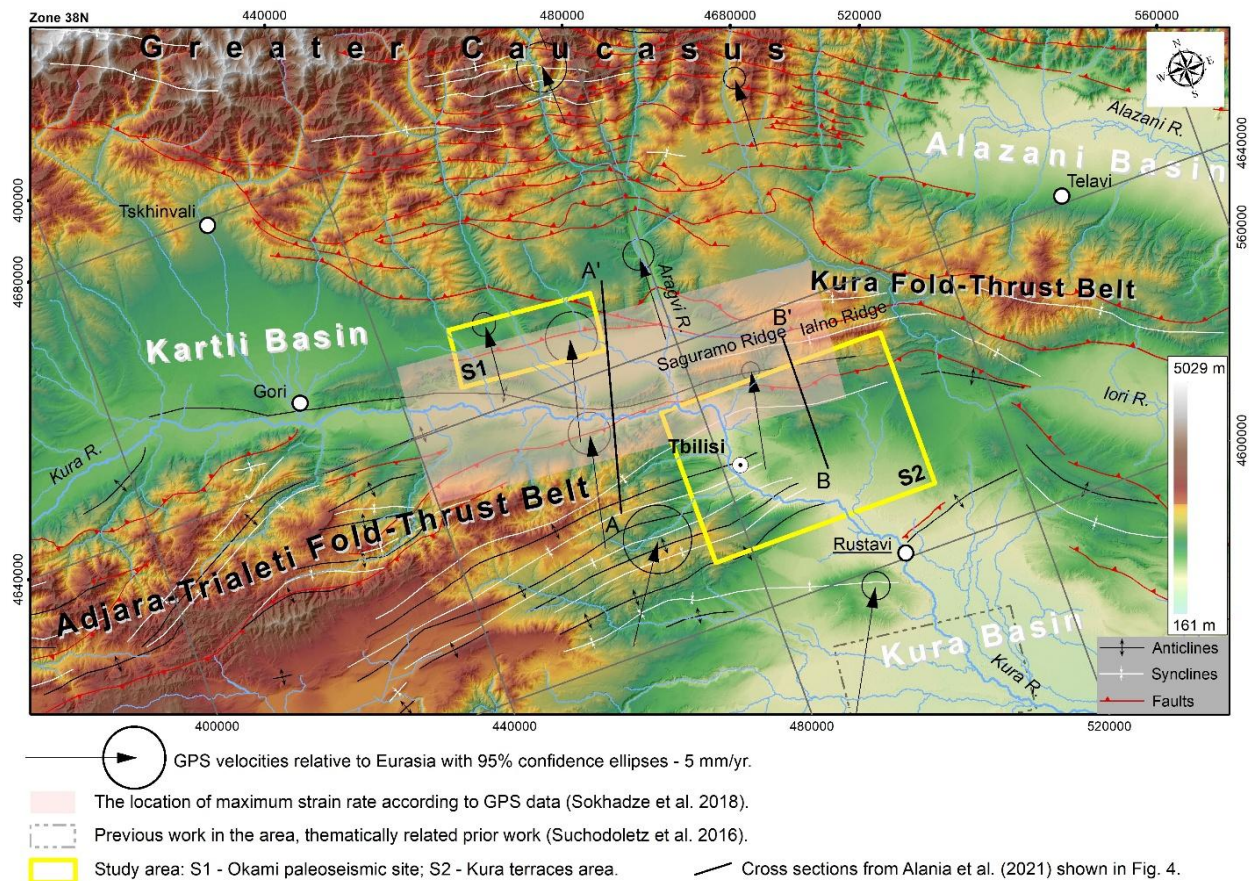
6.1.2 აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყელი (ათნშს)

აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყელი მნიშვნელოვან სტრუქტურაა კავკასიის რეგიონში, რომელიც მცირე კავკასიონის უკიდურეს ჩრდილოეთ პერიფერიას წარმოადგენს (ფიგურა 1). შავი ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროდან აღმოსავლეთით დაახლოებით 300 კმ ვრცელდება და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცვებით სარტყელს (მნშს) და მტკვრის აუზს ეხვება ქალაქ თბილისის აღმოსავლეთით (Gamkrelidze, 1984; Banks et al., 1997; Adamia et al., 2011 Sosson et al., 2017). ძირითადად ჩრდილოეთ ვერგენტული ათნშს ჩრდილოეთით ესაზღვრება ტრანსკავკასიურ ბლოკს, რიონის და ქართლის აუზებს და მათ შორის მოქცეულ ალპურისწინა ძირულის მასივს

(ფიგურა 1, 2). ჩრდილოეთით ათნშს ფრონტალური რღვევით რთულ და არა ერთგვაროვან სტრუქტურებს ქმნის, შეცოცებითი ზეწრების, შეცოცებების, ობლიკური რღვევების, რღვევა გავრცობადი ნაოჭების და ტექტონიკური სოლების ერთობლიობით, რაც განპირობებულია მის ჩრდილოეთით არსებული ტექტონიკური ობიექტების განსხვავებებით. აღმოსავლეთით ათნშს-ის ნაოჭები იშლება და დაბლდება, და ე.წ „მაღხაზოვკის კვანძს“ ქმნის მტკვრის აუზსთან და მნშს-თან კონტაქტის მონაკვეთში (Papava et al., 1971). აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი დასავლეთით შავ ზღვაში „იძირება“, და სავარაუდოდ წარმოადგენს შავი ზღვის აღმოსავლეთ აუზის კონტინენტურ გაგრძელებას. სამხრეთით ათნშს-ს ესაზღვრება ართვინ-ბოლნისის ზონა, რომელთანაც საზღვარი არაა მკაფიო, განსაკუთრებით ცენტრალურ ნაწილში, სადაც კონტინენტური გვიან ცენოზოური ვულკანური მასივია განლაგებული (Gamkrelidze, 1984; Banks et al., 1997; Adamia et al., 2011; Alania et al., 2021; Gusmeo et al., 2021).

ათნშს აგებულია ძირითადად ცენოზოური ასაკის ქანებით. მისი დასავლეთი ნაწილი ძირითადად შუა ეოცენური ასაკის ვულკანური პიროკლასტური და ეფუზიური ქანებითაა აგებული, ვულკანური ქანების სიჭარბე კლებულობს აღმოსავლეთ ნაწილში და მატულობს ტერიგენული, ნეო-პალეოგენური ქანების როლი. სარტყელის მხოლოდ ფრონტალური (ჩრდილოეთ) მონაკვეთში, შეცოცებულ ზედა ბაგეში შიშვლდება ცარცული ასაკის კარბონატული და ვულკანური ქანები (Gamkrelidze, 1949; Buleishvili, 1960; Papava et al., 1971; Banks et al., 1997).

აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი პალეოცენურ პერიოდში განიცდის მნიშვნელოვან დაძირვას, და აყალიბებს დასავლურ-აღმოსავლურ მიმართების, აკუმულაციურ აუზს, სადაც ილექება ჭარბი რაოდენობის ტერიგენული მასალა (მაგ:



ფიგურა 3: სტრუქტურული რუკა აჩვენებს საკვლევი არელების მდებარეობას, სადაც რეგიონის ტექტონიკური ერთეულები და მათი სტრუქტურული ერთეულებია მოცემული (Gamkrelidze et al., 2013). ხაზები A-A' და B-B' აღნიშნავენ სტრუქტურული ჭრილების მდებარეობას (Alania et al., 2021), რომელიც მოცემულია ფიგურა 4-ში. GPS გაზომვები (ისრები) მიუთითებენ ჰორიზონტალური სიჩქარეების გადაადგილებას, მაქსიმალური დეფორმაციის ზონა, რომელიც მონიშნულია ვარდისფერი მართკუთხედით მიუთითებს ჰორიზონტალური გადაადგილების შედეგად წარმოშობილ ტექტონიკური მაღალი სტრესის ზონას (Sokhadze et al., 2019). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან.

ბორჯომის ფლიში). ეს აუზი წარმოადგენდა ნაწილს ფორლანდური აუზისა, რომლის სამხრეთით ანკარა-ერზიკან-სევან-აკერას ოროგენში აქტიური პროცესები მიმდინარეობდა (Adamia et al., 2011; Banks et al., 1997; Yilmaz et al., 2014; Gusmeo et al., 2021). ათნშს-ის ადგილზე შუა ეოცენში ხდება დაძირული აუზის რიფტინგი და დიდი რაოდენობით ვულკანოგენური მასალის დაგროვება. ეს პროცესი დაკავშირებულია მის სამხრეთში მიმდინარე ოროგენული პროცესებთან, და ათნშს შუა ეოცენში ყალიბდება როგორც რკალს უკანა რიფტად. ამ პერიოდში განსაკუთრებით ათნშს-ს დასავლეთ მონაკვეთში წყალქვეშა ვულკანიზმი აქტიურდება, და ყალიბდება

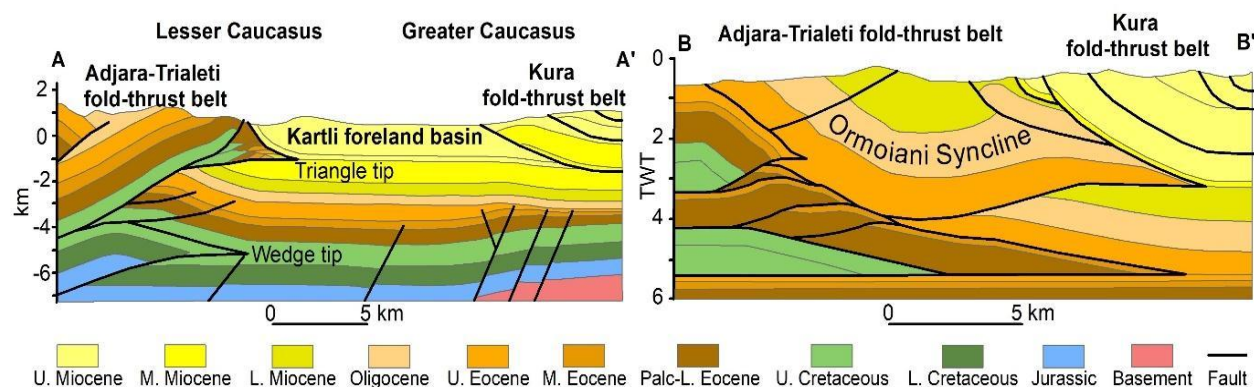
ვულკანური განფენებისა და ვულკანოკლასტური ქანების მძლავრი წყებები, რომელთა საერთო სიმძლავრე დაახლოებით 5000 მეტრს აღწევს (Adamia et al., 2011; Okrostsvavidze et al., 2018). გვიან ეოცენში ვულკანური ქანების როლი კლებულობს, ათნშს-ს აღმოსავლეთით ხდება კლასტური მასალის დაღეჟვა, ხოლო ცენტრალურ და დასავლეთ მონაკვეთში სტრატეგრაფიულ ჭრილში ვხვდებით პიროკლასტური და ტერიგენული ნალექების მორიგეობას. ოლიგოცენ-ადრე მიოცენში აჭარა-თრიალეთის აუზში ილექებოდა ტერიგენული ტურბიდიტები, ზოგიერთ მონაკვეთში დაიკვირვება მორიგეობა ფიქლებთან, მერგელებთან და წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებთან Papava et al., 1971) მეოთხეულამდე ქანებამდე. ათნშს-ს ყველაზე ახალგაზრდა ნალექები სარმატული რეგიონალ-სართულია, მარჩხი ზღვის კირქვები (Adamia et al., 2011; Gamkrelidze et al., 2019). აჭარა-თრიალეთის რკალს უკანა აუზის სტრუქტურული ინვერსია თერმოქრონოლოგიური მონაცემების მიხედვით მიმდინარეობდა შუა მიოცენში (Gusmeo et al., 2021). ამ პერიოდის შემდეგ მისი ჩართვა ხდება ნაოჭა-შეცოცებით პროცესში და მცირე კავკასიონის რეტრო-სოლს წარმოადგენს (Alania et al., 2021).

ათნშს მორფოლოგიურად მთიან რელიეფს იძლევა (უმაღლესი მწვერვალი 2850 მ. მეფისწყარო) და გაყოფილია ორ ოროგრაფიულ ერთეულად (დასავლეთით აჭარა-იმერეთის ქედი და აღმოსავლეთით თრიალეთის ქედი) მდინარე მტკვრის მიერ რომელიც ათნშს-ის SW-NE მიმართულებით კვეთს ცენტრალური სეგმენტში (ბორჯომის ხეობა). ათნშს-ს აღმოსავლეთ სეგმენტზე ნაოჭები გაშლილია შედარებით, და სარტყელი შედარებით რბილ რელიეფს იძლევა, მცირე ქედების და გაშლილი ველების სახით, სადაც მდ. მტკვარი ათნშს-ს კიდევ ერთხელ კვეთს (თბილისის მონაკვეთი) ჩრდილოეთიდან სამხრეთის სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. ამ მონაკვეთში მდინარე მტკვარი ასიმეტრიულ ხეობას ქმნის, შედარებით მკვეთრი დასავლეთ (მარჯვენა) სანაპიროთი და გაშლილი აღმოსავლეთ (მარცხენა) სანაპიროთი. აქ არის ჩამოყალიბებული მდინარე მტკვრის რთული და მრავალფეროვანი ტერასები, რომლებიც მნიშვნელოვან ინფორმაციას შეიცავენ

რეგიონის მეოთხეულ პერიოდში მიმდინარე ტექტონიკურ და სედიმენტაციურ პროცესების შესახებ. ამ ნაშრომის ერთ-ერთი ძირითადი კვლევის ობიექტს სწორედ ეს მონაკვეთი წარმოადგენს.

6.1.3 ქართლის აუზი (დასავლეთ მტკვრის აუზი)

აჭარა-თრიალეთის და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლებს შორის მოქცეული ქართლის აუზი ასიმეტრიული ფორმის დასავლეთიდან აღმოსავლეთით წაგრძელებული ფორმის სტრუქტურაა, უფრო განიერი დასავლეთ (ტირიფონის ვაკე) მონაკვეთით და შედარებით ვიწრო აღმოსავლეთ (მუხრანის ვაკე) მონაკვეთით. ქართლის აუზი ძირითადად აგებულია პლიოცენ-პლეისტოცენური მარჩხი ზღვის და კონტინენტური ტერიგენული და კარბონატული ნალექებით (Gudjabidze et al., 2003).



ფიგურა 4: ალანია და სხვ. (2021) მიერ წარმოდგენილი გეოლოგიური ჭრილი მოიცავს ჩრდილო-ვერგენტული აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის ფრონტალურ შეცოცებებს (მარცხენა მხარე) და სამხრეთ-ვერგენტული მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელს (მარჯვენა მხარე). ჭრილები ასახავენ სტრუქტურულ განსხვავებებს მიმართებაზე: დასავლეთ ნაწილში (A-A') ორ შეცოცებით სარტყელს შორის მოქცეული ქართლის აუზია ასახული, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში (B-B') ორი კოლიზიურ პროცესში მყოფი შეცოცებითი სარტყელია წარმოდგენილი. ჭრილები შექმნილია სეისმური პროფილების, ჯაბურდილისა და გეოლოგიური რუკების მონაცემების ინტერპრეტაციით (ადაპტირებული Alania et al., 2021-ის მიხედვით). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან.

ქართლის აუზი ზოგიერთი კვლევის მიხედვით წარმოადგენს მტკვრის აუზის დასავლეთ გაგრძელებას (Alania et al., 2017; Alania et al., 2021), ამ ვერსიას გარკვეულ წილად ამტკიცებს სეისმური ტომოგრაფიის მონაცემებიც, რომელიც აჩვენებს სიღრმეში არსებულ მსხვილ ტექტონიკური ერთეულების სტრუქტურებს (დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტის და სეისმური მონიტორინგის ეროვნული ცენტრის გამოუქვეყნებელი მონაცემები). მიუხედავად ამ მონაცემებისა და მოსაზრებისა, ზედაპირული და შედარებით მცირე სიღრმის სტრუქტურული მონაცემების მიხედვით, ქართლის აუზი მოწყვეტილია მტკვრის აუზისგან აჭარა-თრიალეთის და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლების კოლიზიის შედეგად (Nemcok et al., 2013; Alania et al., 2021). აქედან გამომდინარე ამ ნაშრომში ქართლის აუზს განვიხილავთ როგორც ცალკე ტექტონიკურ ერთეულად, რომელსაც ცალსახად გეოლოგიურ წარსულში და გარკვეულ წილად აწმყოშიც აქვს ბევრი საერთო მტკვრის ფორლანდურ აუზთან.

ქართლის აუზის სამხრეთ საზღვარზე ათნშს-ის ფრონტალური ზონა რთული ტექტონიკური სტრუქტურებითაა წარმოდგენილი. ათნშს-ის ტექტონიკური დუპლექსები და მათი რღვევები არამკაფიო საზღვარს ქმნის, რასაც ართულებს ფრონტალურ მონაკვეთში არსებული მაიკოპის (ოლიგოცენ-ქვედა მიოცენი) ნალექები, რომლებიც სუსტად კონსოლიდაციის გამო არ იძლევა მკაფიო სტრუქტურებს (ფიგურა 2). ძირითადად ათნშს-ის ჩრდილოეთ მონაკვეთი წარმოდგენილია ცარცული-ზედა ეოცენური ასაკის წყებების ტექტონიკურ ზეწრებით, რომელთა ჩრდილოეთით მდებარეობს ქართლის აუზის, ჩრდილოეთით დაქანებული ქვედა მიოცენური და უფრო ახალგაზრდა ნალექების წყებები. ეს წყებები ქმნიან ერთგვარ ჰომოკლინურ სტრუქტურას, რომლის ცენტრალური მონაკვეთი სუსტად დეფორმირებულია (Banks et al., 1997; Gudjabidze et al., 2003). ჰომოკლინის აღმოსავლეთ მონაკვეთში, ქ. თბილისის ჩრდილოეთით, რთულად გასარჩევია ქართლის აუზის და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის სამხრეთული განშტოების, მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის სტრუქტურები. ამ მონაკვეთში შესაძლოა ათნშს უშუალოდ ეხებოდეს

მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელს (ფიგურა 4) და იძლეოდეს უნიკალურ შემთხვევას ორი ოროგენული სარტყლის კოლიზიისას (Nemcok et al., 2013; Alania et al., 2021).

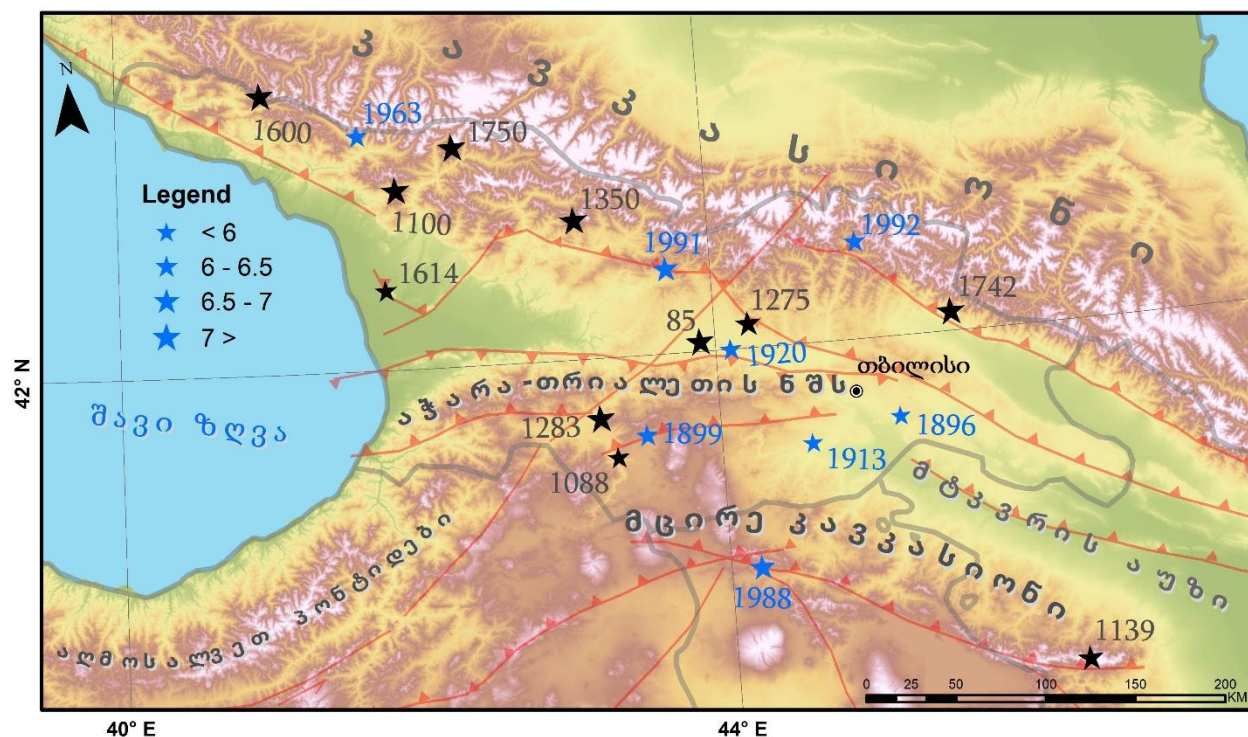
ქართლის აუზის ჩრდილოეთი საზღვარი კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ქვეზონებს ესაზღვრება, სადაც სარტყელი წარმოდგენილია ფორლანდის მიმართ ვერგენტული შეცოცებითი სისტემების სერიით. შეცოცებითი სერიები ძირითადად სარმატულ-მეოტურია რომლებმაც დეფორმაცია განიცადეს პლიოცენში (Banks et al., 1997; Stahl et al., 2022). ამ იმბრიკაციული სერიების ჩრდილოეთით კიდევ უფრო ძველი შეცოცებითი სისტემებია განლაგებული ვიდრე კნშს-ის გულამდე (Gamkrelidze et al., 2024). ქართლის ფორლანდური აუზის და კავკასიონის პრო-სოლი (pro-wedge) ქმნიან აქტიურ და ახალგაზრდა ტექტონიკურ სურათს რეგიონში (Stahl et al., 2022). ამ ნაშრომის ერთ-ერთი ძირითადი კვლევის ობიექტს კავკასიონის ფრონტალური შეცოცების შესწავლა წარმადგენს, ქართლის აუზის აღმოსავლეთ (მუხრანის) მონაკვეთზე.

6.2 რეგიონის სეისმურობა

საკვლევი არეალი და ზოგადად საქართველოს ტერიტორია ერთ-ერთ ყველაზე სეისმურად აქტიურ ტექტონიკურ ზონას წარმოადგენს მსოფლიოში. აქ მიმდინარე თანამედროვე სეისმურ აქტივობას განაპირობებს არაბეთისა და ევრაზიის ლითოსფერული ფილების კოლიზია, რაც აქტიური სტრუქტურების რთულ კომპლექსს წარმოქმნის. ამ სტრუქტურულ ელემენტებს ახასიათებთ კუმშვითი დეფორმაცია, რაც გამოიხატება რთული შესხლეტვა-შეცოცებითი რღვევების

გავრცელებით და მაღალი სეისმური აქტივობით (Jackson, 1992; Forte et al., 2014; Onur et al., 2020).

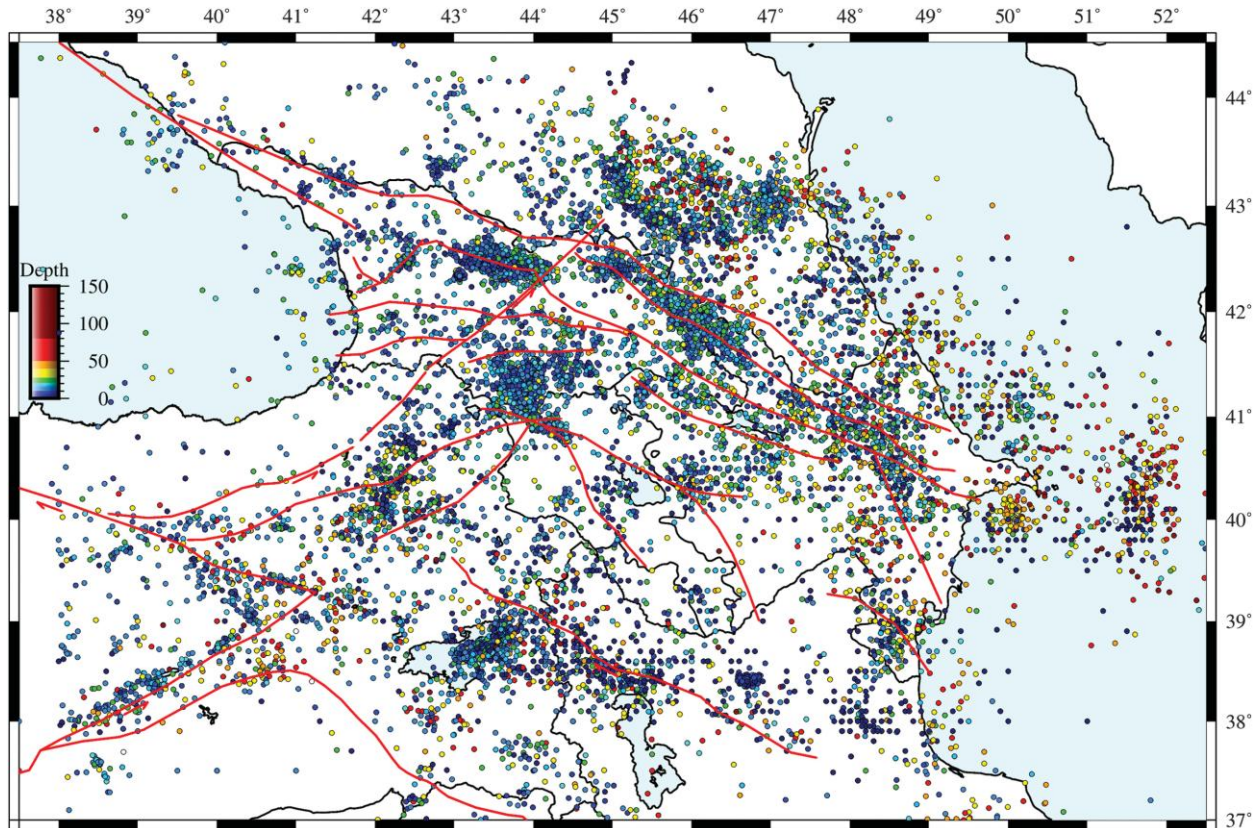
საქართველოში სეისმური აქტივობის შესახებ მონაცემები ისტორიულ წყაროებში გვხვდება, ჯერ კიდევ ანტიკურ პერიოდიდან. უძველესი ჩანაწერები დამანგრეველ მიწისძვრებთან დაკავშირებით დაცულია ისტორიულ წყაროებში, რომელთაგან



ფიგურა 5: ისტორიული (შავი) და ინსტრუმენტალური (ლურჯი) მეთოდით დაფიქსირებული მნიშვნელოვანი მიწისძვრები, ციფრებით ნაჩვენებია წლები (ადაპტირებული Godoladze et al., 2024)

აღსანიშნია: ჩვ.წ 85 წლის ბებნისის მიწისძვრა ($M_s \sim 7$), ამ მიწისძვრას უკავშირდება ქართლის რაიონში, დედოფლის ველზე არსებული ანტიკური ქალაქის და დიდებულთა სასახლის განადგურება; 1088 წლის თმოგვის მიწისძვრა ($M_s \sim 6.5$), რომელმაც შუასაუკუნეების ციხე-სიმაგრე გაანადგურა; 1668 წლის შამახის მიწისძვრა ($M_s \sim 6.9$); 1899 წლის ახალქალაქის მიწისძვრა ($M_s \sim 6.3$), რომელმაც თბილისში სეისმური დაკვირვებების დაწყებას დაუდო სათავე; და 1920 წლის გორის მიწისძვრა ($M_s \sim 6.3$), რომელიც უკვე ინსტრუმენტული დაკვირვების პერიოდში მოხდა (ფიგურა 5) (Kondorskaya and Shebalin, 1983; Godoladze et al., 2024). მიუხედავად იმისა, რომ ეს

მოვლენები მნიშვნელოვან ინფორმაციას გვაწვდიან გრძელვადიანი სეისმური პოტენციალის შესახებ, მათი ეპიცენტრების მდებარეობა და სიდიდე მაღალი უზუსტობით ხასიათდება, რაც მეტწილად ინსტრუმენტული დაკვირვებების არქონასა და სუბიექტურ აღწერებზეა დამოკიდებული. ზოგიერთ შემთხვევაში, ეპიცენტრის ცდომილება 100 კმ-მდე შეიძლება მერყეობდეს (Godoladze et al., 2024).



ფიგურა 6: 16963 გადათვლილი მიწისძვრა. ყველა მიწისძვრა ნაჩვენებია საწყისი მონაცემების ხარისხის მიუხედავად, როგორცაა სადგურების რაოდენობა, ეპიცენტრამდე მანძილი, სადგურების აზიმუტის დაფარვა და პირველადი მონაცემების შეგროვების სიზუსტე. რღვევები გამოყენებულია Caputo et al., (2000) ნაშრომიდან (Godoladze et al. 2024).

საქართველოში ინსტრუმენტული სეისმური მონიტორინგი 1899 წელს დაიწყო, როდესაც თბილისის ობსერვატორიაში პირველი სეისმოგრაფი დამონტაჟდა. საბჭოთა პერიოდში შეიქმნა ერთ-ერთი ყველაზე მჭიდრო სეისმური ქსელი კავკასიაში — 1980-იანი წლების ბოლოს ფუნქციონირებდა 40-ზე მეტი სადგური. 1990-იან წლებში ქსელი მნიშვნელოვნად შემცირდა პოლიტიკურ-ეკონომიკური არასტაბილურობის გამო,

თუმცა 2002 წლის თბილისის მიწისძვრის (M_w 4.5) შემდეგ დაიწყო თანამედროვე ციფრული სისტემების დანერგვა და ქსელის განახლება. ინსტრუმენტულად დაფიქსირებულ მიწისძვრებს შორის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს 1991 წლის რაჭის მიწისძვრას (M_w 7.0), როგორც ინსტრუმენტული მონიტორინგის პერიოდში რეგისტრირებულ ყველაზე ძლიერ მიწისძვრას. ასევე მნიშვნელოვანია ამავე წლის, მიწისძვრა (M_w 6.4) კნშს ცენტრალურ მონაკვეთზე. 2002 წლის თბილისის მიწისძვრა, მიუხედავად ზომიერად დაბალი მაგნიტუდისა, გამოირჩეოდა ურბანული ინფრასტრუქტურის მოწყვლადობით. მისი მცირე სიღრმე და მჭიდროდ დასახლებული ეპიცენტრული ზონა მოსახლეობისთვის მნიშვნელოვან ზიანის მომტანი აღმოჩნდა (Godoladze et al., 2024).

კავკასიონის ოროგენი წარმოადგენს საქართველოს უმთავრეს სეისმურ აქტიურობის კერას, ისტორიული და თანამედროვე სეისმური მონაცემების საფუძველზე შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ოროგენის ყველა სეგმენტი სეისმურად აქტიურია. ტექტონიკურ ერთეულის მონაკვეთში დომინირებს ჩრდილოეთით დახრილი შეცოცება-შესხლეტვის ტიპის რღვევების მექანიზმები. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელში, რომელიც ქართლის და რიონის აუზებს სამხრეთით ესაზღვრება, ახასიათებს კომპლექსური სტრუქტურები, ძირითადად აქაც დომინირებს შესხლეტვა-შეცოცებითი ტიპის კინემატიკა, თუმცა დახრილია ძირითადად სამხრეთით (Onur et al., 2020). ორივე სარტყელში იკვეთება აქტიური რღვევები, რომელთაც საშუალო და მაღალი სიდიდის მიწისძვრების გამოწვევა შეუძლიათ (ფიგურა 5 და 6).

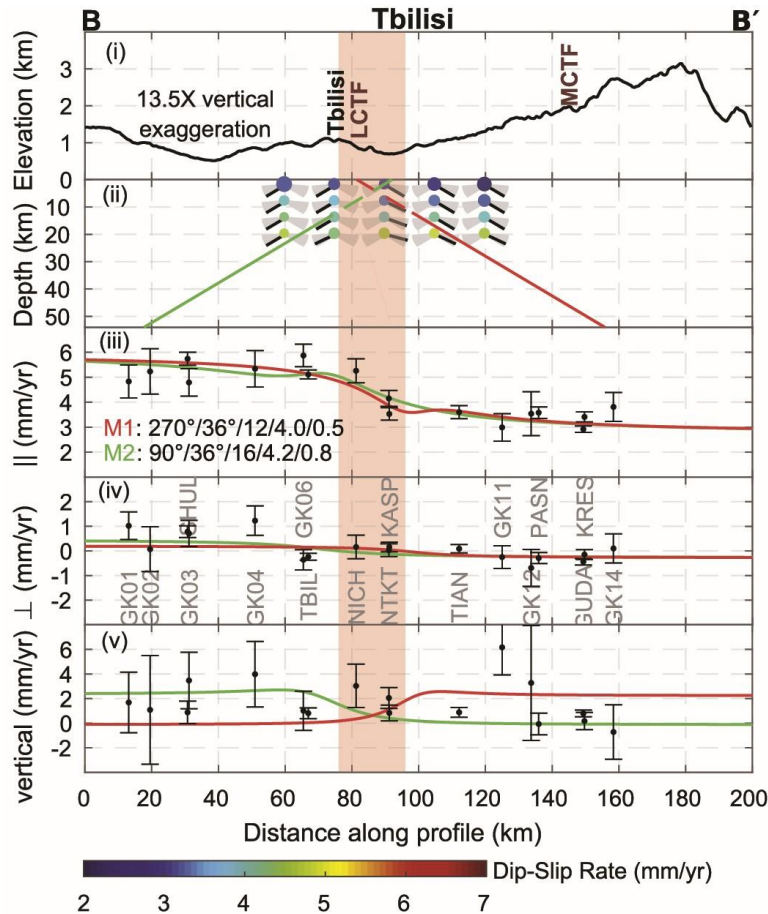
საქართველო მაღალი სეისმური საფრთხის წინაშე დგას, როგორც მიწისძვრების სიხშირის და სიდიდის, ასევე არსებული ინფრასტრუქტურის მოწყვლადობის გამო. განსაკუთრებული რისკის ზონაა ქალაქ თბილისი, რომელიც მდებარეობს მნიშვნელოვანი ტექტონიკური სტრუქტურების სამმაგი კონტაქტის ზონასთან. 2002 წლის მიწისძვრამ აჩვენა, რომ ზომიერი სიდიდის სეისმური მოვლენა ქალაქის ტიპის

გარემოში, მჭიდროდ დასახლებული უბნებითა და მოძველებული შენობებით, მნიშვნელოვან საფრთხეს ქმნის.

სეისმური საფრთხის შეფასების თანამედროვე ალბათური მოდელები (PSHA), რომლებიც საერთაშორისო თანამშრომლობითაა შემუშავებული, ქმნიან სამეცნიეროდ საფუძველს რისკის მართვისთვის. განახლებული ეროვნული სეისმური საფრთხის რუკა აერთიანებს საბჭოთა პერიოდიდან მოყოლებული და თანამედროვე ქსელების მონაცემებს (Onur et al., 2020; Godoladze et al., 2024). ქალაქის მაღალი რისკი განპირობებულია როგორც მისი სეისმური პოზიციონირებით, ასევე მოწყვლადი ინფრასტრუქტურით, რის გამოც პრიორიტეტულია რისკების შემცირების ღონისძიებები, მათ შორის Eurocode 8 სტანდარტების დანერგვა და ურბანული სეისმური მიკრო-ზონირების განხორციელება.

6.3 რეგიონის სეისმოტექტონიკა

GPS მონაცემები კავკასიის რეგიონში და ქართლის აუზის მასშტაბით იძლევა მნიშვნელოვან ინფორმაციას თანამედროვე დეფორმაციის სიხშირეზე და ლოკაციებზე. მიუხედავად იმისა, რომ გეოდეზიური მონაცემები ნათლად მიუთითებს იმაზე, რომ დეფორმაციები ლოკალიზებულია დიდ და მცირე კავკასიონს შორის (Sokhadze et al., 2019), ზუსტი წყარო ამ დეფორმაციების ვარირებს სტრუქტურების მიმართებაზე (ფიგურა 3, 7). დასავლეთით ($\sim 43,3^\circ$ E), რაჭის რეგიონში, ძირულას მასივის ჩრდილოეთით, GPS დაკვირვებები იდეალურად მიუთითებს ჩრდილოეთით დაქანებული დრეკად დისლოკაციაზე, კავკასიონის სამხრეთ კიდეზე (Sokhadze et al., 2019). რაჭის მონაკვეთზე GPS მონაცემების მიხედვით იძლევა ჩაკეტვის სიღრმეების (locking depths) დიაპაზონს, დისლოკაციის სიღრმეს, რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარის (slip rates), და ყველაზე მისაღებ ვარიანტად მიღებული იქნა შემდეგი



ფიგურა 7: GPS სიჩქარეები ევრაზიის მიმართ გადაადგილებები. პირველი რიგი (i) ასახავს ტოპოგრაფიას ქ. თბილისის მერიდიანზე, და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის შეცოცების (MCTF) და მცირე კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის შეცოცების (LCFT) მიახლოებითი მდებარეობებს. მეორე რიგი (ii) აჩვენებს ავტორების მიერ შერჩეულ რღვევების მოდელს სამხრეთით (მწვანე ხაზი) და ჩრდილოეთით (წითელი ხაზი) დახრილი ვარიაციებს, სადაც წყვეტილი ხაზი მიუთითებს ჩაკეტვის სიღრმის (locked), ხოლო უწყვეტი ხაზი – ცოცვად (creeping) ნაწილებზე. მესამე (iii) და მეოთხე (iv) რიგები ასახავენ ჰორიზონტალური სიჩქარის კომპონენტებს პროფილის პარალელურად და პროფილის პერპენდიკულარულად. მეხუთე რიგი (v) აჩვენებს ვერტიკალურ სიჩქარეს (შენიშვნა: ვერტიკალური სიჩქარისთვის მასშტაბი შეცვლილია). ვარდისფერი, ნახევრად გამჭვირვალე სვეტი მიუთითებს მაქსიმალური დეფორმაციის სიჩქარის ზონას პროფილის გასწვრივ (Sokhadze et al., 2019).

მონაცემი რეგიონში არსებული ლატერალური გადაადგილების ანალიზისთვის: ჩრდილოეთით დახრილი შეცოცებით დისლოკაცია, რომლის მიმართებაა 285°, დახრის კუთხე 26°, და რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე - 4.2 მმ/წ, ჩაკეტვის სიღრმე - 10 კმ (Sokhadze et al., 2019). რაჭის სეგმენტისგან განსხვავებით ქართლის აუზის მონაკვეთში GPS მონაცემების მიხედვით სავარაუდოა რომ ძირითადი

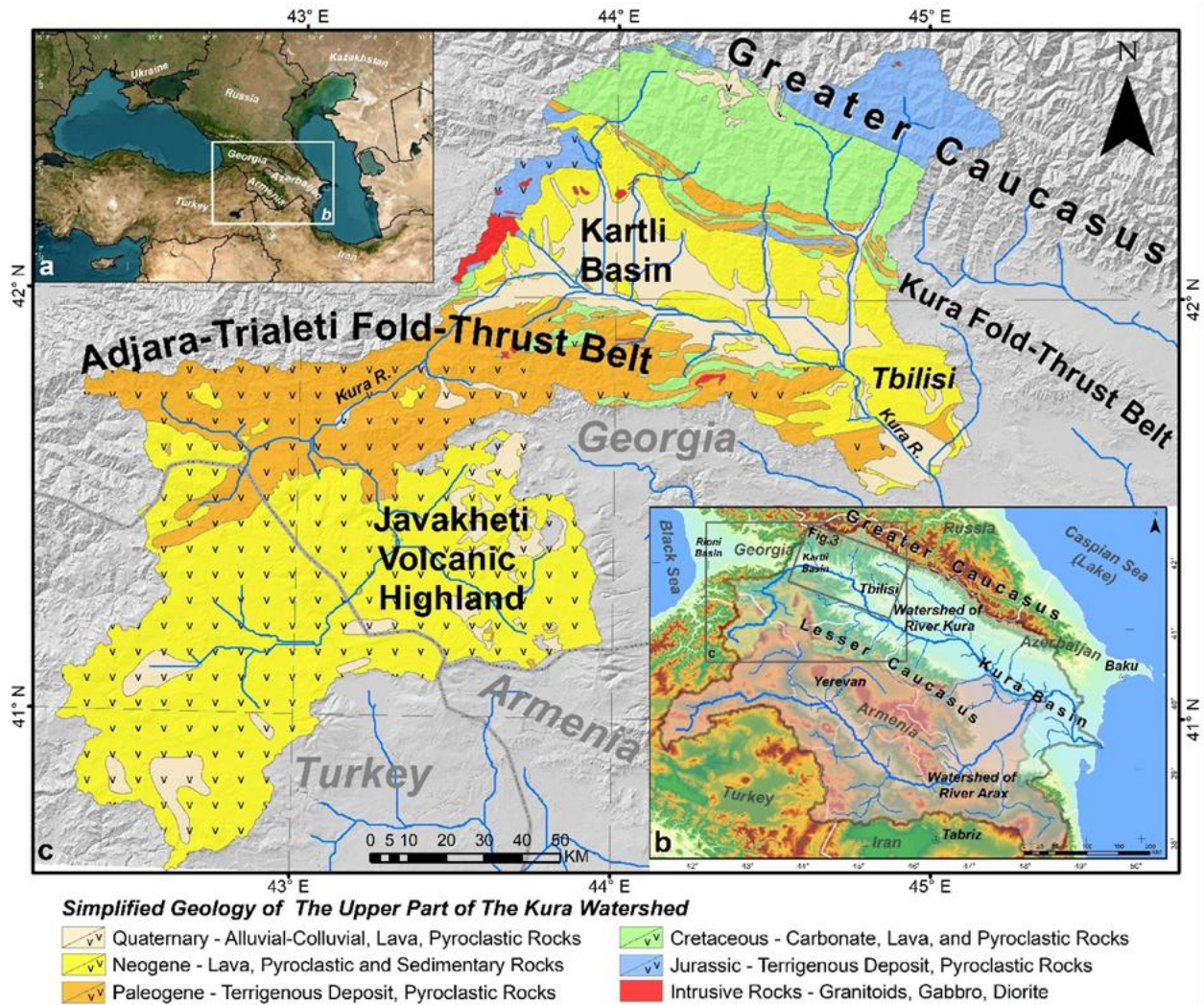
კონვერგენტული პროცესები მიმდინარეობს მცირე კავკასიონის (აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის) ჩრდილოეთ საზღვარზე. ათნშს-ს ჩრდილოეთით მოიაზრებს ეს კვლევა (Sokhadze et al., 2019), რომ უნდა იყოს სამხრეთული (მიმართება 090°, დახრის კუთხე 36°, რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე - 4.2 მმ/წ, ჩაკეტვის სიღრმე 16 კმ) ან ჩრდილოეთური (მიმართება 270°, დახრის კუთხე 36°, რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარეს 4.0 მმ/წ, ჩაკეტვის სიღრმე 12 კმ) დაქანების შეცოცება, ქ. თბილისის სიახლოვეს (ფიგურა 7). ქართლის აუზის მონაკვეთში ორი ურთიერთ საწინააღმდეგო სტრუქტურაა და გეოდინამიკური პროცესია აღნიშნული, და ეს მეცნიერულ და რეგიონის უსაფრთხოების კუთხით მნიშვნელოვან კითხვის ნიშნებს ტოვებს. ერთი რამ მკაფიოდ იკვეთება რომ თბილისის მჭიდრო ურბანულ ტერიტორიის სიახლოვეს ხდება მნიშვნელოვანი ტექტონიკური ენერგიის აკუმულაცია რაც არა მარტო სამეცნიერო კუთხით ხდის ქართლის აუზს და მის მომიჯნავე ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლებს მნიშვნელოვანს, არამედ სეისმური რისკის კუთხითაც.

ქართლის აუზის ჩრდილოეთ და სამხრეთ საზღვრების ტექტონიკური აქტიურობა მნიშვნელოვან ობიექტს წარმოადგენს. ამ კვლევის ფარგლებში შევეცადეთ რომ ნეოტექტონიკური კუთხით მოგვხდინა შესწავლა ქართლის აუზისა და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის შორის არსებული ფრონტალური რღვევების და ასევე ქართლის აუზის სამხრეთით, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე არსებული ნეოტექტონიკური სურათი. ეს რეგიონი წარმოადგენს ათნშს-ის, ქართლის აუზის და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის კონტაქტის არეალს.

6.4 მდინარე მტკვარი და მისი წყალშემკრები აუზი

მდინარე მტკვარი მთავარი წყალშემკრები სისტემაა აღმოსავლეთ კავკასიის რეგიონში, საერთო სიგრძით 1515 კმ. წყალშემკრები აუზის საერთო ფართობია 198300 კმ²-ია (ფიგურა 8). მტკვარი სათავეს იღებს აღმოსავლეთ ანატოლიის მთიანეთიდან (თურქეთი) ზღვის დონიდან 2740 მეტრზე, და მიედინება ჩრდილოეთით. საქართველოს ტერიტორიაზე კვეთს ათნშს-ს, ცენტრალურ ნაწილში (ბორჯომის ხეობა), შემდეგ უხვევს მარჯვნივ და მიედინება ქართლის აუზის სამხრეთ პერიფერიაში, იქ სადაც ათნშს-ს ტექტონიკური სოლის დუპლექსები მდებარეობს, აქ მდინარის ეროზიის და ტექტონიკის ზეგავლენით მტკვრის ხეობა მოქცეულია თრიალეთის ქედსა და კვერნაქის ქედს შორის. კვერნაქის ქედი წარმოადგენს ქართლის აუზის ჰომოკლინის რელიეფურ გამოვლინებას, რომელიც აღმოსავლეთით გრძელდება საგურამოს და იალნოს ქედებით (ფიგურა 3). მდინარე მტკვარი ქალაქ მცხეთასთან ვიწრო ხეობაში მიედინება, არმაზის ანტიკლინის ეროზირებულ თაღში. მდ. არაგვის შესართავთან მდ. მტკვარი გეოლოგიური სტრუქტურების და ლითოლოგიის თავისებურების გამო მიმართულებას იცვლის და სამხრეთ, სამხრეთ-აღმოსავლეთით მიედინება ქალაქ თბილისის მონაკვეთში, სადაც კიდევ ერთხელ კვეთს ათნშს-ს (ფიგურა 3). რის შემდეგაც მტკვარი მიედინება ფართო და შედარებით სუსტად დანაოჭებულ მტკვრის აუზში, სადაც უერთდება მდინარე არაქსს (აზერბაიჯანი) და ჩაედინება კასპიის ზღვაში (ფიგურა 8).

ნაშრომის საკვლევი არეალი მდებარეობს ათნშს-ის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე. ამ მონაკვეთიდან მდ. მტკვრის წყალშემკრები აუზის ზედა მონაკვეთი პოტენციური ალუვიური დეპოზიტების მოდინების წყაროა (ფიგურა 8), ეს არეალი (ქალაქ რუსთავიდან მდ. მტკვრის სათავემდე) ძირითადად წარმოდგენილია შემდეგი რეგიონებით და ტექტონიკური ერთეულებით ათნშს-ის (ცენოზოური და ზედა ცარცული: ვულკანური და ინტრუზიული ქანები, და კონტინენტური და ზღვიური



ფიგურა 8: რუკებზე მოცემულია: ა) კავკასიის რეგიონის მდებარეობს არაბეთ-ევრაზიის კოლიზიის ზონაში; ბ) კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ქედები და მტკვრისა და არაქსის მდინარეების აუზები; ც) მტკვრის აუზის ზემო მონაკვეთის გეოლოგიურ მიმოხილვა, რომელიც მოიცავს კვლევის ზონას და მის ზემოთ მდებარე ტერიტორიებს. რუკაზე ნაჩვენებია ქანების ის ტიპები, რომლებიც პოტენციურად გვხვდება ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე არსებულ მდ. მტკვრის ალუვიურ ნალექებში კლასტების სახით. Boichenko et al., 2025 -ის პუბლიკაციიდან.

დანალექი ქანები), ქართლის აუზის (ცენოზოური კონტინენტური ნალექები). განსაკუთრებით ალუვიური ნალექები) და კავკასიონის ცენტრალური ნაწილის (ქვემო ცენოზოური, ცარცული და იურული ტერიგენული და კარბონატული ნალექები, ვულკანური და პლუტონური ქანები) (Gudjabidze et al., 2003; Adamia et al., 2004). სწორედ ეს გეოლოგიური წარმონაქმნები პოტენციურად შესაძლოა გეოლოგიური წარსულის განმავლობაში მოხვედრილიყო ალუვიური მასალის სახით მდ. მტკვრის

აუზში და შედეგად დალექილიყო ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტში, იქ სადაც დღეს მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასებია წარმოდგენილი.

6.5 კასპიის ზღვა/ტბა

კასპიის ზღვა მსოფლიოში ყველაზე დიდი ტბაა, რომლის ზედაპირია 371 000 კმ² და მოცულობა 78 200 კმ³, საერთო წყალშემკრები აუზის ფართობი 3 626 000 კმ² (Zonn et al., 2010). კასპიის ზღვა პარატეთისის ზღვის, უძველესი აუზის ნაწილია, რომელიც კასპიის ზღვის გარდა მოიცავს დღევანდელ: პანონიის, დაკიის?, შავი ზღვისა და არალის აუზებს, რომელიც ვრცელდება ცენტრალური ევროპიდან (სამხრეთ გერმანია) ცენტრალურ აზიამდე (დასავლეთ ჩინეთი). ეს ეპიკონტინენტური ზღვა განვითარდა ყველაზე ადრეული ოლიგოცენის დროიდან ცენტრალურ ევრაზიაში, როგორც ტეთისის ოკეანის ჩრდილოეთ განშტოება. მიო-პლიოცენში, ალპური ოროგენეზის დროს, პარატეთისი სეგმენტირებული იყო უფრო პატარა იზოლირებულ აუზებად (Rögl, 1999; Popov et al., 2006; Forte and Cowgill, 2013; Krijgsman et al., 2019). გლობალურმა კლიმატურმა ცვლილებებმა და ტექტონიკურმა მოძრაობებმა განაპირობა წყლის დონის მუდმივი რყევები, სრუტეების გახსნა და დახურვა ცალკეულ აუზებს, ხმელთაშუა ზღვას და გლობალურ ოკეანეს შორის, (Zubakov, 1988, 1992; Krijgsman et al., 2010; Munteanu et al., 2012). გვიან მიოცენში (პონტური რეგიონ-სართული) კასპიისა და შავი ზღვის აუზები კვლავ ერთმანეთთან იყო დაკავშირებული და ისინი ქმნიდნენ პარატეთისის ზღვის ბოლო ფაზას (Popov et al., 2006; Krijgsman et al., 2010). კასპიის აუზი გამოეყო შავ ზღვას ადრეულ პლიოცენში (Van Baak et al., 2016a), როდესაც წყლის დონის დიდმა ვარდნამ გამოიწვია ტბის შემცირება, და მხოლოდ კასპიის სამხრეთ აუზის არეალში იყო შენარჩუნებული წყლის მასა. შავი ზღვისგან და მსოფლიო ოკეანისგან იზოლაციის შემდეგ, გვიან კაინოზოურ

პერიოდში, კასპიის ზღვამ განიცადა მრავალი ტრანსგრესია და რეგრესია მისი ამჟამინდელი დონიდან (-28 მ) +170 მ და -630 მ (Forte and Cowgill, 2013).

კასპიის ზღვა არის მდინარე მტკვრის ეროზიის საბაზისო დონე, ამიტომ მტკვარი და მისი შენაკადები მჭიდროდ არის დაკავშირებული კასპიის ზღვასთან და ამ მდინარეების მიერ სედიმენტების დალექვის პროცესზე და მორფომეტრიაზე დიდი გავლენა აქვს. შესაბამისად ჩვენი საკვლევი არეალის, ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე არსებული მდინარე მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასების ჩამოყალიბებაზე მნიშვნელოვანი გავლენა ჰქონდა.

6.6 არსებული მონაცემები მტკვრის ტერასებზე აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ტერიტორიაზე მდ. მტკვრის ტერასების კვლევას ერთ საუკუნოვანი ისტორია აქვს. ერთ-ერთი პირველი მონაცემი თბილისის ტერიტორიაზე ტერასებთან დაკავშირებით 1925 წლის კვლევაშია (ჯანელიძე, 1925), სადაც აღნიშნულია 4 ტერასა. გრადა აღნიშნულისა, მე-20 საუკუნის განმავლობაში არაერთი მკვლევარი იკვლევდა მდ. მტკვრის ტერასებს (Gamkrelidze, 1949; Elerdashvili, 1949; Jibladze, 1959; Papava et al., 1971; ალფაიძე, 1972; ნემანიშვილი, 1975). ძირითადად ნაშრომებში ზოგადი გეომორფოლოგიურ დახასიათებას ვხვდებით, ტერასების მიახლოებითი ჰიფსომეტრიული და შეფარდებითი სიმაღლეებით. ნაშრომები განიცდის რუკების და გრაფიკული მასალის სიმცირეს, რის გამოც ამათუიშ ტერასის იდენტიფიცირება რთულია, ან სულაც შეუძლებელია.

ნაშრომებიდან აღსანიშნავია 1971 წლის ანგარიში (Papava et al., 1971), ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე და მის მიმდებარე ტერიტორიაზე 1:25000 მასშტაბის გეოლოგიური აგეგმვის ანგარიშში თანდართულ გეოლოგიურ რუკაზე ეს ნაშრომი

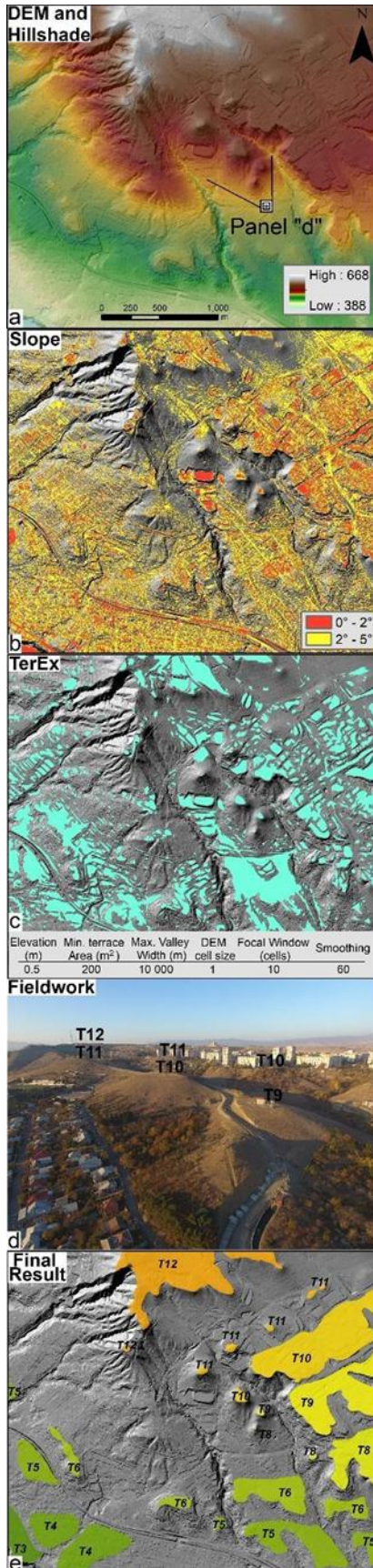
გამოყოფს აეროფოტოდეშიფრირების მეთოდით და სავსე კვლევების საშუალებით 10 მეოთხეული ასაკის ალუვიურ და ალუვიურ-კოლუვიურ ლითოლოგიურ ერთეულს. ამ ანგარიშში ძირითადი აქცენტი მეოთხეულამდელ სტრატეგრაფიას და სტრუქტურებს ეთმობა, და შესაბამისად ნაკლები ყურადღება აქვს დათმობილი მდინარეულ და ფერდობულ წარმონაქმნებს. რეგიონში არსებული მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ალუვიურ-სედიმენტური პოლიგონები რომლებიც დატანილია ამ ანგარიშის 25 000-იან რუკაზე არაა გამოყოფილი ერთმანეთისგან, გაერთიანებულია ყველა მეოთხეული ალუვიურ-კოლუვიური ნალექები და ერთიან სისტემაშია განხილული. როგორც ითქვა ამ მეოთხეული პოლიგონების 10 ჰიფსომეტრიული დონეა გამოყოფილი რუკაზე, და შესაბამისად მოვიაზრებთ რომ ამ კლასიფიკაციაში ჯდება ასევე მდ. მტკვრის ტერასებიც. ნაშრომში მდინარეულ ტერასების გენეზისზე და მათი იდენტიფიკაციაზე ინფორმაციის სიმცირეა, თუმცა 25000 რუკის არსებობიდან გამომდინარე ეს ერთადერთი ნაშრომია (Papava et al., 1971) სადაც გრაფიკული სახით, დეტალურად აღნიშნულია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის რეგიონში მეოთხეული ასაკის ალუვიური და კოლუვიური ნალექები.

არსებული კვლევებიდან აღსანიშნია ასევე ვ. ალფაიძის (1972) ნაშრომი, სადაც ტერასების სიმაღლეების აღწერილობის გარდა ნაშრომში ასევე გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ტერასების აზევება ტექტონიკურ დეფორმაციების გამო მოხდა, რომელიც რეგიონში არათანაბრად მიმდინარეობდა მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში. ამ ნაშრომის მიხედვით რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილი აზევების მეტი სიჩქარით გამოირჩევა, ვიდრე რეგიონის სამხრეთ ნაწილი.

რაც შეეხება ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების ასაკებს, ინფორმაცია ძალზე მწირია. ნაშრომებში აბსოლუტურ ასაკებზე ინფორმაცია მხოლოდ პირველ და მეორე ტერასაზეა, ისიც საკვლევი უბნის უკიდურეს სამხრეთ მონაკვეთზე (Suchodoletz et al., 2016). რაც შეეხება უფრო ზედა ისე იგი უფრო ძველ ტერასებზე ასაკები უცნობია და მკვლევარები მხოლოდ შეფარდებითი ასაკებით აღნიშნავენ ტერასებს. ტერასების

ასაკების ქვედა საზღვარი მიჩნეულია რომ აღჩაგილზე ძველი არ უნდა იყოს. ეს მოსაზრება ძირითადად ეყრდნობა რეგიონში გავრცელებული, ბიოსტრატეგრაფიულად დათარიღებული აღჩაგილური (ზედა ნეოგენური) რეგიონალური სართულის ზღვიურ ნალექებს, რომლებზეც კუთხური უთანხმოებით არის ტერასები განლაგებული რეგიონის აღმოსავლეთ და სამხ. აღმოსავლეთ მონაკვეთებში (Papava et al., 1971). მდინარე ლოჭინის (მდ. მტკვრის მარცხენა შენაკადი) მარცხენა ნაპირზე, სოფელ სააკაძის აღმოსავლეთით, ფერდობზე ფიქსირდება მდ. მტკვრის და აღჩაგილური ნალექების კუთხური უთანხმოება. ასევე მდ. ლოჭინის ქვედა წელში, სოფელ გაჩიანის მიმდებარე ტერიტორიაზე, მდ. მტკვრის ალუვიური კონგლომერატები კუთხური უთანხმოებითაა განლაგებული აღჩაგილის სუსტად შეცემენტებულ ქვიშაქვებზე და კონგლომერატებზე.

მდ. მტკვრის ტერასების დათარიღება დიდ გამოწვევას წარმოადგენს, რადგან ზოგადად მთიან რეგიონში არსებული ალუვიური მასალა უხეშმარცვლოვანია და ქაოტური. მასში ნაკლებად ხდება დათარიღებისთვის საჭირო, ფლორის და ფაუნის მასალის შენარჩუნება, ან ვულკანური ფერფლის დალექვა. გამომდინარე აქედან ტერასების ასაკები რეგიონში ძალზედ პირობითია. ჩვენი კვლევის ფარგლებში ტერასების ასაკების პრობლემატიკას გარკვეულწილად შევცხეთ. მწირი რესურსების და შეზღუდული დათარიღების მეთოდის მიუხედავად მივიჩნიეთ საჭიროდ, რომ კოსმოგენური ნუკლიდების გამოყენებით ტერასების შემადგენელი ნალექები შეგვესწავლა.



7. მეთოდოლოგია

7.1 ციფრული სასიმალო მოდელები და გეომორფოლოგიური დარუკება და მონაცემთა ანალიზი (Lidar, Alos, DEM, ARCGIS, TerEx)

უკანასკნელი რამდენიმე ათწლეული LiDAR-ის (Light Detection and Ranging) საშუალებით გეომორფოლოგიურ პროცესების შესწავლა გამარტივდა და დაიხვეწა, განსაკუთრებით ტერასების მორფოლოგიური კვლევისთვის და იდენტიფიკაციისთვის წარმოადგენს საუკეთესო და უმნიშვნელოვანეს საშუალებას (Bowles and Cowgill, 2012; Stout and Belmont, 2014; del Val et al., 2014; Hopkins and Snyder, 2016). ამ კვლევის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანეს ნაწილს წარმოადგენს თბილისის და მისი მიმდებარე ტერიტორიებზე მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასების ლოკალიზებას; არსებული

ფიგურა 9: წარმოდგენილია, სამუშაო პროცესი, რომელიც გამოყენებული იქნა კვლევის ზონაში ტერასების იდენტიფიკაციისა და რუკაზე დატანისთვის. ყველა რუკა/სურათი ასახავს ერთსა და იმავე ტერიტორიას, რომლის მდებარეობაც ნაჩვენებია სურ. 10-ზე: a) ციფრული რელიეფური მოდელი (Hillshade DEM); b) ფერდობის დახრილობის რუკა, მიღებული ლიდარის DEM-დან (Lidar DEM); c) TerEx ალგორითმის (REF) გამოყენებით ნახევრად-ავტომატური მეთოდით მიღებული ზედაპირები, პანელის ქვედა ნაწილში ნაჩვენებია პარამეტრები, რომლებიც გამოყენებულ იქნა საკვლევი ზონისთვის; d) ნახევრად-ავტომატური მეთოდით მიღებული რუკის შედეგები გადამოწმდა სავსელ დაკვირვებების საფუძველზე, ამის მაგალითია დრონის ფოტოზე ნაჩვენები ტერიტორია; e) საბოლოო რუკაზე იზოლირებული ტერასების მონაკვეთები ამოღებულია, ხოლო ტერასების კლასტერი გაერთიანებულია და კორელირებულია სხვა უბნებთან (Boichenko et al., 2025 -ის კუბლიკაციიდან).

რუკის გაუმჯობესებას და გადამოწმებას (Papava et al., 1971), რომელიც გასულ საუკუნის მეორე ნახევარშია შედგენილი.

ტერასების დარუკებისთვის გამოვიყენეთ 2014 წლის მარტის თვეში, თბილისის მერიის დაკვეთით შესრულებული an airborne LiDAR გადაღება, რომელიც მოიცავს თბილისის მუნიციპალიტეტს და მოსაზღვრე ტერიტორიებს (504 კმ²). ასევე გამოვიყენეთ თბილისის შემოვლითი გზის საპროექტო სამუშაოებისთვის შესრულებული 2018 წლის LiDAR-ი აერო გადაღება (95 კმ²). ძირითადი სამუშაოები ვაწარმოეთ LiDAR-ის მონაცემებზე დაყრდნობით, რომელიც გადაიღო და მოამზადა ფრანგულმა კომპანია “Aero Photo Europe Investigation-ის” (APEI) მიერ, საქართველოს სახელმწიფო სტრუქტურის დაკვეთის გამო. მონაცემთა შეგროვებისთვის გამოყენებულ იქნა Leica-ს - DMC II/250 და LiDAR system - RIEGL. მთელი სამუშაო განხორციელდა GPS კონტროლერით (GEO CORS), საფრენი აპარატიდან და GPS მიმღებით, რომელიც კონტროლდებოდა და ზუსტდებოდა საბაზისო სადგურით (base station), სამუშაოების გეოდეზიური სიზუსტეა -0.02 მ. წერტილოვანი მონაცემი (point-cloud) და ორთოფოტო მონაცემები მოწოდებული იქნა WGS 84 UTM 38 ზონისთვის. კლასიფიცირებული წერტილოვანი მონაცემი დამუშავდა DEM გამოსახულებად, სადაც უჯრის ზომა შეადგენს 1 მეტრს (გოცირიძე, 2014).

კვლევის პროცესში გამოვლინდა მორფოლოგიურად მნიშვნელოვანი უბნები, რომელებიც ცდებოდა LiDAR დაფარვის ზონებს, და კვლევის არეალის ხელოვნური შეზღუდვის თავიდან აცილების მიზნით ამ ტერიტორიებზე გამოვიყენეთ ALOS-2 30 მეტრიანი (AW3D30) სატელიტური გადაღებით მიღებული ციფრული მოდელი DSM (www.eorc.jaxa.jp). მოდელის შედარებით მცირე დეტალიზაციის გამო უბანი დრონის გადაღებებით და სავსე კვლევებით მიღებული მონაცემით შეივსო და დაიხვეწა.

ზემოთ აღნიშნული მონაცემები ინახება დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტის და სეისმური მონიტორინგის ეროვნული ცენტრის ციფრულ-

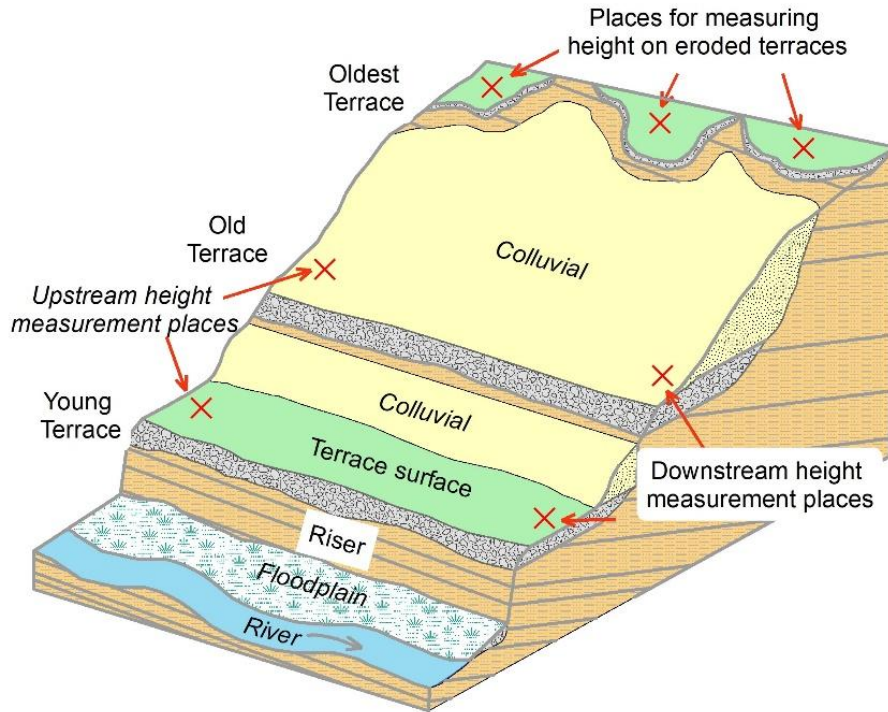
გეოგრაფიულ ბაზაში, რომლებიც გამოყენებული იქნა სადისერტაციო კვლევების ფარგლებში.

7.1.1 მონაცემთა დამუშავება

საკვლევი არეალი მოიცავს ქალაქ თბილისს და მის გარშემო ტერიტორიებს (საერთო ფართი ~800 km²), რომელსაც გააჩნია ნახევრად-არიდული კლიმატისთვის დამახასიათებელი მცენარეული საფარი და ამ მხრივ აერო გადაღებისთვის ხელსაყრელი რეგიონია, თუმცა მრავალსაუკუნოვანი და ფართო ანთროპოგენული ზეგავლენის გამო რელიეფი საკვლევ არეალის დიდ ნაწილზე შეცვლილია. ბუნებრივი რელიეფის ფორმების გარჩევა გართულებულია, მათ შორის მდინარე მტკვრის და მისი შენაკადების პალეო ჭალა-კალაპოტების მდებარეობა და ფორმები. განსაკუთრებით ეს პრობლემა თავს იჩენს ქალაქის ურბანულ ნაწილში. შედარებით ნაკლები ზეგავლენა ერთი შეხედვით საკვლევი უბნის აღმოსავლეთ და სამხრე უბნებზე დაიკვირვება, თუმცა მიწათმოქმედების მრავალსაუკუნოვანი ნიშნები აქაც დაიკვირვება, ასევე ამ უბნებზე სამწუხაროდ არ მოგვეპოვებოდა დეტალური DEM მონაცემები, და კვლევები ძირითადად შედარებით დაბალ ხარისხიანი DEM (AW3D30) მონაცემებით შევასრულეთ რასაც აკომპენსირებდა სავსე დაკვირვებები და კრიტიკულ უბნებში დრონის მეშვეობით ლოკალური აერო დაკვირვებები.

ტერასების დარუკების გეომორფოლოგიური მეთოდები ბოლო რამდენიმე ათწლეულია გამარტივდა და დაიხვეწა ციფრული სასიმალო მოდელების შექმნის შედეგად. შეიქმნა სპეციალური კომპიუტერული პროგრამები ან მათი დამატებები რომლის საშუალებითაც სხვადასხვა გეომორფოლოგიური (და არამარტო) ოპერაციების და დარუკების ავტომატური ან ნახევრად ავტომატური მეთოდით შესრულების საშუალებას იძლევა. მათ შორის რამდენიმე საინტერესო ნაშრომი

არსებობს ჰიდროლოგიური პროცესების შედეგად ჩამოყალიბებული რელიეფის მოსწორებული ფორმების (ტერასები, ჭალა-კალაპოტი) შესასწავლად და შემდგომ ციფრული მოდელის (რუკის) შესაქმნელად (Demoulin et al., 2007; Passalacqua et al., 2012; Bowles and Cowgill, 2012; Stout and Belmont, 2014; Del Val et al., 2015; Hopkins and Snyder, 2016). ამ ნაშრომების გაცნობის შემდეგ შევარჩიეთ რეგიონის სპეციფიკის



ფიგურა 10: მოცემულია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების ზოგადი სიტუაციის ინტერპრეტირებული ნახატი: შედარებით ახალგაზრდა ტერასები მარტივად გაირჩევა რელიეფში, შედარებით ძველი ტერასების რელიეფი კი სახეცვლილია, ეროზირებულია დროებითი ნაკადების და მცირე მდინარეების მიერ. ხშირად გვხვდება ტერასების ზედაპირზე კოლუვიურ-ალუვიური ნალექები, რის გამოც ტერასის პირველადი რელიეფი სახეცვლილია. ამ მიზეზების გამო რთულდება ტერასების გარჩევა რეგიონში. ფიგურაზე ნაჩვენებია გვაქვს არსებული სიტუაციის გათვალისწინებით ის მეთოდი თუ როგორ ხდებოდა ტერასების ზედაპირისთვის სიმაღლეების გაწერა: კარგად იდენტიფიცირებადი ტერასებისთვის ორ ადგილზე ვზომავდით შეფარდებით სიმაღლეს, გაზომვისთვის ვიყენებდით თანამედროვე მდინარის დონეს, ერთ წერტილს ვზომავდით ტერასის იმ მონაკვეთში რომელიც თანამედროვე მდინარის ზემო წელთან იყო ახლო ხოლო მეორეს - ქვემო წელთან (ტერასის გასწვრივ არსებული მდინარის მონაკვეთი იგულისხმება). შედარებით იზოლირებულ, კუნძულოვან ტერასებისთვის მხოლოდ ერთ წერტილს ვიღებდით რადგან მისი ფართობი მცირე იყო და ტერასის ზედაპირის აბსოლუტური სიმაღლე ერთგვაროვანი.

გათვალისწინებით ალუვიური ტერასების აგეგმვისათვის ნახევრად-ავტომატური და მექანიკური მეთოდები. პირველ შემთხვევაში გამოყენებულ იქნა ნახევრად ავტომატიზირებული მეთოდი TerEx toolbox (Stout and Belmont, 2014), ხოლო მეორე შემთხვევაში Lidar-დან ტერასების აციფრვა (hand-digitized polygons) მოხდა ხელით. ავტომატური და ნახევრად ავტომატურ მეთოდების არა ერთი მოდიფიკაციები არსებობს ტერასების მისაღებად (Bowles and Cowgill, 2012; Stout and Belmont, 2013; del Val et al., 2014; Hopkins and Snyder, 2016), კვლევის და რელიეფის სპეციფიკიდან გამომდინარე ჩვენ შევარჩიეთ TerEx toolbox. ეს „თულბოქსი“ ხელმისაწვდომია (https://qcnr.usu.edu/labs/belmont_lab/resources) და მარტივად ასათვისებელია.

ჩვენი კვლევისთვის გამოვიყენეთ პარამეტრების ის ვარიაციები რომელიც მითითებულია Stout and Belmont (2014) კვლევაში. მთლიანობაში გამოვიყენეთ ათეულობით ვარიაცია და ყველაზე რელევანტური ვერსია იქნა შერჩეული (ფიგურა 9c). ნახევრად ავტომატური მეთოდის გამოყენების პროცესში მთავარ პრობლემას წარმოადგენდა ტერასების ზედაპირის ანთროპოგენული სახეცვლა და სხვადასხვა ინფრასტრუქტურული ერთეულების მიერ ხელოვნური “მოსწორებული ზედაპირების” შექმნა, რაც TerEx ისგან მიღებულ შედეგებს მნიშვნელოვნად ამახინჯებდა (ფიგურა 9). მსგავსი პოლიგონების (სამშენებლო პოლიგონები, დიდი ნაგებობები, სტადიონები, ხაზოვანი ინფრასტრუქტურული ერთეულები) გარჩევა, შეფასება და გამორიცხვა მოხდა ხელით, ვიზუალური დათვალიერების შედეგად, სხვადასხვა კვლევებით და საბოლოო შედეგის მისაღებად ინდივიდუალური გაანალიზება მოხდა.

მექანიკური დარუკებისთვის გამოვიყენეთ Lidar-ის 1-მეტრიანი DTM, DSM, DEM და ორთოფოტო მოდელები, მათგან დამუშავებული Hillshade მოდელი და დაფერდების მოდელის გამოყენებით მოვახდინეთ ინდივიდუალურად ალუვიური ტერასების იდენტიფიკაცია და დარუკება. პარალელურად ხდებოდა TerEx იდან მიღებული მოდელის მასალაზე შედარება და ადამიანური, მექანიკური უზუსტობების და

სუბიექტური ფაქტორების შესწორება. ციფრულ ტერასის პოლიგონებს ინდივიდუალურად გავუწერეთ აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლეები (მდ. მტკვრის კალაპოტის პარალელურად), საშუალო მაქსიმუმი და საშუალო მინიმუმი (ფიგურა 10). აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლის ინფორმაციის წყაროს წარმოადგენს Lidar-DTM, საიდანაც ტერასების მკვეთი ელევაციური პროფილების გატარებით ვუთითებდით პოლიგონს სიმაღლეს (ფიგურა 10). შედეგად მოხდა ტერასების სიმაღლეების დაჯგუფება და დონეების განსაზღვრა. ტერასების პოლიგონებისთვის შეგვეძლო სხვა, ავტომატური მეთოდიც გამოგვეყენებინა, თუმცა იქიდან გამომდინარე რომ ტერასებს აქვთ რეგიონში ძალზე ცვალებადი ფორმები და სიმაღლეები, განსაკუთრებით შედარებით ძველ ტერასებს, გვაძლევდა ძალზე დიდ განსხვავებებს წესით ერთი დონის ტერასების ორი სხვადასხვა პოლიგონი. ასევე ტერასის ერთ ზედაპირზე ანთროპოგენული ჩარევების შედეგად ვიღებდით დიდ ჰიფსომეტრიულ ცვლილებებს. ყველაზე საგრძნობი ცვლილებები გამოწვეულია მდინარე მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე არსებულ ტერასებზე საკვლევი არეალის ქვემო (სამხრეთ) წელში, იქ სადაც რელიეფი შედარებით რბილია და დაფერდება თანდათანობით იზრდება. ამ მონაკვეთში ტერასები რომლის გარჩევაც ჩვენ შევძელით ერთმანეთისგან მკვეთრად, საფეხურისებურად არ გამოირჩევა, განსაკუთრებით ძველ ტერასებზე (სოფ. დიდი ლილოს მონაკვეთი). აქ ტერასები პირობითად იქნა გამორჩეული ერთმანეთისგან და მათთვის საშუალო სიმაღლეები რომ გაგვეწერა ავტომატური მეთოდით, გასაშუალოებული ვარიაციებით მივიღებდით საბოლოო შედეგს არაფრის მთქმელს. ამ რეგიონში ტერასების თითოეული ინდივიდის ასეთ დამრეც და დაქანებულ რელიეფს სავარაუდოდ განსაზღვრავს ტერასის რელიეფის მცირე მდინარეების მიერ ეროზიას და მასზე სედიმენტების აკუმულაციას, რაც ტერასის მოსწორებულ, პირვანდელ რელიეფს სახეს უცვლის და ახალ რელიეფს ხდის ძირითადი ეროზიულ ბაზისისკენ (მდინარე მტკვრისკენ) მეტად დაქანებულს (ფიგურა 10). ამის გამო ჩვენ მივიღეთ გადაწყვეტილება ტერასის ზედაპირების ინდივიდუალურად განგვეხილა, მოგვეხდინა მათი დამოუკიდებელი ანალიზი და ასე

შეგვერჩია ციფრულ სასიმაღლო მოდელზე მათთვის საშუალო მაქსიმუმი და საშუალო მინიმუმი სიმაღლეები, რისი საშუალებითაც მოხდა ტერასების დაჯგუფება (ფიგურა 9e).

7.2 ტერასების და ჭალის ალუვიური ქვარგვლების ლითოლოგიური ანალიზი ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

რეგიონის ტერასების გავრცელების, სიმრავლის და სპეციფიკის გამო, მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასების ურთიერთ გარჩევა მხოლოდ მორფოლოგიური პარამეტრებით რთულია, ასევე შედარებით ძველი და დანაწევრებული, მორფოლოგიურად ერთმანეთისგან გათიშულ ჰორიზონტებს შორის ურთიერთ კავშირის დადგენისთვის მივიჩნიეთ მართებულად ტერასების ამგები ალუვიური სედიმენტების შემადგენელ ქვარგვლების პეტროლოგიური მაკროსკოპული და მიკროსკოპული შესწავლა. საკვლევი უბნის მასშტაბით ალუვიური ნალექებიდან, სხვადასხვა ტერასებიდან და ლითოლოგიური ერთეულებიდან, 34 ლოკაციაზე ავიღეთ ნიმუშები, გამომდინარე იქიდან რომ საკვლევი არეალი მდებარეობს ინდუსტრიულად აქტიურ არეალში და ანთროპოგენული ზეგავლენა რელიეფსა და ქანებზე მაღალია, ნიმუშების შეგროვება მდინარის კალაპოტიდან არ გვიწარმოებია და მხოლოდ ტერასის და ჭალის გაშიშვლებებიდან ავიღეთ.

34 ლოკაციაზე, თითოეულ წერტილზე 50-110 (ტერასების ერთგვაროვანი ლითოლოგიური შემადგენლობის შემთხვევაში, ნიმუშების რაოდენობა იყო 50-60) ალუვიური კლასტების ქვარგვლებს ვიღებდით (ნიმუშის ზომა ≥ 3 სმ), შემთხვევითობის წესის დაცვით. ნიმუშებს ვიღებდით ჩვენ მიერ მონიშნულ ტერასის ალუვიური მასალით აგებულ კედელზე, დაახლოებით 1-4 კვ/მ-ის მონაკვეთზე. ნიმუშების აღების შემთხვევითობის წესის დაცვისთვის ვიყენებდით საცერს (31,5 მმ),

რაშიც უხეშად ვყრიდით, მონიშნული არეალიდან ალუვიურ მასალას და 3 სანტიმეტრზე დიდ მასალას ვიღებდით შემდგომი შესწავლისთვის. მთლიანობაში მოხდა 2750 კლასტის შესწავლა და ქანის სახეობის გარკვევა. ლაბორატორიულ პირობებში შევისწავლეთ კლასტები როგორც მაკროსკოპულად ასევე მიკროსკოპულად. მაკროსკოპული დაკვირვებისთვის კლასტის საღ მონატებზე დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტის და სეისმური მონიტორინგის ეროვნული ცენტრის; და გეოლოგიის ინსტიტუტის გეოლოგების მიერ ხდებოდა დაკვირვება და პეტროგროლოგიურ-ლითოლოგიური ანალიზით და არსებული ლიტერატურის გათვალისწინებით ხდებოდა კლასტის დედაქანის დადგენა. იმ შემთხვევაში თუ მაკროსკოპული დაკვირვებით ვერ ხერხდებოდა ნიმუშის პეტროლოგიურად გარჩევა თუ რა ქანს წარმოადგენდა ამ შემთხვევაში შლიფში მათი მიკროსკოპული დაკვირვებით ვახდენდით ქანის ტიპის დაზუსტებას. მიკროსკოპულად სულ შესწავლილ იქნა 30-მდე ნიმუში დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტის და სეისმური მონიტორინგის ეროვნულ ცენტრის გეოლოგიის დეპარტამენტის და ასევე გეოლოგიის ინსტიტუტის ლაბორატორიებში. ნიმუშები ხშირ შემთხვევაში სხვადასხვა ტერასებში მეორდებოდა და ამიტომ პრაქტიკულად კორელაციის მეთოდით მოხდა ათეულობით ნიმუშის მიკროსკოპულად გადამოწმება. თითო წერტილიდან აღებული ათობით კლასტი საკმარისი აღმოჩნდა, რომ წარმოადგენა შეგვიქმნას თუ რომელ წყალშემკრებს ეკუთვნის საკვლევი ნიმუში. ჩვენ ძირითადი ამოცანას შეადგენდა მდინარე მტკვრის ტერასების გამორჩევა მის ლოკალურ შენაკადებისგან ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე.

7.3 მდინარის ამგები კლასტების ორიენტირება (იმბრიკაცია) ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

მდინარის ნაკადი კალაპოტში არსებულ ქვარგვალეებზე დიდ ზეგავლენას ახდენს (გადატანა, დალექვა, მასალის დამუშავება), ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ალუვიური სედიმენტაციის ნიშანთვისებაა მდინარის კალაპოტში დინების ძალით, აკუმულირებულ მეტნაკლებად ბრტყელ ქვარგვალეების ნაკადის საპირისპირო მიმართულებით დალაგება, დომინოს ქვებივით. ამ მოვლენას ალუვიური კლასტების იმბრიკაცია ქვია და მდინარის ტრაექტორიის იდენტიფიკაციის ერთ-ერთ საშუალებას წარმოადგენს (Rust, 1972; Potter and Pettijohn, 1977; Whisonant R., 1987).

კლასტების ორიენტირების ანალიზი ჩვენ საკვლევ არეალში არ ჩატარებულა. კვლევის მანძილზე შევეცადეთ რომ მაქსიმალურად მოგვეცვა მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების ტერასების ამგები ალუვიური კლასტების შესწავლა ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე. ეს კვლევა უშუალოდ დაკვირვების მონაკვეთზე გვეუბნება თუ კლასტების დალექვის პროცესში მდინარის ნაკადი რა მიმართულებით მიედინებოდა. დაკვირვებებს ველზე ვაწარმოებდით „ბრანტონის“ კომპასით (სიზუსტე $< 1^\circ$), ხოლო შემდეგ, შეკრებილ მონაცემს ვაანალიზებდით კომპიუტერულ პროგრამაში “Stereonet 10” (Allmendinger et al., 2011). თითო დაკვირვების წერტილზე დაახლოებით 1-4 კვ/მ ის ტერასის გაშიშვლებულ მონაკვეთზე, ვზომავდით 30-60 კლასტს. გაზომვის პროცესში ვადგენდით კლასტის დაქანების აზიმუტს და დახრის კუთხეს. მონაცემი შეგვყავდა ზევით აღნიშნულ პროგრამაში და მზადდებოდა თითოეულ წერტილის სტერეობადე სადაც მოცემული იყო კლასტების ორიენტირება. იმ შემთხვევაში თუ დაკვირვების ქვეშ მყოფი ტერასას ქონდა განცდილი ტექტონიკური დეფორმაცია და ალუვიური მასალით აგებული ფენა იყო დაქანებული 2-3°-ით მეტით, მაშინ ხდებოდა ამ ფენის სტრუქტურული ანალიზი, მიმართების და დახრის კუთხის დადგენა და აღნიშნული მონაცემის გათვალისწინება კლასტების სტერეობადის შედგენისას. Stereonet 10 ავტომატურად გადაითვლის საშუალებას

იძლევა შრის დეფორმაციის შემთხვევაში, რაც სამუშაოს გვიადვილებდა (Potter and Pettijohn, 1977; Stereonet 10 Allmendinger et al., 2011). მთლიანობაში კლასტების ორიენტირება დადგინდა 40 წერტილზე, მთლიანობაში დაახლოებით ~1500 კლასტის წოლის ფორმა გაიზომა.

7.4 განამარხებული კოსმოგენური ნუკლიდების დათარიღება ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის მდინარეულ ტერასებზე

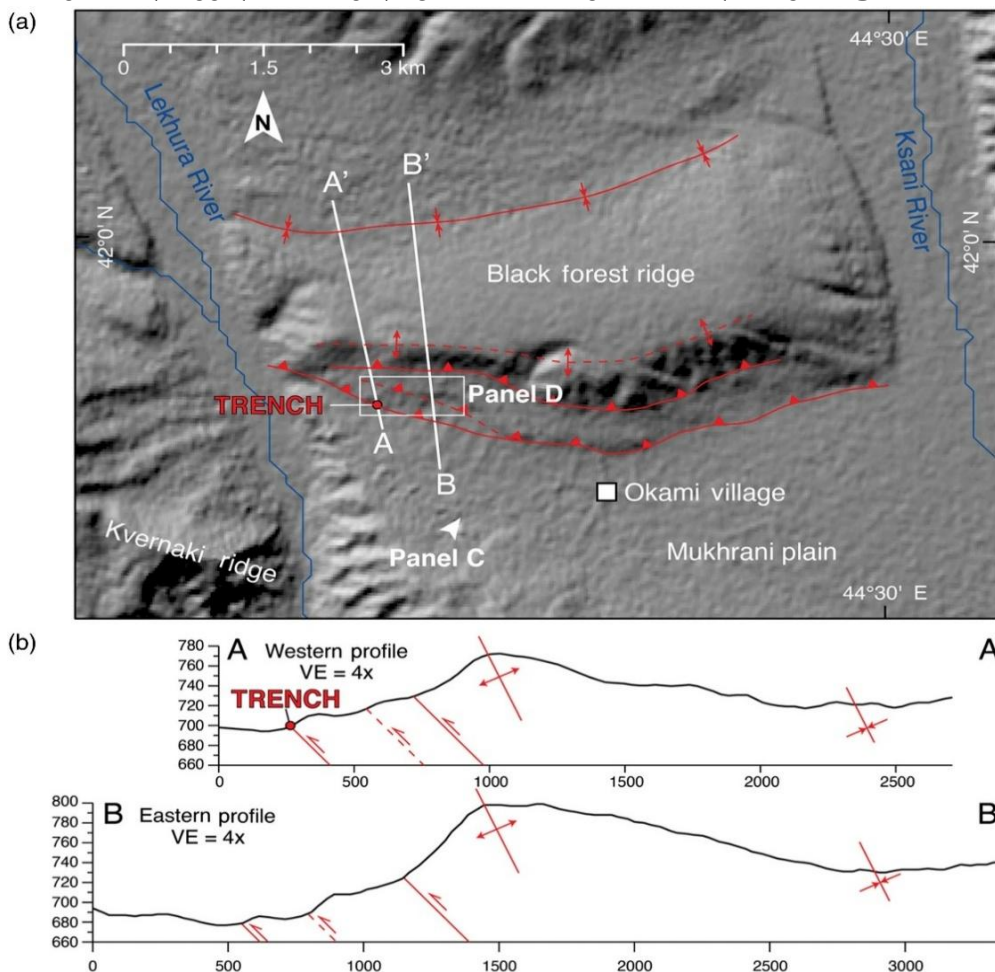
ძალიან ცოტა ინფორმაციაა ათნშს-აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების ასაკის შესახებ. ტერასების ალუვიური ნალექების სპეციფიკურობიდან და ჩვენი შეზღუდული რესურსების გამო, ჩვენ გამოვიყენეთ განამარხებული კოსმოგენური ნუკლიდების (^{10}Be , ^{21}Ne და ^{26}Al) დათარიღების მეთოდი. შევარჩიეთ ტექტონიკურად და მორფოლოგიურად მნიშვნელოვანი და კარგად განსაზღვრული ტერასები. ნიმუშები ავიღეთ ლაბორატორიის წარმომადგენლების ინსტრუქციის მიხედვით. შევარჩიეთ შედარებით მძლავრი ალუვიური ნალექებით მდიდარი ტერასები, და კონგლომერატებში ჩართული ქვიშით მდიდარ ფენებიდან და ლინზებიდან ავიღეთ ნიმუშები. დათარიღების მეთოდის სპეციფიკის გათვალისწინებით ნიმუშები ავიღეთ ხელოვნური, ახალი გაშიშვლებებიდან, რათა თავიდან აგვეცილებინა ხელმეორე კოსმოგენური ნუკლიდების პოტენციური დაგროვება. ჩვენ ავიღეთ სულ ოთხი ნიმუში, ოთხი სხვადასხვა ტერასიდან: GLD (გლდანი), MKG (მუხათგვერდი), KSH (ქაშუეთი) და MKH (მახათა). ნიმუშები მომზადდა AMS-სთვის (ამაჩქარებლის მასის სპექტრომეტრია) კიოლნის უნივერსიტეტში. ლაბორატორიული პროცედურა მოიცავდა 250 - 500 μm ზომის საცრებით გაცრას და წვრილი ფრაქციის მიღებას, რასაც მოჰყვა მაგნიტური დამუშავება მაფური მასალის მოსაშორებლად. ნიმუშები შემდეგ დამუშავდა რამდენიმე ღამის განმავლობაში კონცენტრირებულ HCl-ის და

განზავებულ HF/HNO₃-ის ულტრაბგერით აბაზანაში (Kohl and Nishiizumi, 1992), რათა მიეღოთ კოსმოსური ¹⁰Be-ით მდიდარი სუფთა კვარცი. ICP-OES (ინდუქციურად დაწყვილებული პლაზმური ოპტიკური ემისიის სპექტრომეტრია) გამოიყენებოდა კვარცის სიწმინდის შესამოწმებლად, ძირითადად დაბალი შემცველობის Al-ის შესამოწმებლად, შემდეგ კი ნიმუშები გაიხსნა კონცენტრირებულ HF/HNO₃-ში და მიღებული იქნა დაახლოებით 300 მკგ Be და Al. Be-ისა და Al-ის გამოყოფისთვის გამოიყენება Binnie et al., (2015)-ში აღწერილი ერთსაფეხურიანი სვეტის პროცედურა. დაწნეხილი Be და Al გაზომილი იყო კიოლნის უნივერსიტეტის AMS-ზე (Dewald et al., 2013), ნორმალიზებული Nishiizumi et al.,-ის (2007) მიერ მომზადებული სტანდარტების მიხედვით. განამარხებული კოსმოგენური ნუკლიდების დათარიღების ასაკი გამოითვალა Granger -ის (2014) მიხედვით, ნიადაგის სიმკვრივე განისაზღვრა 1,68 გ/სმ³-ით. პროდუქტიულობის მაჩვენებელის კოეფიციენტები გამოთვლილია Matlab-ის სკრიპტებიდან Lifton et al. (2014). კონტრიბუციული არეალის საშუალო სიმაღლე, გრძედი და განედი მიღებული იყო 1 Arc-Second SRTM ციფრული სასიმაღლო მოდელიდან. ორი ნიმუშიდან (MKG და GLD) აღებული იქნა ²¹Ne ანალიზისთვის. ნიმუშები (~500 მგ) გადაიტანეს W-cup-ში და დაიხურა W-lid-ით (Boichenko et. al., 2025).

7.5 ოკამის პალეოსეისმური ტერიტორიის ზოგადი აღწერა და კვლევის მეთოდოლოგია

აერო და კოსმოსური გადაღებების გამოყენებით და შემდგომ საველე დაკვირვებების საშუალებით შევისწავლეთ ქართლის აუზის ჩრდილოეთ საზღვარი. რღვევის სკარპისთვის (Fault scarp) დამახასიათებელი ნიშნებით შევარჩიეთ პალეოსეისმური თხრილის ადგილი ე.წ შავი ტყის ქედის სამხრეთ კიდეზე მდინარე ლეხურას მარცხენა

სანაპიროზე, სოფელ ოკამის მიმდებარედ (ფიგურა 3, 11). შავი ტყის ქედის სერი (~750–800 მ ზღვის დონიდან) ყოფს სუსტად დახრილ უკანა (ჩრდილოეთ) ფერდობს, და სამხრეთის (წინა) უფრო ციცაბო ფერდობს. სამხრეთი ციცაბო ფერდობს წინ რელიეფში იკითხება მეორადი ქედი, რომელიც ~150 მ სიგანისაა და მაქსიმუმ ~40 მ სიმაღლის

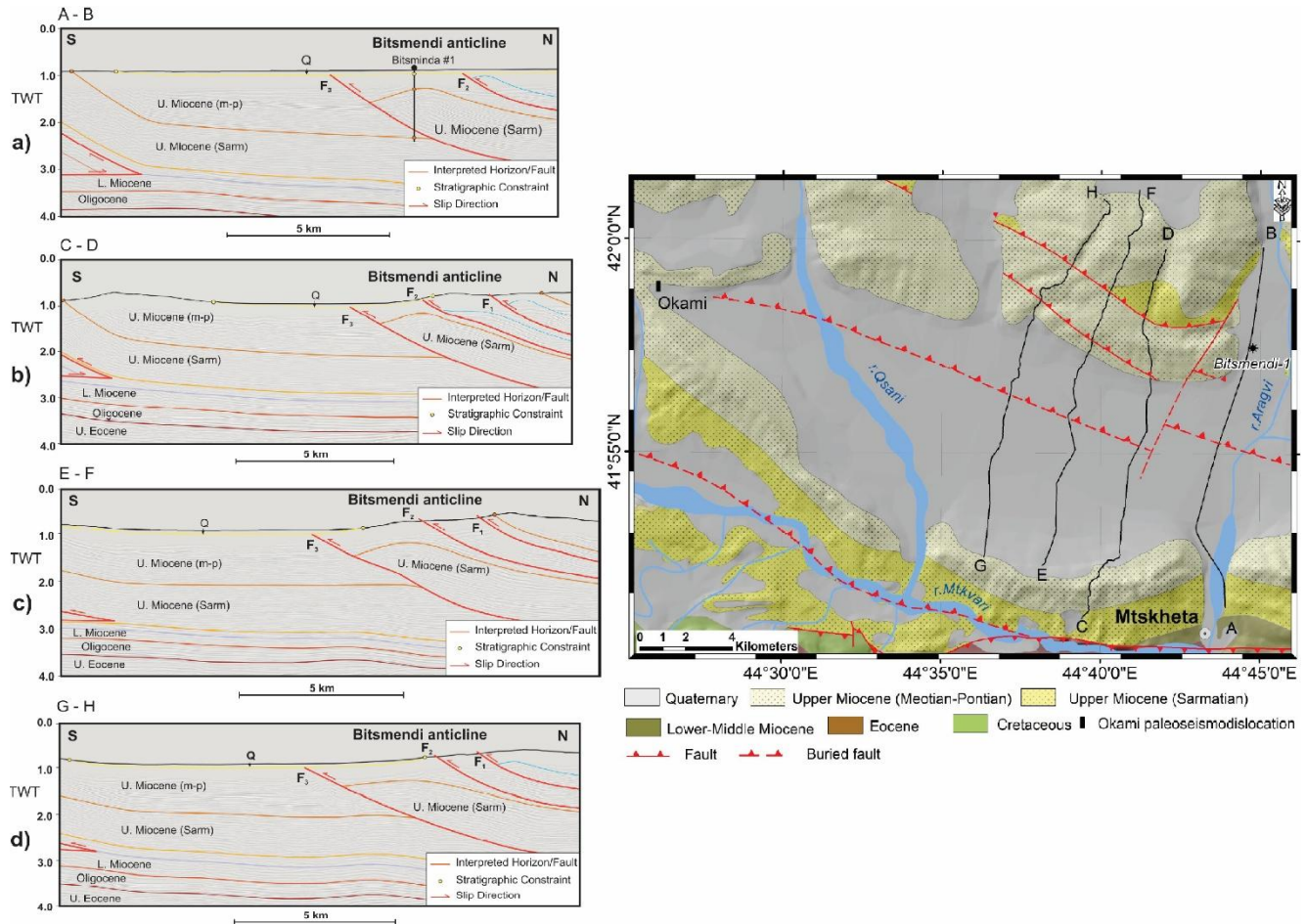


ფიგურა 11: ოკამის თხრილის (Trench) ლოკაცია და ადგილობრივი სტრუქტურული კონტექსტი
 a) შავი ტყის ქედის გამარტივებული სტრუქტურული რუკა: წითელი ხაზები აღნიშნავს სტრუქტურებს (წყვეტილი ხაზებით ნაჩვენებია სავარაუდო სტრუქტურები), რომლებიც დაფუძნებულია ტოპოგრაფიაზე და ამგები ქანების შრეების ექსპოზიციებზე ქსნის და ლეხურას მდინარეების გასწვრივ. წითელი წერტილი მიუთითებს ოკამის თხრილის ადგილმდებარეობას. რელიეფის ციფრული მოდელი მიღებულია SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან. b) ტოპოგრაფიული პროფილები: SRTM30 ტოპოგრაფიული მონაცემებიდან მიღებული პროფილები აჩვენებს მცირე, მეორე ხარისხოვან ქედებს შავი ტყის ქედის სამხრეთ საზღვრის გასწვრივ. წითელი ხაზები აღნიშნავს სტრუქტურებს, რომლებიც ინტერპრეტირებულია პანელ (a)-ში ტოპოგრაფიის საფუძველზე. ტოპოგრაფია და სტრუქტურები ვერტიკალურად გაზვიადებულია. სამხრეთით მდებარე ქედზე და თხრილის ჩრდილოეთ ნაწილში დაკვირვებული ჩრდილოეთისკენ დახრილი ტოპოგრაფია სავარაუდოდ გამოწვეულია ფრონტალური შეცოცების თავზე მდებარე დანაოჭებით. პროფილების მდებარეობები

(სამხრეთით მდებარე მუხრანის ვაკესთან შედარებით) (ფიგურა 11). ჩრდილოეთით მდებარე მთავარი ქედის ანალოგიურად, მეორე ხარისხოვან ქედსაც ფერდობები ასიმეტრიული აქვს, ჩრდილოეთისკენ მცირე დახრილობის ფერდობით მთავარ ქედამდე და უფრო ციცაბო დახრილობის სამხრეთ ფერდობით (ფიგურა 11). პალეოსეისმური თხრილი მდებარეობს სწორედ ამ ფრონტალური ქედის სამხრეთ ფერდობის ძირში. სავსე კვლევების დროს ჩვენ მიერ შავი ტყის ქედი ინტერპრეტირებული იქნა, როგორც სამხრეთ ვერგენტული ანტიკლინი, რომელიც ჩამოყალიბდა ჩრდილოეთით დაქანებული მთავარი რღვევის ზევით. ეს რღვევა დასავლეთით მდინარე ლეხურას ხეობაში დაიკვირვება, სადაც ალუვიური ნალექები აქვს დისლოცირებული. ამ რეგიონში ნიადაგის ზედაპირი ინტენსიურად მუშავდება და წარსულშიც მუშავდებოდა, სავარაუდოდ 2000 წელზე მეტი ხნის განმავლობაში, და ადამიანები ბინადრობდნენ ამ ტერიტორიაზე 30 000 წელზე მეტი ხნის განმავლობაში, ახლომდებარე არქეოლოგიური შესწავლილობის მიხედვით (მაგ., Bar-Yosef et al., 2011), რაც პალეოსეისმური კვლევებისთვის გარკვეულ გამოწვევას წარმოადგენს.

კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცების სარტყლის ფრონტალურ ზოლში ამ რღვევის არსებობა დგინდება ასევე ღრმა სეისმური საძიებო კვლევებითაც (Alania et al., 2020), ოკამის პალეოსეისმური კვლევის ადგილიდან აღმოსავლეთით (ფიგურა 12), ოთხ სეისმურ საძიებო პროფილზე გამოვლინდა ფრონტალური რღვევა, რომელიც ოკამის რღვევის აღმოსავლეთ გაგრძელებას წარმოადგენს, და სავარაუდოდ ეს რღვევა მუხრანის ვაკეს ჩრდილოეთით უწყვეტლევ გაუყვება. ეს შეცოცება ჩრდილოეთითაა დაქანებული და ზედაპირზე მკაფიოდ არ ჩანს, იმის გამო რომ რღვევის უდიდესი ნაწილი მეოთხეულ სედიმენტებში გამოდის ზედაპირზე. არაგვის აღმოსავლეთ (მარცხენა) ნაპირზე, კნშს-ის უკიდურეს სამხრეთ პერიფერიაზე, ასევე დაფიქსირებული გვაქვს არაგვის მეორე ტერასა, რომელიც დეფორმირებულია სავარაუდოდ ტექტონიკური ზემოქმედებით. ეს დეფორმირებული ტერასა პირდაპირ კავშირშია ღრმა სეისმურ არეკვლილ პროფილებში დაფიქსირებული ფრონტალურ რღვევის ზედა ბაგეში განვითარებულ

ბიწმენდის ანტიკლინთან. გვიან მეოთხეულ პერიოდში სწორედ ამ ანტიკლინის ტექტონიკურ აქტივობის მანიშნებელია დეფორმირებული ტერასაც.



ფიგურა 14: ინტერპრეტირებული დრმა სეისმური პროფილები, სადაც მკაფიოდ ჩანს ქართლის აუზის და კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის შეხების ზონაში დაბალი კუთხით ჩრდილოეთით დაქანებული ფრონტალური რღვევა ბიწმენდის ანტიკლინის სამხრეთით. ეს რღვევა ჩვენი აზრით იგივე რღვევაა რაც ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში იქნა დაფიქსირებული (Alania et al., 2020-ის პუბლიკაციიდან).

პალეოსეისმური თხრილისთვის შეირჩა ადგილი, შავი ტყის ანტიკლინის (ბიწმენდის ანტიკლინის დასავლეთ გაგრძელება) სამხრეთით მდებარე ტექტონიკური საფეხურის უკიდურეს ფრონტალურ ზონაზე. იქ სადაც რელიეფი მოსწორებას იწყებს და გადადის მუხრანის ვაკეში. ჩვენი ინტერპრეტაციით სწორედ აქ უნდა ყოფილიყო კნშს-ს ფრონტალური რღვევის ახალგაზრდა განშტოება. ჩვენს მიერ ინტერპრეტირებულ რღვევის სკარპის გადამკვეთად გაითხარა 25 მეტრი სიგრძის თხრილი, რის შედეგადაც

გამოვლინდა რღვევისა და დეფორმაციის ნიშნები ზედაპირთან ახლოს. თხრილის კედლები გაიწმინდა და თოკის გამოყენებით 1 მეტრიან ბადით დაიქსელა. თითოეული 1x1 მეტრიანი ბადის განყოფილების ფოტოები მორგებული იყო კომპიუტერული პროგრამის მეშვეობით ერთმანეთზე და აიგო ერთიანი მოზაიკა. შემდეგ დაიბეჭდა 1:5 მასშტაბით და დამატებითი სიზუსტისთვის, საველე პირობებში გადამოწმდა და მასზე მოხდა დაფიქსირება სანტიმეტრიან სიზუსტით ჭრილზე არსებული მნიშვნელოვანი ერთეულები. ამის შემდეგ, ჩვენ გავაერთიანეთ ეს სურათები, ერთიან მოდელად ჩვენი ინტერპრეტაციებით. ჭრილის აღწერისას, ჩვენ დავაჯგუფეთ და დავყავით ნიადაგისა ფენები საჭიროებისამებრ, რათა განვსაზღვროთ წარსული სეისმური მოვლენები და გამოვყოთ სტრატეგრაფიული ერთეულები. სიმარტივისთვის დავყავით სტრატეგრაფიული ერთეულები და დავნომრეთ ქვევიდან ზევით, ანუ ძველიდან ახალგაზრდისკენ. თხრილის ერთეულების დათარიღებისთვის ჩვენ შევავროვეთ ორი ტიპის ნიმუშები, ერთი AMS-ისთვის (ამაჩქარებლის მასის სპექტრომეტრია), ხმელეთის გასტროპოდების ნამარხები (ლოკოკინები) და ორგანული მასალით მდიდარი ნიადაგის ნიმუშები. *Xeropicta derbentina* და *Helix lucorum* ლოკოკინების სახეობები გავრცელებული იყო როგორც თხრილის ფენებში, ასევე მიმდებარე ტერიტორიის ზედაპირზეც, თანამედროვე, ცოცხალი ინდივიდები. გასტროპოდების მთლიანი და ფრაგმენტული ნიმუშები შეგროვდა თხრილის ფენებიდან და ნიმუშები გაიგზავნა კალიფორნიის უნივერსიტეტის ირვინ კეკის ნახშირბადის ციკლის ლაბორატორიაში (the University of California Irvine Keck Carbon Cycle Facility) ^{14}C მეთოდით დათარიღებისთვის. ხმელეთის ლოკოკინების რადიოკარბონული მეთოდით დათარიღებისას გარკვეულ გამოწვევებს წავაწყდით. ზოგიერთი სახეობა ცხოველმოქმედებისას მოიხმარს ნიადაგში არსებულ ძველ კარბონატებს, რამაც შეიძლება გამოიწვიოს დათარიღებისას არაზუსტი, ხანდაზმული ასაკების ფიქსაცია საბოლოო შედეგისას. ამ მოვლენამ შეიძლება მნიშვნელოვნად შეცვალოს ასაკი, ასობით ან ათასობით წელიწადის სხვაობით (Goodfriend and Stipp, 1983; Goodfriend, 1987). მცირე ინდივიდები, როგორც

წესი, ნაკლებად იძლევიან მსგავს ანომალიურ განსხვავებებს (Pigati et al., 2004, 2010). ამის გადასაჭრელად, ჩვენ შევავსოვეთ ლოკოკინების თანამედროვე ნიჟარები, რათა გავზომოთ ^{14}C აქტივობა, იმისთვის რომ დაგვეფიქსირებინა ძველი ნახშირბადის ეფექტი და მოგვეხდინა კორექტირება. ეს მიდგომა ყოველთვის სრულყოფილად არ გამოირიცხავს აღნიშნულ პრობლემას. ამიტომ ჩვენ ასევე დავათარიღეთ ორგანიკით მდიდარი ნიადაგის ნიმუშები, საიდანაც ლაბორატორიულ პირობებში ნახშირის ექსტრაქცია მოხდა და დათარიღებისთვის. მიღებული მონაცემი შევადარეთ ლოკოკინების ასაკს, რის საშუალებითაც მოხდა მონაცემების კორექტირება.

8. შედეგები

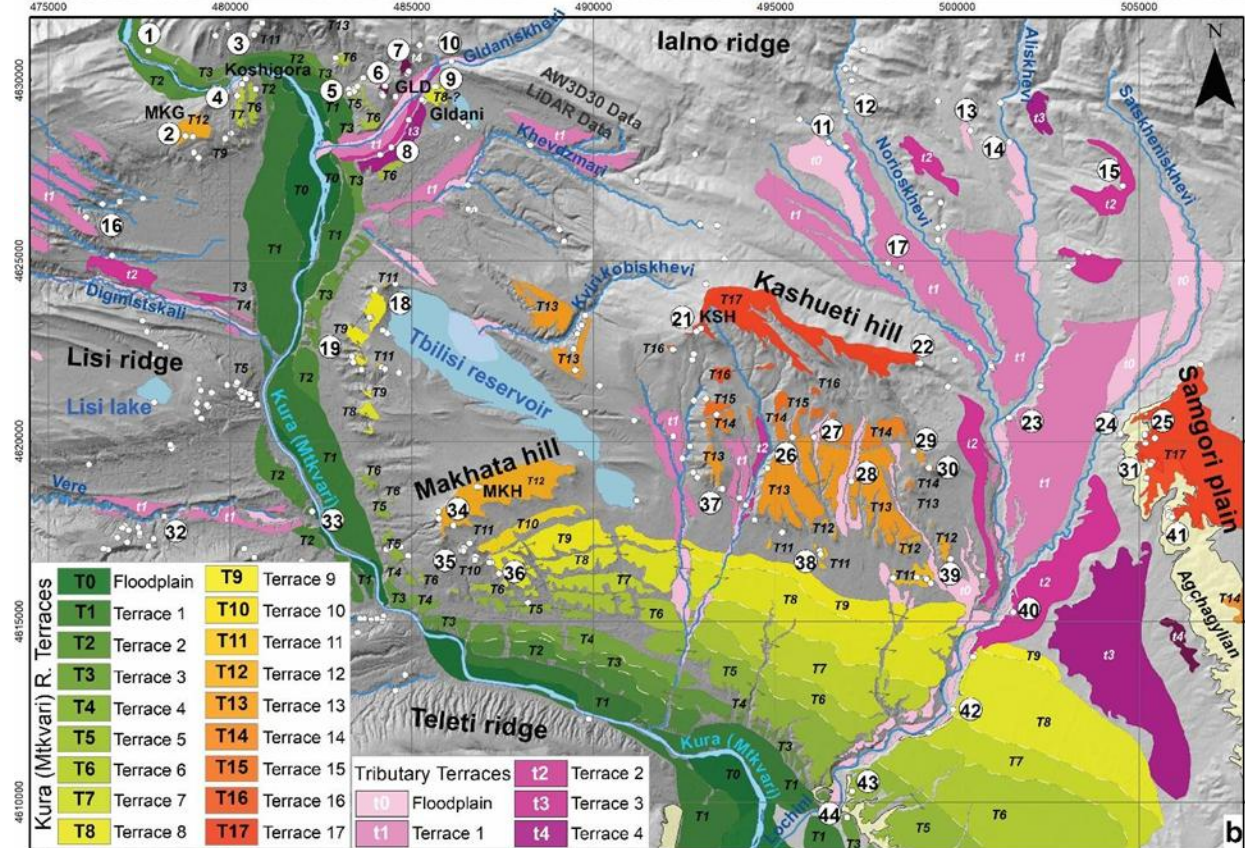
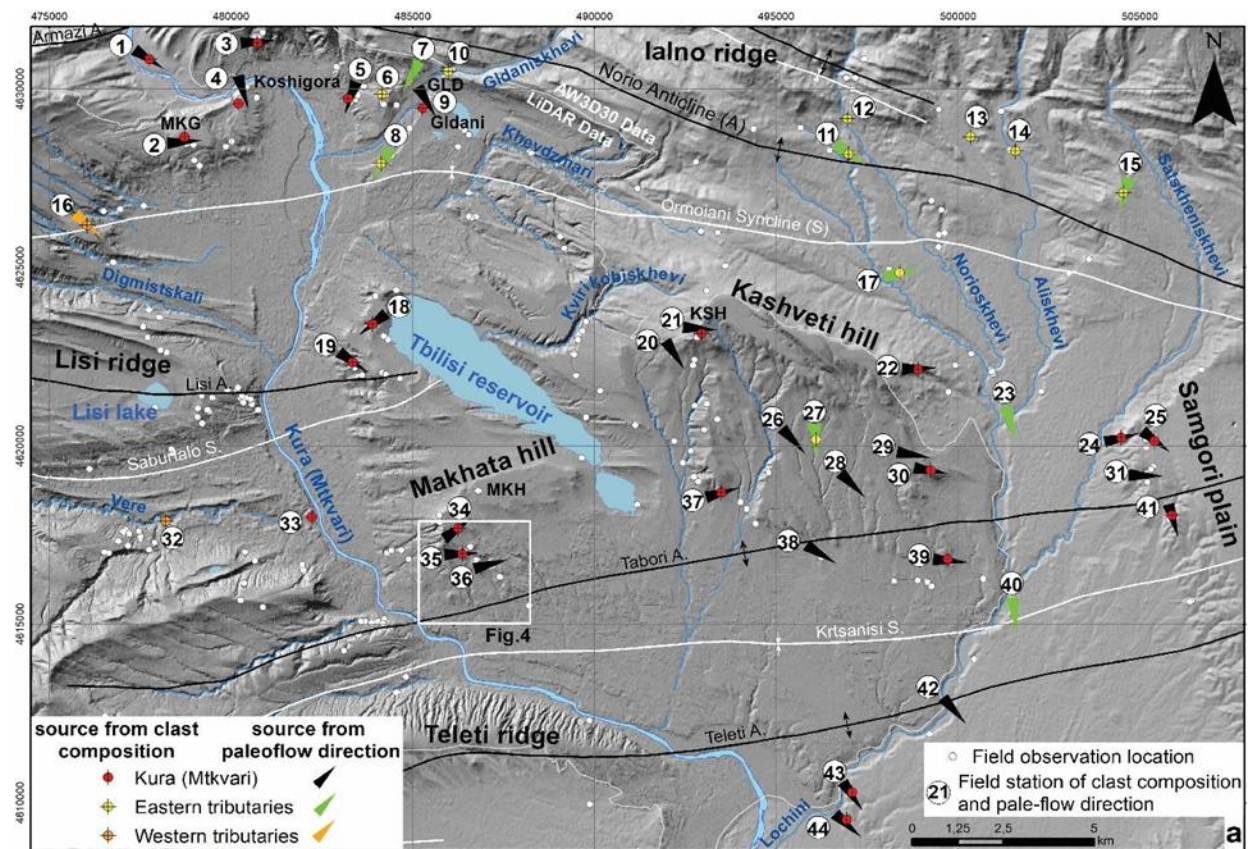
8.1 ციფრული სასიმაღლო მოდელის ანალიზი და ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ტერასების რუკა

ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტში კვლევის შედეგად მოხდა მდ. მტკვრის 18 ჰიფსომეტრიული ჰორიზონტის გამოყოფა, ჭალა (<5 მ) და 17 ტერასა (ფიგურა 13), საერთო ფართობით 242 კმ², მთლიანობაში 310 პოლიგონი. პირველი ტერასა (ახალგაზრდა) მდ. მტკვრის თანამედროვე კალაპოტის დონიდან ზევით, 10-22 მეტრის ფარგლებში მერყეობს. ყველაზე ზედა (ძველი) ტერასა მდ. მტკვრიდან 690 (მაქსიმალური) მეტრ სიმაღლეზეა (ქაშვეთის ტერასა), რომლიც სიმაღლე კლებულობს აღმოსავლეთით 575 მეტრამდე. რეგიონში ტერასები ფართოდაა გავრცელებული, მათ ზედაპირებს ბუნებრივი სახე შეცვლილი აქვს, ტექნოგენური ზემოქმედების და სავარაუდოდ ტექტონიკური დეფორმაციების გამო, ერთეული ტერასის ზედაპირის შეფარდებითი სიმაღლეები ვარირებს ერთეული მეტრიდან რამდენიმე ათეული მეტრის ფარგლებში (მაგალითად მეჩვიდმეტე ტერასა 690-575 მ). სიმაღლის მსგავსი

ცვალებადობის გამო ტერასების სხვადასხვა დონის სიმაღლეებს შორის მცირედი ურთიერთ კვეთა ვლინდება სხვადასხვა უბნებზე.

რეგიონში ტერასების ფართოდ გავრცელების გამო LiDAR-ის მონაცემებით ტერასების კვლევამ საქმე გაამარტივა და დეტალიზაცია გაზარდა. თუმცა მტკვრის ძველი ტერასების (ტერასები T12>) ზედაპირები ხშირ შემთხვევაში სახეცვლილია მცირე მდინარეების და დროებითი ნაკადების მოქმედების შედეგად (ეროზია, სედიმენტაცია) (ფიგურა 10). რის გამოც რელიეფში რთულად იკითხებიან, როგორც დამოუკიდებელი მორფოლოგიური ერთეულები და წარმოადგენენ ერთიან უწყვეტ ფერდობს, დახრილს დროებითი ნაკადების დენის პარალელურად, მდ. მტკვრის თანამედროვე კალაპოტისკენ (ფიგურა 13b). მსგავს შემთხვევებში პირობითად მოგვიწია ტერასების განცალკევება (მაგ: პატარა და დიდი ლილოს მონაკვეთ), მსგავსი სურათია ასევე შედარებით ახალგაზრდა ტერასების შემთხვევაში, თბილისსა და რუსთავს შორის მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე (ტერასები T6-T10), სადაც რელიეფის ჰიფსომეტრიული ცვლილებები მცირეა და რელიეფი ერთგვაროვანია. გარდა ამ მონაკვეთებისა რეგიონში ტერასები რელიეფში მკაფიოდ იკითხება - ძირითადად მოსწორებულ, თანამედროვე მდინარის დენის მიმართულებით მცირედ დახრილ რელიეფის ფორმებს წარმოადგენენ. ტერასების ზედაპირები ძირითადად დაფარულია სხვადასხვა სიმძლავრის (0.5~40 მ) ალუვიური მასალით, რომელიც განლაგებულია რეგიონში გავრცელებულ პალეოგენურ-ნეოგენურ ქანებზე (სტრატ-ტერასები), ზოგ შემთხვევაში ტერასის ზედაპირები ეროზიულია და ალუვიური მასალა ძალზე მცირეა ან საერთოდ არ დაიკვირვება (მდ. კვირიკობის-ხევის სიახლოვეს არსებული T13 ტერასები. ფიგურა 13b) .

რეგიონში გარდა მტკვრის ტერასების მეპინგისა ასევე მოხდა მისი შენაკადების ტერასების აციფრვა და დარუკება: გლდანის-ხევი, დიდმის-წყალი, ვერე, ლოჭინი და სხვ. ამ მდინარეების ტერასების კლასიფიცირება იგივე პრინციპით მოხდა და შესაბამისი ვიზუალიზაციით გამოვყავით რუკაზე (ფიგურა 13b).



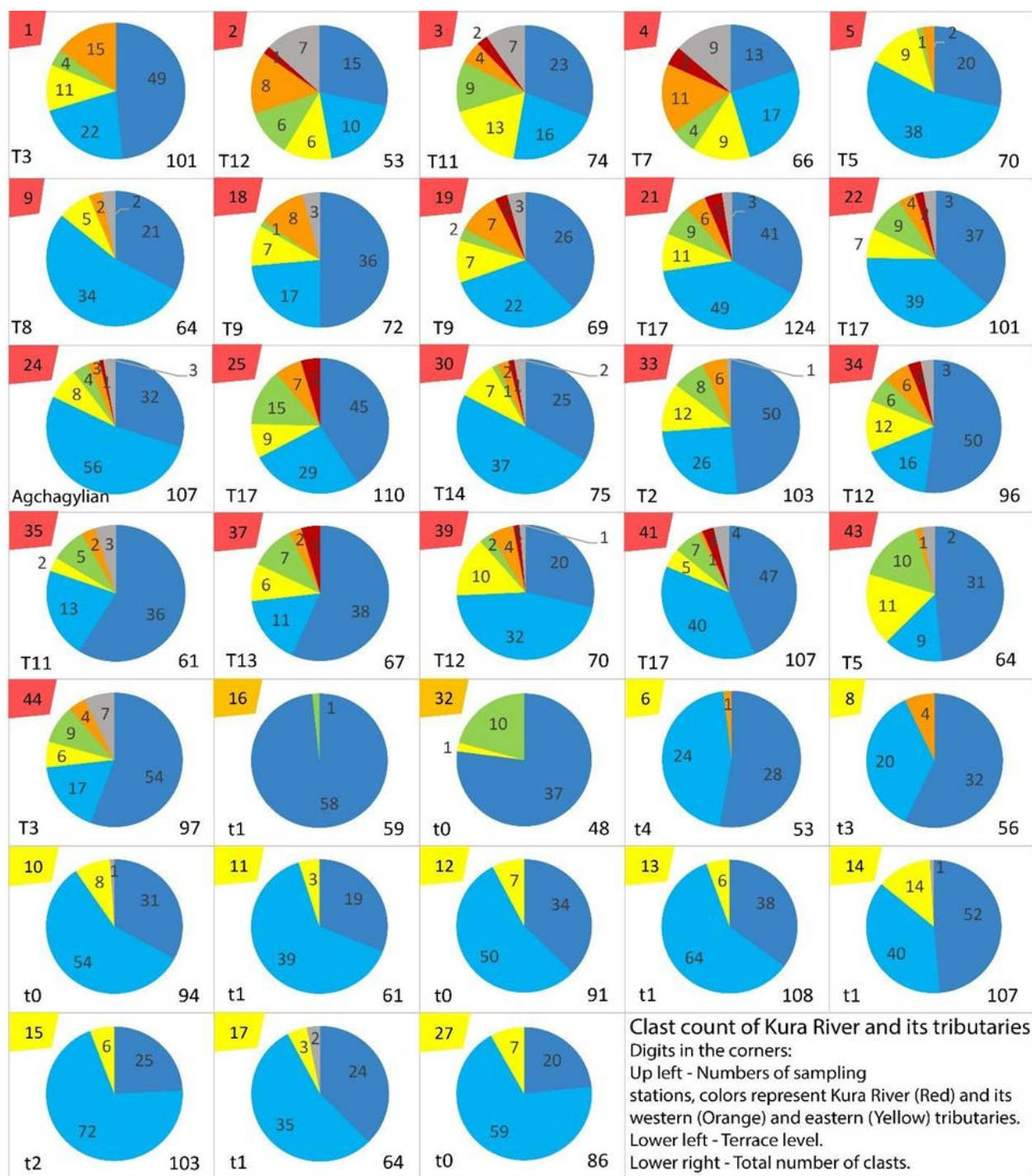
ფიგურა 15: ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის რუკა: a) ლოკაციები მიუთითებს, სადაც დადგენილია კლასტების შემადგენლობა (ჯვრიანი წერტილები) და პალეოდინეები (ისრები მიუთითებს პალეო-მდინარის დინების მიმართულებას), ასევე სხვა საველე დაკვირვების ლოკაციები (თეთრი წერტილები); b) საბოლოო გეომორფოლოგიური აგეგმვის შედეგად მიღებული ტერასების რუკა, რომელიც მიღებულია საველე დაკვირვებებისა და DEM ანალიზის ინტეგრაციის შედეგად. პანელ a-ში წერტილები და ისრები ფერებით არის კოდირებული, რაც მიუთითებს ჩვენ ინტერპრეტირებულ სავარაუდო წყაროს (დაწვრილებითი ახსნა იხილეთ ძირითად ტექსტსა და ფიგურებში 14 და 15). სტრუქტურ გეოლოგიური მასალა აღებული არსებული ლიტერატურიდან (Papava et al. 1971). ტერასები, რომლებიც აღნიშნულია მწვანე-ყვითელი-ნარინჯისფერი ფერებით (T0-დან T17-მდე), წარმოადგენს მდ. მტკვრის ტერასებს, ხოლო ვარდისფერი ფერის ტერასები ადგილობრივ შენაკადებს მიეკუთვნება. ტერასა T17 (ქაშუეთის ტერასა) არის ყველაზე მაღალი საკვლევ ტერიტორიაზე, აბსოლუტური მაქსიმალური სიმაღლით ~1090 მეტრი ზღვის დონიდან და შეფარდებითი სიმაღლით ~690 მეტრი თანამედროვე მტკვრის დონიდან. საყურადღებოა რომ პანელ ბ-ში ტერასები ყველაზე მეტად გვხვდება იმ ზონებში, სადაც მტკვარი კვეთს არმაზი-ნორიოს, ლისის და თაბორის ანტიკლინებს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელში.

8.2 ალუვიური დეპოზიტების ლითოლოგიური აღწერის შედეგები ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

მთლიანობაში შეგროვებული და მაკროსკოპულად შესწავლილი იქნა ლაბორატორიულ პირობებში 2750 კლასტი, ხოლო 30 შლიფში მოხდა მიკროსკოპული კვლევით ქანის იდენტიფიკაცია. ნიმუშები მდინარის ჭალის და ტერასების ქარაფებიდან ავიღეთ 34 წერტილში და მაქსიმალურად მოვიცავით საკვლევი უბანი (ფიგურები 13a, 14).

მდ. მტკვრის აუზი საკვლევი უბნის ზევით მოიცავს პეტროლოგიურად კომპლექსურ რეგიონს, რის გამოც საკვლევ არეალში ჭალის და ტერასების ამგები კლასტები შესაბამისად მრავალფეროვნებით გამოირჩევიან. ზოგადად ჭარბობს დანალექი ქანები: ქვიშაქვები გვხვდება როგორც კარბონატული ასევე არაკარბონატული, მსხვილმარცვლოვანი, საშუალო და წვრილმარცვლოვანი; შედარებით ნაკლებად გვხვდება თიხა-ალუვრითიანი მასალა, როგორც წესი შედარებით მცირე ზომის

ნატეხების სახით (<5 სმ); ასევე დაიკვირვება სიჭარბე რეგიონის ჩრდილოეთ მონაკვეთზე (საგურამო-იალნოს ზოლი) კარბონატული ქანებისა, ძირითადად მონაცრისფრო კირქვების სახით; პიროკლასტური ქანების გავრცელება სახასიათოა ზოგიერთი ტერასისთვის და მნიშვნელოვან ინდიკატორს წარმოადგენს რეგიონში. პიროკლასტური ქანები ძირითადად წარმოდგენილია საშუალო და ფუძე შედგენილობის შუა ეოცენური ტუფებით და ტუფო-ბრექჩიებით, მათი ძირითადი წყარო აჭარა-თრიალეთის ამავე ასაკის ვულკანური მძლავრი კომპლექსებია და მტკვრის მარჯვენა შენაკად მდინარეების ქალა-ტერასების ქვარგვალეების მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენენ. შედარებით უფრო ხშირად გვხვდება ექსტრუზიული ქანების ქვარგვალეები. ჩვენს მიერ აღწერილი იქნა ბაზალტი, ანდეზიტი, დაციტი და დოლერიტ-პორფირული სახესხვაობები. ძირითადი წყარო ექსტრუზიული ქანებისა ასევე აჭარა-თრიალეთის ეოცენური და ასევე ცარცული ვულკანური კომპლექსებია; ინტრუზიული ქანები საკვლევ არეალში შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება, ძირითადად წარმოდგენილია დიორიტით, კიდევ უფრო იშვიათად გვხვდება გაბრო, ტრაქიტი და გრანიტოიდები. ინტრუზიული ქანები ცალსახად მდ. მტკვრის აუზის იმ მონაკვეთიდან განიცდის ეროზია-ტრანსპორტირებას, რომელიც საკვლევ არეალის ზევით მდებარეობს (იგულისხმება მდ. მტკვრის აუზი), ეს ფაქტი საკმაოდ კარგ ინდიკატორს წარმოადგენდა რეგიონში ტერასების იდენტიფიკაციისთვის, ვინაიდან ინტრუზიული ქანის რუდიტების არსებობა ცალსახად მიუთითებდა მდ. მტკვრის პალეო-ნაკადზე და არა მის რეგიონულ შენაკადებზე, ვინაიდან ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე ინტრუზიული ქანები არ დაიკვირვება. საკმაოდ ხშირად გვხვდებოდა ქვარგვალეების სახით მინერალის ნამსხვრევები: კაჟი, კვარცი და კალციტი, მათი არსებობა ტერასებში ამ ეტაპზე ნაკლებ ინფორმატიული იყო, მიუხედავად ამისა მათი დოკუმენტირება მაინც მოხდა.



The colors represent groups of clastic deposits - ● Sandstone; ● Carbonate rocks; ● Murdock; ● Pyroclastic; ● Effusive rocks; ● Intrusive rocks; ● Minerals (Calcite, Quartz).

ფიგურა 18: „პაი-დიაგრამები“, რომლებიც გვიჩვენებს ტერასების ნალექებიდან კლასტების შემადგენლობის გამარტივებულ პოპულაციებს. თითოეული პანელის მარცხენა ზედა კუთხეში მოცემული ნომრები შეესაბამება ფიგურა 13a რუკაზე ნაჩვენებ საველე ლოკაციებს. ისინი ფერებით კოდირებულია, ინტერპრეტირებულია წყაროს მიხედვით (წითელი = მტკვრის ტერასა, ნარინჯისფერი და ყვითელი = მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა შენაკადები, შესაბამისად). კლასტების პოპულაციები განსაზღვრავს ტერასების ნალექების სამ ძირითად ტიპს: პირველი ტიპი ხასიათდება მრავალფეროვანი პოპულაციებით, რაც მიეკუთვნება მტკვარს, განპირობებულია მდ. მტკვრის ზემო აუზის გეოლოგიური მრავალფეროვნებით (იხილეთ ფიგურა 8c). დანარჩენი ორი ტიპი უფრო ჰომოგენურია, თუმცა მათ შორის დომინანტი ქანების ტიპები გამოირჩევა: მეორე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა მცირე რაოდენობით პიროკლასტური მასალით, ხოლო მესამე ტიპში დომინირებს ქვიშაქვა, თიხაქვა და კარბონატული ქანები. ეს ორი ტიპი მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა ნაპირების შენაკადების სედიმენტებს მიეკუთვნება, შესაბამისი თანმიმდევრობით. ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

8.2.1 შლიფების აღწერა

ქვევით მოცემულია იმ ნიმუშების შლიფების აღწერები, რომლებიც მაკროსკოპულად ვერ იქნა დადგენილი. იქიდან გამომდინარე რომ სხვადასხვა ტერასებში ქვარგვანები მეორდება და აქ აღწერილი ნიმუშების ანალოგიური ქანები გვხვდება სხვა ტერასებში არსებულ ქვარგვანებში, მარტივად ვახდენდით მათ იდენტიფიკაციასაც და ვადგენდით ქანის ტიპს. საშლიფე ნიმუშები აღებულია სამი ლოკაციიდან: თბილისის ზღვის დასავლეთით მდებარე მტკვრის მე-9 ტერასიდან (ფიგურა 13-ზე წერტილი #19); მდ. ლოჭინის აღმოსავლეთით მდებარე მდ. მტკვრის მე-17 ტერასიდან (წერტილი #25); და მდ. მტკვრის და მდ. ლოჭინის შესართავთან მდებარე მდ. მტკვრის მე-5 ტერასიდან (წერტილი #43).

ქვიშაქვები:

#19-6: ქანი აგებულია კვარცის, კარბონატის, იშვიათად, პლაგიოკლაზის და მადნეული მინერალის ნატეხებით. ყველა ეს ნატეხი შეცემენტებულია კარბონატული მასით. შლიფში აღინიშნება გაქლორიტებული უბნებიც. გარდა ამისა შლიფში არც თუ ისე

იშვიათია ფაუნის ნაშთიც (ფორამინიფერები). ქანი წარმოადგენს - კარბონატულ ქვიშაქვას.

#25-5: ქანი წარმოადგენს წვრილმარცვლოვან კარბონატულ ქვიშაქვას, რომელიც აგებულია კვარცის, პლაგიოკლაზის, კარბონატის და მადნეული მინერალის ნატეხებით, რომელთა შორის ხშირად შეიმჩნევა ქლორიტი. ყველა ეს ნატეხი შეცემენტებულია წვრილმარცვლოვანი კარბონატული მასით.

კარბონატული ქანები:

#19-3: ნიმუში წარმოადგენს ორგანოგენულ კირქვას. იგი აგებულია კარბონატული მასალით, რომელშიც იშვიათად შეინიშნება კვარცის წვრილი მარცვლები. კარგად შეინიშნება ფაუნის ნაშთიც, რომელიც წარმოდგენილია ფორამინიფერებით, ნუმულიტებით, ორსაგდულიანებითა და მარჯნებით. შეინიშნება, წვრილმარცვლოვან მასასთან შედარებით, მსხვილმარცვლოვანი და კრისტალური უბნები, რომლებიც აგებულია კარბონატით.

#25-1: ნიმუში მთლიანად აგებულია კარბონატული მასალით, რომელშიც, იშვიათად, შედარებით დიდ გადიდებაზე, შეინიშნება ფაუნის ნაშთები. ქანი წარმოადგენს ორგანოგენულ კირქვას.

#25-4: წვრილმარცვლოვან ძირითად მასაში, შეინიშნება კარბონატის სფეროლიტები და იშვიათად კვარცის ნატეხები. მერგელი.

#43-7: ქანი წარმოადგენს წვრილმარცვლოვან მერგელს. რომელიც ხასიათდება როგორც შერეული უბნებით, ასევე უფრო კარბონატული ან უფრო თიხოვანი უბნებით.

#43-9: ნიმუში აგებულია კარბონატული მასალით, რომელშიც შეინიშნება კვარცის წვრილი მარცვლები და იშვიათად გლაუკონიტი. დიდ გადიდებაზე შეინიშნება ფაუნის ნაშთიც. ქანი წარმოადგენს ორგანოგენულ კირქვას.

#43-12: ნიმუში მთლიანად აგებულია კარბონატული მასალით, რომელშიც, იშვიათად, დიდ გადიდებაზე, შეინიშნება ფაუნის ნაშთი. ქანი წარმოადგენს ორგანოგენულ კირქვას.

თიხა-ალევიტები:

#19-8: ქანი წარმოადგენს სუსტად კაჟიან თიხაფიქალს, რომლის ძირითად მასაში შეინიშნება კვარცის და კალციტის უწყვილესი მარცვლები. გარდა ამისა ქანში შეინიშნება კარბონატული ძარღვები, რომელთა სიმძლავრე - 2-3-მმ-ია.

პიროკლასტები:

#19-2: ქანი წარმოადგენს ტუფო-ქვიშაქვას, რომელიც აგებულია კვარცისა და პლაგიოკლაზის ნატეხებით, რომელთა შორის, იშვიათად, აღინიშნება სერიციტის და გაქლორიტებული ბიოტიტის ქერცლები, ზოგ ადგილას შეინიშნება კარბონატიც. ყველა მინერალის მარცვლები ძლიერ კუთხოვანია. ქანში შეინიშნება კვარც-კარბონატული შედგენილობის ძარღვები, რომელთა სიმძლავრე 12 მმ-მდეა.

#19-5: წვრილმარცვლოვანი ტუფო-ქვიშაქვა, რომელიც აგებულია კვარცის, პლაგიოკლაზისა და მადნეული მინერალის ნატეხებით, რომელთა შორის ხშირად აღინიშნება ქლორიტის ქერცლები. ზოგ ადგილას შეინიშნება კარბონატიც. აღინიშნება ასევე მადნეული მინერალის ან/და გრაფიტის ძარღვები.

#19-9: ნიმუში აგებულია ცემენტით და სხვადასხვა მინერალის მარცვლების ნატეხებით. ამ ნატეხების ძირითადი ნაწილი პიროქსენია, თუმცა აღინიშნება რქატყუარის მარცვლებიც. იშვიათად შეიმჩნევა პლაგიოკლაზის ნატეხებიც. გარდა ამისა აღსანიშნავია კარბონატი და ქლორიტი. საკმაოდ ბევრია მადნეული მინერალი. ნიმუში წარმოადგენს - კრისტალოკლასტურ ტუფს.

#19-12: წვრილმარცვლოვანი კრისტალოკლასტური ტუფის კონტაქტი საშუალო შედგენილობის ინტრუზიულ სხეულთან. ნიმუში მთლიანად არის ძლიერ გაქლორიტებული. შეიმჩნევა მინერალების როგორც მსხვილი ასევე წვრილი ნატეხები. ყველაზე მსხვილი ნატეხებით არის წარმოდგენილი პლაგიოკლაზი.

#25-2: ტუფობრექტია, რომელშიც აღინიშნება სხვადასხვა მინერალისა და ქანის ნატეხები. ძირითადად გვხვდება პლაგიოკლაზის კლასტური მარცვლები, ზოგჯერ დამგრვალეზულ ფორმებში. პლაგიოკლაზი ძირითადად ზონალურია, რაც მიგვითითებს მჟავე წარმოშობაზე. ქანში შეიმჩნევა ასევე კვარცის ნატეხები. ისევე როგორც პლაგიოკლაზი იგი ხან დაკუთხულია ხან მომგრვალეზული. ძირითადი მასის შედგენილობა გაურკვეველია, თუმცა იგი გავს კვარც-პლაგიოკლაზურს.

#25-8: ტუფო-ქვიშაქვა - რომელიც აგებულია ძირითადად კვარცისა და პლაგიოკლაზის ნატეხებით, რომელთა შორის ხანდახან აღინიშნება გაქლორიტებული ბიოტიტის ქერცლები, ზოგან შეინიშნება კარბონატიც. ქანში შეინიშნება კვარც-კარბონატული შედგენილობის ძარღვები, რომელთა სისქე 2-დან - 6 მმ-მდეა.

#25-9: ნიმუში აგებულია სხვადასხვა მინერალების ნატეხებით. ნატეხები თითქმის თანაბარმარცვლოვანია და წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, კვარცით, პიროქსენით, ამფიბოლით და მადნეული მინერალით. მარცვლებს შორის ხშირად შეინიშნება ქლორიტი. ნიმუში წარმოადგენს ტუფო-ქვიშაქვას.

#43-1: ქანი წარმოადგენს ტუფო-ქვიშაქვას, რომელიც აგებულია ძირითადად კვარცისა და პლაგიოკლაზის ნატეხებით, რომელთა შორის ხანდახან აღინიშნება გაქლორიტებული ქარსების ქერცლები, ზოგ ადგილას შეინიშნება კარბონატიც. ყველა მინერალის მარცვლები ძლიერ კუთხოვანია. ქანში შეინიშნება კვარც-კარბონატული შედგენილობის ძარღვები, რომელთა სიმაღლე - 6 მმ-მდეა.

#43-2: ნიმუში აგებულია იზოტროპული ცემენტით (ვულკანური ფერფლი), რომელშიც შეინიშნება მინერალების კლასტური მარცვლები, რომლებიც წარმოდგენილია

პლაგიოკლაზით, იშვიათად, პიროქსენით და ამფიბოლით. აღინიშნება ასევე მადნეული მინერალიც. ნიმუში წარმოადგენს კრისტალოკლასტურ ტუფს.

#43-3: ქანი აგებულია კვარცისა და პლაგიოკლაზის ნატეხებით, რომელთა შორის ხშირად აღინიშნება ბიოტიტის ქერცლები, რომლებიც ხშირად გაქლორიტებულია. ზოგ ადგილას შეინიშნება კარბონატიც. ყველა მინერალის მარცვლები ძლიერ კუთხოვანია. ქანი - ტუფო-ქვიშაქვა.

#43-5: ნიმუში წარმოადგენს ვულკანური მინის და წვრილმარცვლოვანი კრისტალოკლასტური ტუფის კონტაქტს. რომელთა შორის გვხვდება კარბონატული მარღვი, რომელიც ზოგან გარშემორტყმულია კვარცის კრისტალებით. თვითონ კარბონატულ მარღვში ხშირად შეინიშნება კვარცის სფეროლითები. ვულკანურ მინაში იშვიათად აღინიშნება ამფიბოლისა და პლაგიოკლაზის უწვრილესი მარცვლები. ასევე მადნეული მინერალის, სავარაუდოდ პირიტის მარცვლები. რაც შეეხება ტუფს, იგი აგებულია ვულკანური ფერფლით და ამფიბოლის, პლაგიოკლაზის და იშვიათად კვარცის ნატეხებით. ვულკანური მინის და ტუფის ძირითადი მასა გაქლორიტებულია.

#43-11: ქანი აგებულია ძირითადად კვარცისა და პლაგიოკლაზის ნატეხებით, რომელთა შორის ხანდახან აღინიშნება თეთრი ქარსის ქერცლები, გარდა ამისა ზოგ ადგილას შეინიშნება კარბონატიც. ყველა მინერალის მარცვლები ძლიერ კუთხოვანია. შეინიშნება გაქლორიტებაც. ქანი - ტუფო-ქვიშაქვა.

ვულკანური ქანები:

#19-4: თლილის ძირითადი მასა აგებულია ვულკანური მინით რომელში აღინიშნება პლაგიოკლაზის წვრილი ნემსები. ამ ძირითად მასაში აღინიშნება სფეროიდული წარმონაქმნები რომლებიც ამოვსებულია კარბონატით. გარდა ამისა აღინიშნება მთლიანად შეცვლილი, ამფიბოლში გადასული, პიროქსენის მარცვლები. ძირითადი მასის სტრუქტურა - ინტერსერტალურია. ნიმუში წარმოადგენს ანდეზიტ-ბაზალტს.

#19-7: ნიმუში აგებულია გაქლორიტებული და სუსტად გაბზარული ვულკანური მინით, რომელშიც შეინიშნება კვარცის, პლაგიოკლაზის და იშვიათად კარბონატის და ცეოლითის სფეროიდული წარმონაქმნები. ქანი ეფუზიური წარმოშობისაა და სავარაუდოდ - დაციტია. ქანი შეცვლილია და აღინიშნება შედარებით მსხვილი ძლიერ ქსენომორფული მარცვლები. შესაძლებელია, ეს ნიმუში - დაციტური შედგენილობის ტუფია.

#25-6: ნიმუში აგებულია გაქლორიტებული და გაბზარული ვულკანური მინით, რომელშიც შეინიშნება კვარცის, პლაგიოკლაზის და იშვიათად ცეოლითების სფეროიდული წარმონაქმნები. ქანი ეფუზიური წარმოშობისაა და სავარაუდოდ - დაციტია.

#25-10: ნიმუში წარმოადგენს დენადი სტრუქტურის მქონე ეფუზიურ ქანს. სტრუქტურა - ტრაქიტული, არათანაბარმარცვლოვანი. წვრილმარცვლოვან დენად მასაში, რომელშიც აღინიშნება ვულკანური მინა და პლაგიოკლაზის წვრილი წაგრძელებული მარცვლები შეიმჩნევა პლაგიოკლაზის და სანიდინის შედარებით მსხვილი იდიომორფული მარცვლები. გარდა ამისა შეიმჩნევა მოზრდილი სრულად იზოტროპული მარცვლები, რომლებიც ფორმით გავს რქატყუარას. ნიმუში წარმოადგენს სავარაუდოდ, ტრაქიტს.

#43-6: ნიმუში აგებულია გაქლორიტებული და გაბზარული ვულკანური მინით, რომელშიც შეინიშნება კვარცის, პლაგიოკლაზის და იშვიათად ცეოლითების სფეროიდული წარმონაქმნები. ქანი ეფუზიური წარმოშობისაა და სავარაუდოდ - დაციტია.

ინტრუზიული ქანები:

#19-10: ნიმუში აგებულია პლაგიოკლაზის მსხვილი მარცვლებით რომელთა შორის აღინიშნება შეცვლილი, ამფიბოლში გადასული, მელანოკრატული მინერალი, სავარაუდოდ პიროქსენი. ქანის სტრუქტურა - ოფიტურია. პლაგიოკლაზის მარცვლები

ძლიერ შეცვლილია. მარცვლების ზომები სიგრძეში 5 მმ-ს აღემატება. აღსანიშნევია ასევე აპატიტის იდიომორფული და მსხვილი კრისტალები და ასევე რუტილის წვრილი ნემსების დიდი რაოდენობა. მადნეული მინერალი - მაგნეტიტია. ქანი წარმოადგენს დიაბაზ - პორფირიტს.

#25-3: თლილში შეინიშნება წვრილმარცვლევანი, ძირითადად, პლაგიოკლაზით აგებული სუსტად შეცვლილი ძირითადი მასა, რომელშიც აღინიშნება პლაგიოკლაზის, რქატყუარის და მადნეული მინერალების პორფირული გამონაყოფები. ქანის სტრუქტურა - პორფირულია. ყველა ეს მინერალი ძირითადად იდიომორფულია და საღია, თუმცა ზოგან აღინიშნება სუსტი შეცვლა. პლაგიოკლაზის პორფირული მარცვლების ზომა სიგრძეში ზოგჯერ 2.5 მმ აღემატება. რქატყუარა კი სიგრძეში არაუმეტეს 1.5 მმ. პლაგიოკლაზი ზონალურია ზოგჯერ ემჩნევა პოლისინთეტური მრჩობლები. ასევე პოლისინთეტური მრჩობლები ახასიათებს რქატყუარას. ნიმუში წარმოადგენს დიორიტ - პორფირიტს.

#25-7: ნიმუში აგებულია წვრილმარცვლოვანი ძირითადი მასით, რომელიც აგებულია პლაგიოკლაზის წვრილი და წაგრძელებული მარცვლებით. ძირითად მასაში აღინიშნება პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები. ქანის სტრუქტურა - ოფიტურია. პლაგიოკლაზის მარცვლები ძლიერ შეცვლილია. მარცვლების ზომები სიგრძეში 3 მმ-ს აღემატება. იშვიათად გვხვდება მადნეული მინერალი. ხშირია რუტილის წვრილი ნემსები. ქანი წარმოადგენს დიაბაზ-პორფირიტს.

#43-8: ნიმუში აგებულია წვრილმარცვლოვანი ძირითადი მასით, რომელიც აგებულია პლაგიოკლაზის წვრილი და წაგრძელებული მარცვლებით. ამ ძირითად მასაში აღინიშნება პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები, იშვიათად - ამფიბოლის. ქანის სტრუქტურა - ოფიტურია. პლაგიოკლაზის მარცვლები ძლიერ შეცვლილია. მარცვლების ზომები სიგრძეში 3 მმ-ს აღემატება. აღსანიშნავია ასევე რუტილის წვრილი ნემსების დიდი რაოდენობა. იშვიათად გვხვდება მადნეული მინერალიც. ქანი წარმოადგენს დიაბაზ-პორფირიტს.

#43-10: თლილში შეინიშნება წვრილმარცვლოვანი პლაგიოკლაზით აგებული შეცვლილი ძირითადი მასა, რომელშიც აღინიშნება პლაგიოკლაზის, რქატყუარის, იშვიათად ბიოტიტის, კვარცის და მადნეული მინერალის პორფირული გამონაყოფები. ქანის სტრუქტურა - პორფირულია. მინერალები, როგორც იდიომორფულია, ასევე ქსენომორფულიც. ხშირად შეინიშნება შეცვლა. პლაგიოკლაზის პორფირული მარცვლების ზომა სიგრძეში ზოგჯერ 7 მმ აღემატება. რქატყუარა კი სიგრძეში არაუმეტეს 3 მმ. პლაგიოკლაზი ზონალურია ზოგჯერ ემჩნევა პოლისინთეტური მრჩობლები. ასევე პოლისინთეტური მრჩობლები ახასიათებს რქატყუარას. ნიმუში წარმოადგენს კვარციან დიორიტ - პორფირიტს.

8.3 კლასტების ლითოლოგიური კლასიფიკაცია და რეგიონში განაწილება

აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის (ათნშს) აღმოსავლეთ სეგმენტზე მდინარეულ ტერასებში იკვეთება კლასტების ძირითადი სამი ტიპის ლითოლოგიური შედგენილობა, რომელთაც პირობითად დავარქვით სახელები იმის და მიხედვით თუ საიდან ვრცელდება კლასტები მდინარის სედიმენტებში:

აჭარა-თრიალეთის ტიპი - მდ. მტკვრის მარჯვენა შენაკადების ჭალა-ტერასებში გვხვდება და აგებულია ერთგვაროვანი ლითოლოგიით, ძირითად მასას წარმოადგენს პალეოგენური ასაკის კარბონატული და ასევე არაკარბონატული ქვიშაქვები, შედარებით მცირე რაოდენობით პიროკლასტური მასალა (ფიგურა 13 - #16; 32).

საგურამო-იალნოს ტიპი - ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე დამახასიათებელია მდ. მტკვრის მარცხენა შენაკადებისთვის, რომლებიც სათავეს იღებენ საგურამოს და იალნოს ქედებიდან. ეს ორი ქედი წარმოადგენს პარალელურ (W-E) მიმართების მცირე ქედებს, რომელიც ჩამოყალიბებულია ქართლის აუზის, მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებით

სარტყლის და ათნშს-ის შორის. აგებულია მხოლოდ ნეოგენური დანალექი ქანებით (ქვიშაქვები, კირქვები, თიხაქვები). საგურამოს და იალნოს ქედებიდან მომდინარე მდინარეების (გლდანის-ხევი, ხევძმარი, ლოჭინი, ნორიოს-ხევი და სხვ.) ჭალა და ტერასები აგებულია სწორედ ამ შედგენილობის კლასტებით.

საკვლევი უბნის ჩრდილოეთში მდ. მტკვრის და მდ. გლდანის-ხევის მონაკვეთში განსხვავებულ ჰიფსომეტრიულ სიმაღლეებზე ფიქსირდება რამდენიმე ტერასა (ფიგურა 13). მათი კონგლომერატების ლითოლოგიური მახასიათებლები ძალიან ჰგავს საგურამო-იალნოს ტიპს. დომინირებაა ქვიშაქვების, კირქვების და თიხაქვების (98-93%), თუმცა მცირე რაოდენობით (2-7%) გვხვდება ექსტრუზიული ქანების კლასტები, დოლერიტ-პორფირიტი და ბაზალტი, აღნიშნული ქანები დამახასიათებელია მდ. მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე მდებარე აჭარა-თრიალეთისთვის. აქედან გამომდინარე ამ ტერასების მიკუთვნება მდ. მტკვრის ტერასებისთვის მივიჩნიეთ მართებულად, რადგან ექსტრუზიული ქანის კლასტები მდ. მტკვრის მარცხენა შენაკადების პალეო-დინებაში მოხვედრა ნაკლებად სავარაუდოა, თუ მეორად გადალექვასთან არ გვაქვს ადგილი. ეს უკანსაკნელი გამოვრიცხეთ რადგან რელიეფში უფრო მაღლა, ამ არეალში კონგლომერატების სხვა სტრატეგრაფიული ერთეული (მაგალითად დუშეთის წყება, ან სარმატული ასაკის კონგლომერატების ჰორიზონტი) ვერ დავაფიქსირეთ, საიდანაც შესაძლებელი იქნებოდა ტერასებში მოხვედრილიყო მაგმური ქანების კლასტები. დანალექი ქანების სიჭარბე აიხსნება აღნიშნული ტერასების ახლოს მდებარეობით საგურამოს ქედთან, საიდანაც მცირე მდინარეების პალეო-ნაკადების საშუალებით დიდი რაოდენობით კლასტური მასალა ტრანსპორტირება ხდება ქედის სამხრეთ ფერდობზე, სადაც უერთდება მდ. მტკვარს და ხდებოდა საგურამო-იალნოს ქედების ამგები ქანების ჭარბი აკუმულაცია.

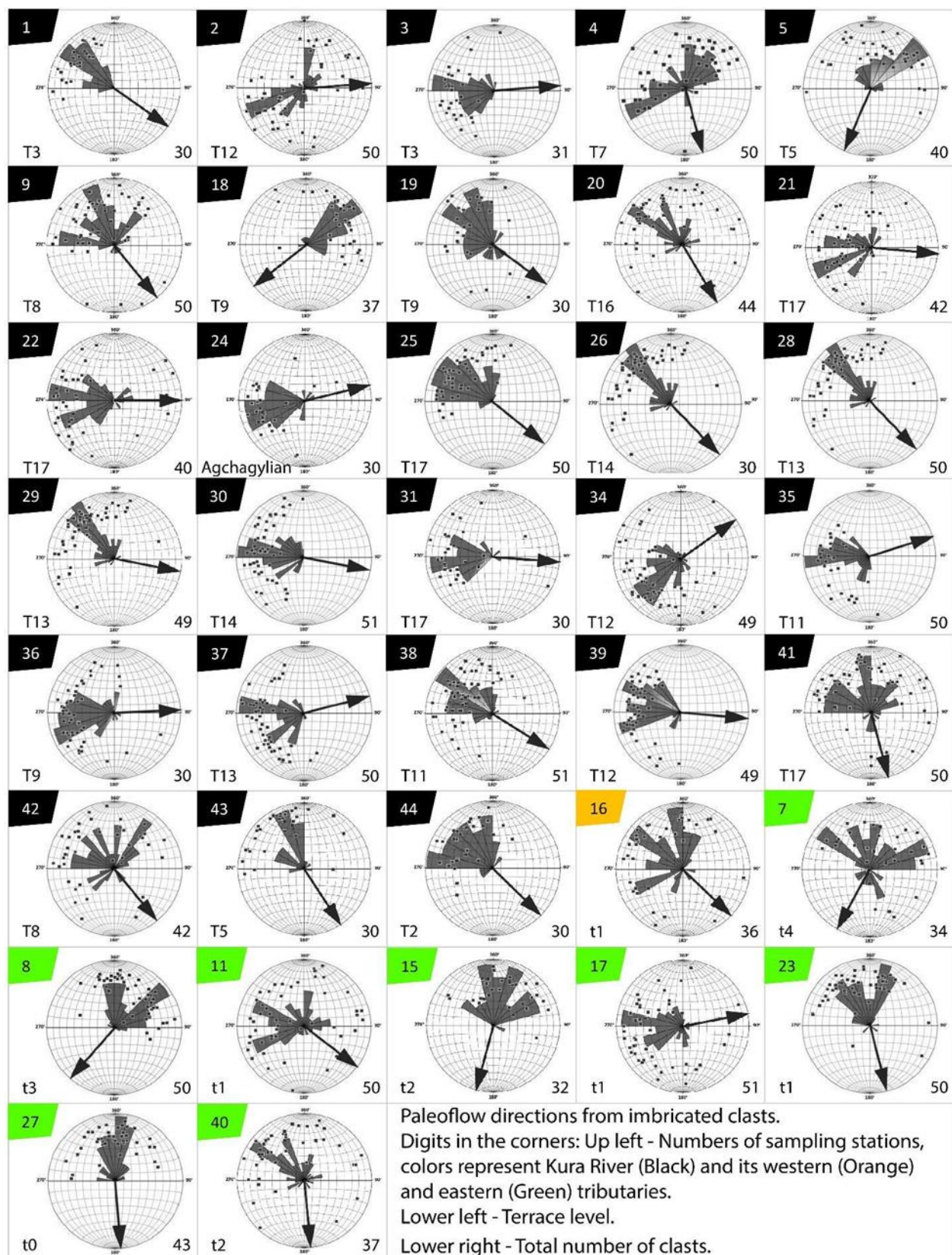
მდ. მტკვრის ზედა აუზის ტიპი - რეგიონში დამახასიათებელია მდ. მტკვრის ტერასებისთვის და ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული. ამ ტერასების კლასტების

ლითოლოგია სხვა ტერასების კლასტებისგან განსხვავდება ქანების სახესხვაობების მრავალფეროვნებით. უმთავრესი განმასხვავებელი ინტრუზიული ქანების რუდიტებია, რომლის ეროზია-ტრანსპორტირება საკვლევ უბანში მდ. მტკვრის პალეო-დინებით ხდებოდა ჩრდილოეთით და დასავლეთით არსებული გეოლოგიური რეგიონებიდან: ძირულის მასივიდან, აჭარა-თრიალეთის ცენტრალური სეგმენტიდან. ასევე აღსანიშნია მიოცენური ასაკის კონტინენტური კონგლომერატების მძლავრი წყებები ქართლის აუზში (სარმატული და მეოტურ-პონტური რეგიონ-სართულები), რომლის შემადგენელი კლასტების პეტროლოგია ძირითადად კავკასიონის ოროგენულ სარტყელს უკავშირდება (Buleishvili, 1960) და მათი კონგლომერატების მეორადი გადალექვა სავარაუდოდ ხდება მდ. მტკვრის ტერასებში. მდ. მტკვრის აუზის ტიპის ლითოლოგიაში გვხვდება ასევე საკვლევ რეგიონში და მის სიახლოვეს გავრცელებული ძირითადი ქანების რუდიტები, და ძირითად მასას ტერასების ლითოლოგიისა სწორედ „ადგილობრივი“ ცენოზოური ასაკის დანალექი და ვულკანური ქანები წარმოადგენენ.

საკვლევი რეგიონის აღმოსავლეთით და სამხრეთით შიშვლდება კონტინენტური და მარჩხი ზღვის აღჩაგილური (პლიოცენ-პლეისტოცენი) ასაკის კონგლომერატები და სუსტად შეცემენტებული ქვიშაქვები (Papava et al., 1971). აღჩაგილის ნალექები ტერასების შემდგომ რეგიონში ყველაზე ახალგაზრდა ნალექებია და მტკვრის მე-17 ტერასა მასზე კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული, საკვლევი უბნის უკიდურეს აღმოსავლეთით. აღჩაგილის კონგლომერატების და ტერასების კონტაქტი რთულად გაირჩევა, თუმცა აღჩაგილური ასაკის კონგლომერატების შემავსებელი თიხნარ-ქვიშნარის მოყვითალო შეფერილობა ახასიათებს, რაც მეტნაკლებად გამოარჩევს მე-17 ტერასისგან. კვლევის პერიოდში ჩვენს მიერ აღჩაგილური ასაკის კონგლომერატებიც შევისწავლეთ. ლითოლოგიური ანალიზი აჩვენებს რომ რუდიტები მდ. მტკვრის ტერასების ანალოგიურია (ფიგურა 14 - #24).

8.4 ალუვიური ნალექების კლასტების ორიენტირება და პალეო-დინეების რეკონსტრუქცია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

პალეო დინეების მიმართულებების დასადგენად ათნშს-ს აღმოსავლეთ სეგმენტზე 39 წერტილში გაზომილი კლასტების ორიენტირება (ფიგურა 15) უმეტესად ყველგან კარგადაა გამოკვეთილი და პალეო-ნაკადის ტრაექტორიაზე კარგ წარმოდგენას იძლევა. შედარებით რთულად იკითხება იმ მონაკვეთებში სადაც პალეო-მდინარეების სავარაუდო შესართავებია და ორი სხვადასხვა მიმართულების ნაკადი ერწყმის ერთმანეთს, რის გამოც განსხვავებული კლასტების ორიენტირება ერთმანეთშია აღრეული და საბოლოო სურათი ქაოტურია. ტერასების ზედაპირების და მათი ამგები ალუვიური კონგლომერატები ხშირ შემთხვევაში ჰორიზონტალურთან მიახლოებულ პოზიციაშია, მხოლოდ რეგიონის ჩრდილოეთ ტერასებზე დაიკვირვება სავარაუდოდ ტექტონიკური ზეგავლენით დეფორმირება (ლოკაციები ფიგურა 13-ზე - #4; 9; 21). ამ ტერასებზე შესაბამისად სტერეონეტების შედგენისას არსებული დეფორმაციის გათვალისწინება მოხდა. მდ. მტკვრის ტერასებზე პალეო-დინეების ტრაექტორიის ზოგადი მიმართულება E-SE-ია. რაც დღევანდელ დინეების მსგავსია. ანალოგიურად შენაკადების ტერასებზეც ფიქსირდება დღევანდელი დინეების დაახლოებით მიმსგავსებული პალეო-ნაკადის მიმართულებები. გარკვეულ შემთხვევებში მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების დღევანდელი დინეების მიმართულებები თითქმის ანალოგიურია, მაგალითად: მდ. მტკვრის და მდ. გლდანის-ხევის დინეები შესართავთან, ორივე მდინარე სამხრეთ ტრაექტორიით მიედინებიან, და ასევე ამ მონაკვეთში გავრცელებულ ტერასებზე დაკვირვებისას კლასტების ორიენტირებაც ანალოგიურ მიმართულებებს იძლევიან. რის გამოც ამ ორი მდინარის პალეო-კალაპოტის ერთმანეთისგან გამიჯვნა და იდენტიფიცირება მხოლოდ იმბრიკაციით შეუძლებელია. მსგავს შემთხვევებში გვეხმარებოდა ლითოლოგიური შედგენილობა, რის საშუალებითაც ვახდენდით ტერასების იდენტიფიცირებას. პალეოდინეების დეტალური მონაცემები მოცემულია ფიგურა 15-ში.



ფიგურა 19: ქვედა ნახევარსფეროს სტეროგრამები, რომლებიც ასახავს პალეოდინების მიმართულებებს (ისრები), მიღებულს ტერასების ნალექებიდან კლასტების იმბრიკაციის გაზომვების პოპულაციებიდან (შავი წერტილები აღნიშნავს ინდივიდუალური კლასტის დახრის და დაქანების მიმართულებას, ნაცრისფერი სეგმენტები — დომინანტ პოპულაციებს). მონაცემები ნაჩვენებია შრეების ჰორიზონტალურ მდგომარეობაში დაბრუნების შემდეგ, რაც მიღწეულია ფენის დახრის გათვალისწინებით შრის გადახრის ხაზის მიხედვით. თითოეული პანელის მარცხენა ზედა კუთხეში მოცემული ნომრები შეესაბამება ფიგურა 13a-ზე ნაჩვენებ საველე ლოკაციებს. ნომრები ფერებით კოდირებულია ინტერპრეტირებული წყაროს მიხედვით (შავი = მტკვრის ტერასა, ნარინჯისფერი და მწვანე = მტკვრის მარჯვენა და მარცხენა ნაპირის შენაკადები, შესაბამისად). ფიგურა მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

8.5 ^{10}Be , ^{21}Ne და ^{26}Al კონცენტრაციები ათწმს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე

GLD და MKG ნიმუშების საწყისი AMS კვლევამ მოგვცა დაბალი სტაბილური Al სხივი, რის გამოც მოხდა ორივე ნუკლიდის (^{10}Be და ^{26}Al) ხელახალი გაზომვა. თუმცა, ნიმუში GLD არ იძლევა საკმარის კვარცს და ამიტომ არ არის მოხსენებული ^{26}Al კონცენტრაციები ამ ნიმუშისთვის. ჩვენ მოცემული გვაქვს ^{10}Be შედეგი მეორე MKG გაზომვისთვის, რომელზეც ^{26}Al იყო უფრო წარმატებული, თუმცა აღსანიშნავია რომ ^{10}Be -ის კონცენტრაცია ორივე გაზომვის შემთხვევაში ექცევა 1 წამიან დიაპაზონში. გარდა ამისა, მიუხედავად უფრო ჭარბი Al-ის დანაგროვებისა, MKG-ის ხელახალი გაზომვა, ასევე KSH-ის ^{26}Al გაზომვა, იძლევა გარკვეულწილად დიდი გაურკვევლობას AMS-ის დეტექტორში ^{26}Al შედარებით მცირე რაოდენობის გამო. ^{10}Be და ^{26}Al -ის ცარიელი კორექტირებული კონცენტრაციები ნაჩვენებია ცხრილი 1-ში, ^{21}Ne კონცენტრაციებთან ერთად.

კოსმოგენური ნუკლიდებით განამარხების დათარიღება ეყრდნობა დროთა განმავლობაში ნუკლიდური წყვილების თანაფარდობის ცვლილებას. ნიმუშები, რომლებიც ეროზიულია და მუდმივად მოშიშვლებულია ზედაპირზე, აქვთ საწყისი კონცენტრაციები, რომლებიც განისაზღვრება ძირითადად წარმოების ტემპებით, მაგრამ ღრმად ჩამარხვის შემდეგ მათი კონცენტრაციების დაშლა ხდება (Granger and Muzikar, 2001). რაც უფრო ხანგრძლივია განამარხების დრო, მით მეტია სხვაობა ზედაპირზე ნუკლიდური წყვილის სავარაუდო თანაფარდობას შორის, ანუ შესაბამისი წარმოების სიჩქარის თანაფარდობა, განამარხებულ ნიმუშში გაზომილ თანაფარდობასთან შედარებით. უმარტივესი სცენარია, როდესაც განამარხება საკმარისად ღრმაა, რომ გამოირიცხოს განამარხების შემდგომ დასხივებისგან, და მინიმალური ასაკის დადგენა მოხდეს. ამ მიდგომის შემთხვევაში MKG, KSH და MKH

Sample ID	^{10}Be concentration $\pm$ 1s $\times 10^3$ (at/g)	^{26}Al concentration $\pm$ 1s $\times 10^3$ (at/g)	^{21}Ne concentration $\pm$ 1s $\times 10^6$ (at/g)
GLD	16.6 $\pm$ 1.0		3.23 $\pm$ 0.05
MKG	49.0 $\pm$ 3.8	255 $\pm$ 33	15.2 $\pm$ 0.5
KSH	22.8 $\pm$ 1.7	133 $\pm$ 27	
MKH	109 $\pm$ 6	647 $\pm$ 46	

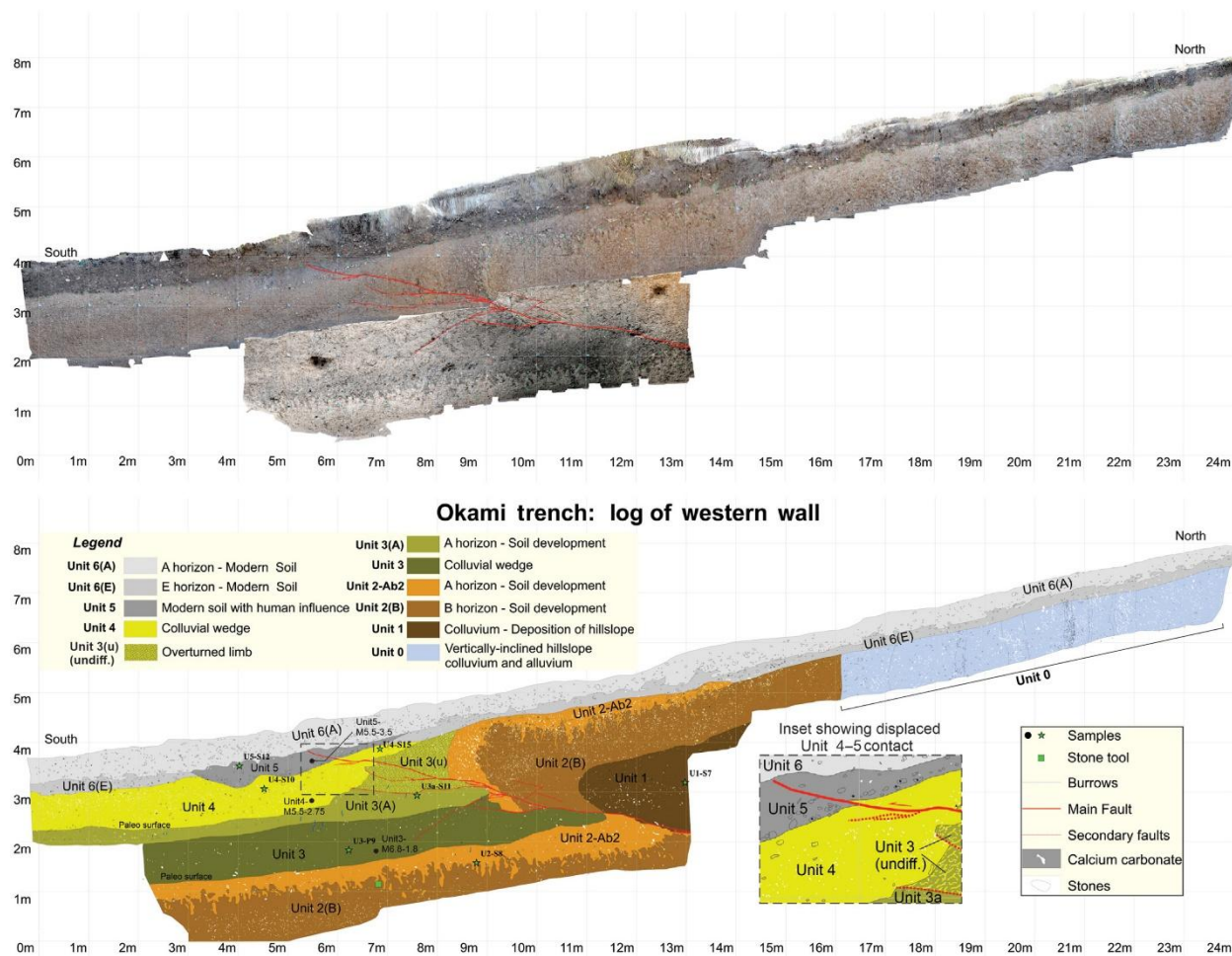
ცხრილი 1: ^{10}Be , ^{26}Al and ^{21}Ne -ის კონცენტრაციები. მონაცემი მოცემულია Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

ნიმუშებისთვის მივიღეთ შემდეგი ასაკები 0.67, 0.44 და 0.38 მლ.წ. თუმცა, განამარხების შემდგომი ნუკლიდების დაგროვების შესაძლებლობა დაშვებადია ჩვენი ნიმუშის სიღრმეების გათვალისწინებით, რაც ნიშნავს, რომ ჩვენ უნდა გავითვალისწინოთ განამარხების შემდგომი დაგროვება მაქსიმალური ასაკის მისაღებად (Granger, 2014). $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$ თანაფარდობა შეადგენს ორასიდან სამასამდე, რაც გაცილებით მეტია ვიდრე მოსალოდნელი ზედაპირის პროდუქტიულობის კოეფიციენტი (Balco and Shuster, 2009). ^{21}Ne -ის ასეთი კონცენტრაციები მიუთითებს ექსპოზიციის უფრო ხანგრძლივ ისტორიაზე, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ

განამარხების დათარიღების წინაპირობა, მოკლე ტრანსპორტირების და სწრაფი დალექვის ვერსია სავარაუდოდ გამოირიცხება. ნიმუშში საწყისი $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -ის თანაფარდობა შესაძლოა უკვე შემცირებული იყოს ნიმუშის განამარხების პერიოდამდე წყალშემკრებში მისი ტრანსპორტირების გამო. ამ შემთხვევამ შეიძლება ახსნას, თუ რატომ არის ჩვენი სავარაუდო მინიმალური ასაკი ძალიან მაღალი და ემთხვევა ^{21}Ne შედეგებს. ალტერნატიულ ვერსიაში, თუ მასალა, რომელიც ფარავს ნიმუშების განამარხების მონაკვეთს, და თუ გადაირეცხა, ეს ნიშნავს, რომ ჩვენი სავარაუდო პროდუქტიულობის მაჩვენებლები განამარხების შემდეგ ძალიან მაღალია, რამაც შეიძლება ახსნას განსხვავება გაზომილ და პროგნოზირებულ კონცენტრაციებს შორის. ამ შემთხვევაში, ტერასის ზედაპირების ეროზიის მინიმალური სიძლიავერე იქნებოდა დაახლოებით 10 მ (MKG), 15 მ (KSH) და 25 მ (MKH). ასეთი ეროზია მინიმალურ და მაქსიმალურ ასაკობრივ შეფასებებს თანხმდება, რაც მინიმალური ასაკის მოდელს უფრო საიმედოს გახდის, რადგან ეს ნიშნავს, რომ ნიმუშები დროთა განმავლობაში უფრო დიდ სიღრმეზე იყო ჩამარხული. ასევე შესაძლებელია ორივე სცენარის ნაზავი, მაგრამ ისეთი მეთოდი, როგორიც არის იზოქრონიული განამარხების დათარიღება (Balco and Rovey, 2008; Granger, 2014), ყველაზე გამართლებული იქნებოდა, და უფრო დიდი იქნებოდა შანსი, რომ ზუსტი ასაკი დადგინდეს ამ გარემოში. სამწუხაროდ ჩვენ ვერ შევძელით ამ მეთოდის გამოყენება შეზღუდული ფინანსების გამო.

8.6 ოკამის თხრილის სტრატეგრაფია

პალეოსეისმურ თხრილში გამოკვეთილი სტრატეგრაფიული ერთეულები ძირითადად შედგება შემდეგი სამი ტიპისგან: 1. ფერდობების კოლუვიური-ალუვიური ნალექები; 2. კარბონატით მდიდარი პალეონიადაგები და თანამედროვე ნიადაგი; და 3. კოლუვიური ნალექები, რომლებიც წარმოიშვა დანაოჭებისა და რღვევის შედეგად წარმოქმნილი აზეცების პირში, ეროზიის შედეგად (კოლუვიური სოლი). ჭრილზე (ფიგურა 16) პოზიციები მითითებულია მათი ჰორიზონტალური (H) და ვერტიკალური (V) მდებარეობების მიხედვით მეტრებში (M), რომელთა საწყისი



ფიგურა 20: თხრილის აგებმვა. აქ და ტექსტში პოზიციები თხრილის ჟურნალში (Trench log) აღნიშნულია ჰორიზონტალური (H) და ვერტიკალური (V) კოორდინატებით, მეტრებში (M), რომლების ანათვალა იწყება თხრილის სამხრეთ ბოლოში, ქვედა მარცხენა კუთხეში. ფიგურა მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

წერტილი განლაგებულია ჭრილის სამხრეთ ბოლოში, ქვედა მარცხენა კუთხეში (ფიგურა 16).

სტრატეგრაფიული ერთეული “Unit 0” შეინიშნება მხოლოდ თხრილის ჩრდილოეთ დაბოლოებაზე (ჰორიზონტალური მე-16 მეტრის შემდეგ, M16H, ფიგურები 16, 17), სადაც ის შედგება ვერტიკალური (85° – 90° -ით სამხრეთისკენ დახრილი) შრეებისგან, რომელთა ძირითადი მასალა არის თიხიან და თიხიან-ალევრითიანი ნალექები, მცირე რაოდენობით ქვიშისა და ხრეშის მასალით (ფიგურა 16). სტრატეგრაფიული ანალიზის საფუძველზე, ამ შრეებს თხრილში ყველაზე ძველ ერთეულებად მივიჩნევთ და ვვარაუდობთ, რომ ისინი წარმოადგენენ შერეულ ალუვიურ და კოლუვიურ ნალექებს, რომლებიც წარმოქმნილია, სავარაუდოდ მდინარე ლეხურის კალაპოტში (ალუვიური) და შავი ტყის ანტიკლინის ფერდობის (კოლუვიური) მიმდებარედ (ფიგურა 11).

სტრატეგრაფიული ერთეული “Unit 1” წარმოდგენილია მასიური თიხიან-ალევრითიანი მასალით, რომელიც შეიცავს <10%-იან ქვიშას და კენჭების მასალას და არ აქვს აშკარად გამოხატული სტრუქტურა. ჩვენ ვთვლით, რომ “Unit 1” წარმოადგენს “Unit 0” გადამუშავებულ მასალას. ერთეული “Unit 2” შედგება CaCO_3 -ით მდიდარი თიხიან-ალევრითიანი ნალექებისგან, რომელიც, სავარაუდოდ, წარმოადგენს დაახლოებით 1 მეტრის სისქის ნიადაგის განამარხებულ ჰორიზონტს, განვითარებულს Unit 1 -ის ზედაპირზე. თხრილის სამხრეთ ბოლოში, Unit 2-Ab2-ის ქვევით, სავარაუდოდ აღმოვაჩინეთ არქეოლოგიური არტეფაქტი, დაკბილული ქვის ნიმუში, რომელიც შემდგომი იდენტიფიკაციისთვის ამოღებულ იქნა.

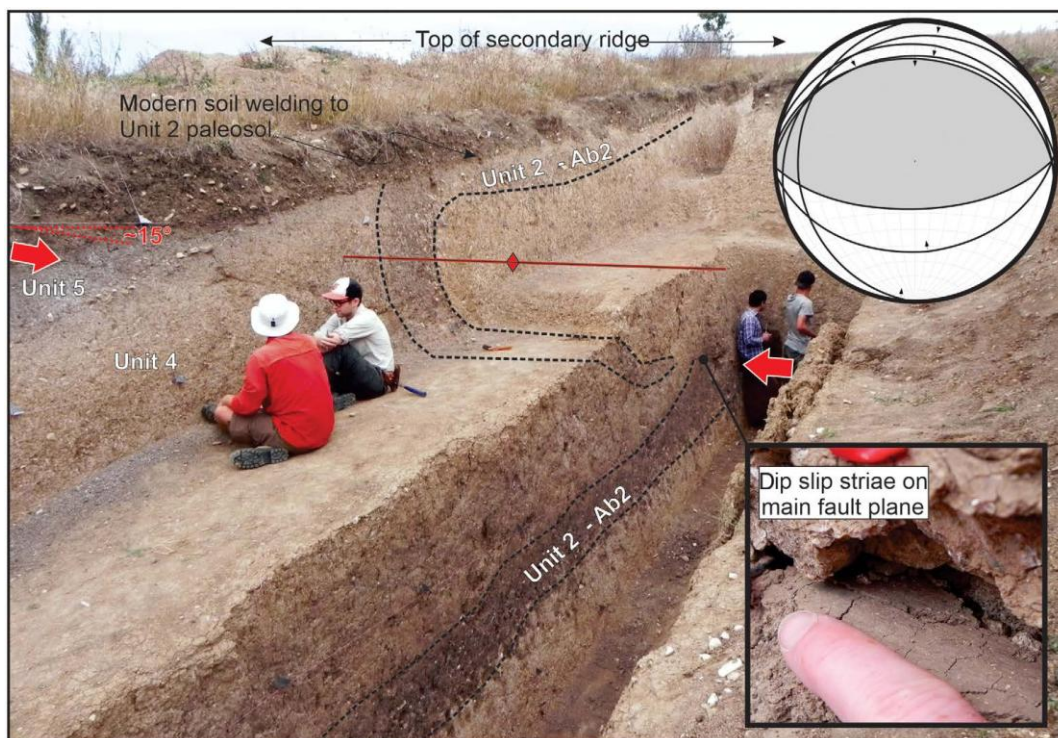
სტრატეგრაფიული ერთეული “Unit 3” წარმოადგენს თიხიან-ალევროლითიან დეპოზიტს, რომელიც შეიმჩნევა თხრილის სამხრეთ ნახევარში (M11H ის ზევით, ფიგურა 16) და წარმოადგენს კოლუვიურ სოლს, ფორმირებულს Unit 2-ის ზემოთ. Unit 3 თავის ძირითად მახასიათებლებში წააგავს ქვედა Unit 2-ს; მათ შორის საზღვარს წარმოადგენს მკაფიო ტალღოვანი კონტაქტი, რომლის ზემოთ შეიმჩნევა ალევრითული მასალის შემცველობის გაზრდა (10%-დან 20%-მდე). ჩვენ

ინტერპრეტაციის მიხედვით, Unit 3 წარმოადგენს კოლუვიურ ნალექს, წარმოქმნილს ასიმეტრიული ანტიკლინის წინა მხარეს (ამაზე დეტალურად განხილული იქნება შემდგომში), რომელიც წარმოიშვა Unit 1-ის და Unit 2-ის ეროზიისა და გადარეცხვა-გადალექვის შედეგად. ჩვენ ასევე ვთვლით, რომ “Unit 3a” არის განამარხებული ნიადაგი A ჰორიზონტი, რომელიც განვითარდა Unit 3 -ის ზედაპირზე. გაუმიჯნავი მესამე ერთეული (Unit 3, undiff.) მოიცავს სოლის ზონას ერთეულებს 3a და 4 შორის. ეს ერთეული თხრილის იმ ნაწილში გვაქვს დაფიქსირებული სადაც კონტაქტები არაა სანდო. Unit 3 undiff.-ის შიდა სტრუქტურის დასაყოფად ან გამოსავლენად ვერ შევძელით, რადგან ამ ზონაში კონკრეტული ნალექები ან ნიადაგის ჰორიზონტები არ იყო გამოხატული.

მეოთხე ერთეული (Unit 4) შედგება თიხიან-ალევერითიან მასალისგან, რომელიც შეიცავს დაახლოებით 10% თითქმის დამრგვალებულ და დამრგვალებულ კლასტებს, რომელთა საშუალო დიამეტრი შეადგენს 2-3 სმ-ს, ხოლო მაქსიმალური – 7 სმ-ს. ერთეულის სისქე ჩრდილოეთით მცირდება იქამდე, სანამ იგი Unit 3, undiff. არ შეერწყმის. ჩვენ ვთვლით, რომ მეოთხე ერთეული წარმოიშვა რღვევის სკარპის ეროზიის შედეგად.

მეხუთე ერთეული (Unit 5) წარმოადგენს თიხიან-ალევერითიან ლინზას, რომელიც მხოლოდ რღვევის ქვემოთ მდებარე მხარეს გვხვდება. ის ქვედა ერთეულისგან (Unit 4) გამოირჩევა უფრო მაღალი ორგანული შემცველობით, მუქი-ნაცრისფერი ფერით, დიფუზური და ფხვიერი CaCO_3 -ით (განსხვავებით ნოდულარული სტრუქტურისგან) და გამორჩეული ქვების ხაზით მის პირში. ჩვენ ვთვლით, რომ მეხუთე ერთეული წარმოადგენს “შემოჭრილი” ჰორიზონტს, რაც შესაძლოა ადამიანის საქმიანობით იყოს გამოწვეული.

მეექვსე ერთეული (Unit 6) წარმოადგენს თანამედროვე, ნიადაგის A ჰორიზონტს და გვხვდება თხრილის ზედა ნაწილში, 0.5-0.75 მ სისქის თიხიან-ალევრითიანი უწყვეტი ფენისგან. ერთეულში არსებული კლასტები შემთხვევით განლაგებულია, რაც სავარაუდოდ გამოწვეულია თანამედროვე კულტივაციით.



ფიგურა 21: სავლე ფოტოსურათები სადაც ნაჩვენებია ნაოჭი, რღვევები და სედიმენტების და ნიადაგების ერთეულები (Units). სურათზე ძირითადად ვხედავთ თხრილის ჩრდილო-ჩრდილო-დასავლეთ მონაკვეთს, ძირითადი აქცენტი გაკეთებულია თხრილის დასავლეთ კედელზე. წყვეტილი ხაზები აღნიშნავენ ერთეული 2-ის, დამარხული A ჰორიზონტის ზედა და ქვედა საზღვრებს. წითელი ისრები მიუთითებენ მთავარ შეცოცებაზე; წითელი ხაზი რომლის სიმბოლოთი აღნიშნავს სამხრეთით დახრილი ანტიკლინის სავარაუდო ღერძს, რომელიც განვითარებულია შეცოცების ზედა ბაგეში. სურათზე დატანილი სტერეონეტი გვიჩვენებს ქვედა ნახევარსფეროს პროექციას, სადაც ნაჩვენებია რღვევის ზედაპირის ორიენტაცია და გადაადგილების ტრაექტორიას. ფიგურა მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

თხრილში გამოვლენილი სტრატეგრაფიული ერთეულების გადაადგილებები და დაფიქსირებული რღვევის სიბრტყეები მიუთითებს, რომ თხრილის საფუძველში (დაახლოებით M12H-2.5V, ფიგურა 16) რღვევის სიბრტყე დაახლოებით 15°–20°-ით დახრილია, რომელიც ზედაპირის მიმართულებით განშტოებულია სუსტი დახრილობის სინთეტიკური და ანტითეტიკური რღვევების სერიაში (ფიგურები 16,

17). რღვევის სიბრტყეები დახრილობა და მათი ორიენტაცია მიუთითებს ძირითადად დაღმავალი ტიპის რღვევებზე (ფიგურა 17). ნალექები და ნიადაგის ჰორიზონტები სისქეს იმატებს დანაოჭების ზონაში. ჩვენ ინტერპრეტაციის მიხედვით რღვევების განშტოებებს გაკვეთილი აქვთ ნაოჭი და ზემოთ, უფრო ახალგაზრდა დეპოზიტებში ვრცელდებიან.

8.7 ოკამის თხრილში ინტერპრეტირებული მიწისძვრების ქრონოლოგია

თხრილის აღწერამ გამოავლინა სტრუქტურული და ნიადაგურ-სტრატиграფიული ერთეულების მახასიათებლები, რომლებიც მიუთითებს მინიმუმ ოთხი ზედაპირის დეფორმაციის შედეგად წარმოქმნილ რღვევაზე. ამ მოვლენებისთვის მტკიცებულებებს წარმოვადგენთ ქრონოლოგიური თანმიმდევრობით და შემდეგ განვიხილავთ ერთი-მოვლენის დისლოკაციის (SED (single-event displacement)) რეკონსტრუქციას. არსებობს მინიმუმ ერთი მოვლენის მტკიცებულება, და სავარაუდოდ მეტი, რომელიც პირველი ერთეულის (Unit 1) დალექვამდე მოხდა. ეს დასტურდება ნულოვანი ერთეულის (Unit 0) ვერტიკალური შრეებით, თხრილის მარჯვენა (ჩრდილოეთ) მხარეს (M16–24H, ფიგურა 16), რომლებიც ინტერპრეტირებულია როგორც თხრილში ყველაზე ძველი ნალექები.

როგორც უკვე აღინიშნა, ნულოვანი ერთეული ჩამოყალიბდა როგორც შერეული კოლუვიური-ალუვიური ნალექების ერთობლიობით, სავარაუდოდ მდ. ლეხურის და შავი ტყის ანტიკლინის სიახლოვეს (ფიგურა 11). მათი რელიეფური პოზიციის გათვალისწინებით, შესაძლებელია, რომ ერთეული 0-ის შრეები ანტიკლინის ფრონტალური ფერდობის ზონაში დანაოჭებულიყო. მიუხედავად ადრეული დეფორმაციული ისტორიის გაურკვევლობებისა, აშკარაა, რომ ერთეული 0-ის ვერტიკალური შრეების თავზე, მის ეროზირებულ ზედაპირზე ახალი ნიადაგის

საფარი ჩამოყალიბდა, რასაც მოჰყვა ერთეული 1-ის დალექვა და შემდეგ ნიადაგის ჰორიზონტის (Unit 2) განვითარება. ეს ზედაპირი სავარაუდოდ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში სტაბილური იყო დისლოკაციის დაწყებამდე, რაც დასტურდება ნიადაგის პროფილის სისქით (დაახლოებით 1.5 მ) და ერთეული 2-ში კარგად განვითარებული ნიადაგის B ჰორიზონტით (იხ. Tonkin და Basher, 1990).

მოვლენა E1

მოვლენა E1 ინტერპრეტირებულია, როგორც ერთეულების 1 და 2 დანაოჭების პროცესის შედეგი, რომელმაც წარმოქმნა დანაოჭების სკარპი ზედაპირული რღვევის გარეშე — ანუ, მეორე ერთეული (Unit 2) არ შეცოცებულა პალეონიადაგის ზედაპირს. ეროზიამ ზედა ბაგის მხარეზე დაიწყო მეორე ერთეულის (Unit 2) დადაბლება და განაპირობა მესამე ერთეულის (Unit 3) დალექვა ქვედა ბაგის ზედაპირზე. ჩვენი აზრით მესამე ერთეულმა (Unit 3a) გადაფარა A ჰორიზონტი, განვითარდა სკარპის მოდიფიკაციის და ეროზიის საწყისი პერიოდის შემდეგ, როდესაც ნიადაგის ფორმირების სიჩქარე აჭარბებდა დალექვის სიჩქარეს ქვედა ბაგეში. გაურკვეველია Unit 3a თუ ვრცელდებოდა თავდაპირველად ნაოჭზე და ზედა ბაგეზე.

მოვლენა E2

მოვლენა E2 ხასიათდება მეორე ერთეულის (Unit 2) მესამე ერთეულზე (Unit 3) რღვევის სიბრტყეზე შეცოცებით და მეორე და დაუნაწევრებელი მესამე ერთეულების (Unit 3 undiff.) კონტაქტის დანაოჭებით. ჩვენი ვარაუდით, აღნიშნული მოვლენის დროს რღვევამ გაკვეთა არსებული დანაოჭების სკარპი და მიაღწია მიწის ზედაპირს. მთავარი რღვევის ზედაპირული განშტოება გავრცელდა მიწის ზედაპირზე მესამე ერთეულის A ჰორიზონტის (Unit 3a) თავზე, რამაც განაპირობა ერთეულების 1–3 გადაადგილება და დაუნაწევრებელი მესამე ერთეულის (Unit 3 undiff.) ფუძის დანაოჭება ანტიკლინის თაღში.

შეცოცებითი რღვევით გამოწვეული დანაოჭება აქტიური იყო ქვედა ბაგეში, რაც გამოწვეული იყო მესამე ერთეულის (Unit 3) გადაადგილებით, მაგრამ ეს პროცესები

ბოლოვდებოდა თხრილის სიბრტყის ქვედა ნაწილში (ფიგურა 17). მეორე მოვლენას (E2) მოჰყვა სკარპის აწეული მხარის ეროზია, რამაც განაპირობა დაღეჟვა დაუნაწევრებელი მესამე ერთეულის (Unit 3 undiff.) ზედა ნაწილისკენ, სკარპის ზედა ბაგის მხარის მეორე და პირველი (შესაძლოა, მესამე A) ერთეულების ეროზიიდან მიღებული მასალებით. საბოლოოდ, ეს პროცესები განაპირობებდა მეოთხე ერთეულის (Unit 4) დაღეჟვას ქვედა ბაგეზე. მეოთხე ერთეულის (Unit 4) დაღეჟვის შემდეგ, მეხუთე ერთეული (Unit 5) ჩამოყალიბდა, რომელიც სავარაუდოდ ანთროპოგენური აქტივობის შედეგია.

მოვლენა E3

მოვლენა E3 (ყველაზე ახალგაზრდა მოვლენა) გამოვლინდა მეოთხე და მეხუთე ერთეულების (Unit 4 და Unit 5) კონტაქტის დიფერენცირებული გადაადგილებით ერთი რღვევის ხაზის გასწვრივ. ეს რღვევის ხაზი ებმის თხრილის ქვედა ნაწილში არსებულ მთავარ რღვევას. მოვლენა E3-ის დროს ასევე მოხდა მცირე გადაადგილებები მეოთხე (Unit 4) და დაუნაწევრებელი მესამე (Unit 3 undiff.) ერთეულების კონტაქტზე ორი სხვა რღვევის სუსტი განშტოებების გასწვრივ, რომლებიც მთავარ სიბრტყის ქვეშ მდებარეობდა. სავარაუდოა, რომ მოვლენა E3-მა მიწის ზედაპირი გადაადგილა, თუმცა თხრილის ადგილზე არ გამოვლენილა რღვევის სკარპი. მეხუთე ერთეულის (Unit 5) და თანამედროვე ნიადაგის (Unit 6) კონტაქტი ვიზუალურად არ არის დეფორმირებული, რაც დიდი ალბათობით გამოწვეულია ადამიანის ფაქტორით, სავარაუდოდ აქტიური მიწათმოქმედებით.

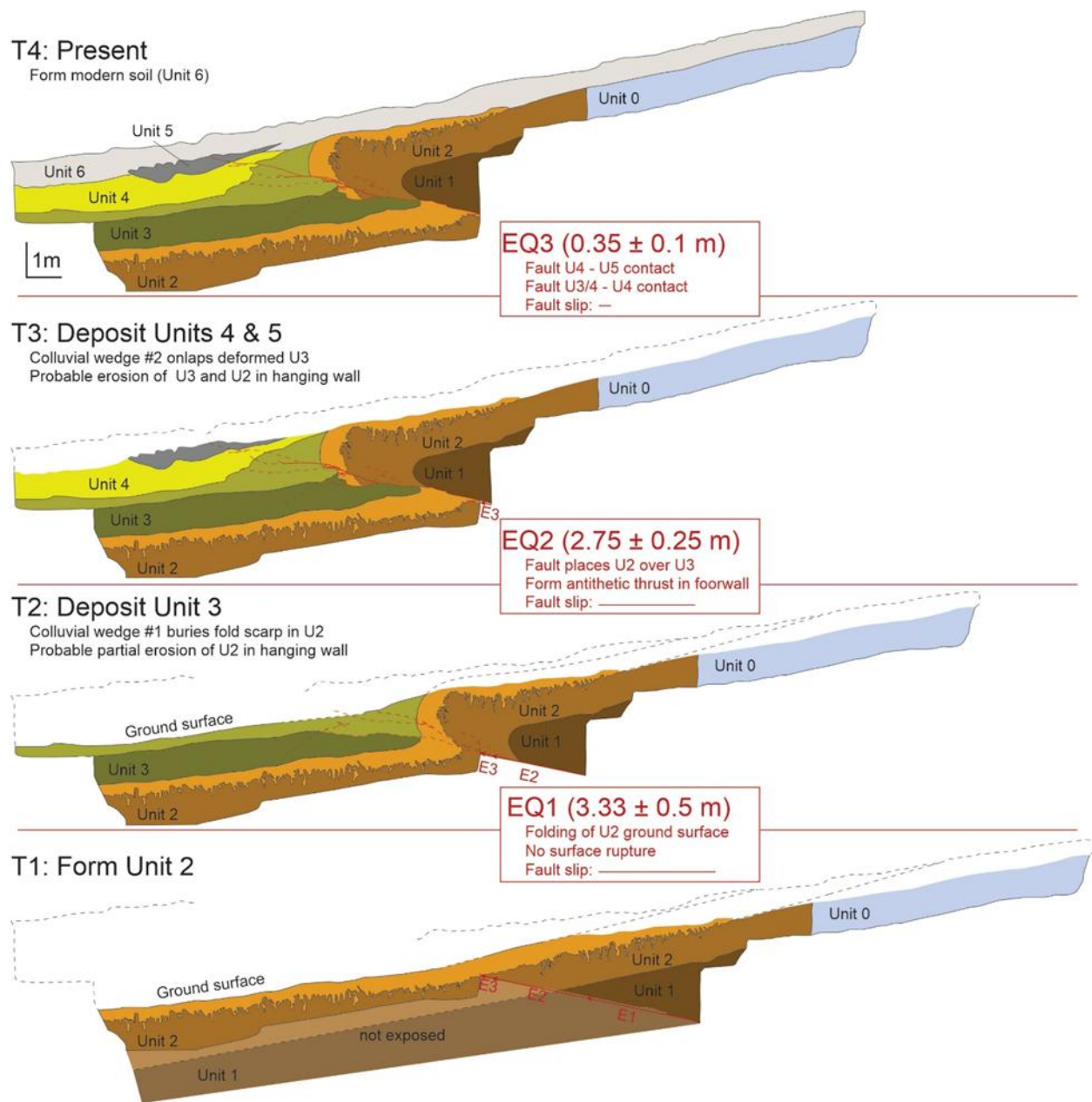
8.8 პალეოსეისმური თხრილის რეკონსტრუქცია მოვლენებისთვის E3-დან E1-მდე

აქ წარმოდგენილია E3-დან E1-მდე მოვლენების დაკვირვებული და აღდგენილი გადაადგილებები, თანმიმდევრულად აღდგენილი დეფორმაციის პროცესით (ფიგურა 18). გაზომილი გადაადგილებების დიაპაზონი ასახავს შეფასებულ დისლოკაციას, რაც ეფუძნება ძირითადი რღვევის ზედაპირზე ვერტიკალური გადაადგილებების გაზომვას თხრილის კედელზე. ეს მიდგომა ითვალისწინებს დანაოჭებასაც და აღადგენს გადაადგილებებს.

E3 მოვლენა

ერთეულებს 5 და 4 შორის არსებულ კონტაქტის გასწვრივ გადაადგილება შეადგენს 5 სმ-ს, ხოლო ერთეულებს 4 და 3 (Unit 3 undiff.) შორის - 30.5 ± 5.5 სმ-ს ორ რღვევაზე, რომლებიც სიღრმეში ერთმანეთს უერთდება. ჩვენ ამ გადაადგილებებს მივაკუთვნებთ E3 მოვლენას. რღვევა ზედაპირისკენ ნელ-ნელა ქრება, რაც მიუთითებს დეფორმაციის დასრულებაზე ზედაპირთან ახლოს. ერთეულებს დაუნაწევრებ 3 (Unit 3 undiff.) და ერთეულ 2 შორის კონტაქტის გადაადგილება შეადგენს 42.5 ± 1.5 სმ-ს, რაც წარმოადგენს მაქსიმალურ გადაადგილებას E3-ისთვის იმ შემთხვევაში, თუ ამ კონტაქტის გადაადგილება E2 მოვლენაში არ დაფიქსირებულია.

E3-ისთვის დადგენილია გადაადგილება 35 ± 10 სმ, კონსერვატიული მიდგომის გათვალისწინებით (ფიგურა 18). ამ და სხვა ერთი-მოვლენის დისლოკაციის (SED) შეფასებისთვის, ვთვლით, რომ დიაპაზონში არსებული ყველა მნიშვნელობა თანაბრად მოსალოდნელია. მაგალითად, 35 ± 10 სმ ნიშნავს, რომ 25-დან 45 სმ-მდე დიაპაზონში ყველა მნიშვნელობა თანაბარი ალბათობით შეიძლება იყოს სწორად მიჩნეული.



ფიგურა 22: თხრილის დასავლეთ კედლის თანმიმდევრული რეკონსტრუქცია დღევანდელი მდგომარეობიდან (დრო T4) პირველი მიწისძვრამდე (T1). თითოეულ დროის მონაკვეთში რღვევაზე გადაადგილების მოცულობა ნაჩვენებია წითელი ხაზების სიგრძით (მასშტაბი მოცემულია ზედა პანელზე). იხილეთ დისკუსიის ნაწილი დეტალური ინფორმაციისთვის. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

E2 მოვლენა

რაც უფრო ძველ მოვლენებს აღვადგენ მით უფრო მცირდება მონაცემების სიზუსტე, რადგან ჩვენ შემთხვევაში უფრო რთულია განსაზღვროთ ერთეული 3-ისა და ერთეული 4-ის კონტაქტის ზუსტი მდებარეობა, რომელიც არ იკითხება მკაფიოდ გაუმიჯნავი ერთეული 3-ის (Unit 3 undiff.) ზედა ნაწილთან. E2 და E3 მოვლენების დროს გადაადგილებების გაზომვისას ჩვენ ვაკეთებთ შემდეგი წინასწარ განსაზღვრულ ვარაუდებს:

1. გაუმიჯნავი ერთეული 3 (Unit 3 undiff.) მთლიანად შედგება ერთეული 3-ისგან, რომელიც თითქმის ვერტიკალურია ნაოჭის თაღის მონაკვეთში (ფიგურა 18).
2. გაუმიჯნავი ერთეული 3-ის (Unit 3 undiff.) ძირი ზედა ბაგეში უნდა ემთხვეოდეს ერთეულის 3-ის ძირს ქვედა ბაგეში.
3. E3-ის მაქსიმალური დისლოკაცია 42.5 ± 1.5 სმ-ია და სრულად მოხდა E3-ის დროს (რომელიც გაზომილია Unit 3 undiff.-ის ოფსეტიდან და Unit 2-ის კონტაქტთან).

ჩვენ ამ ვარაუდებს გონივრულად ვთვლით, რადგან გაუმიჯნავი ერთეული 3-ის (Unit 3 undiff.) სტრატეგრაფიული სისქე დაახლოებით ემთხვევა ერთეულების 3 და 3a-ის გაერთიანებულ სისქეს, და მინიმუმ ~ 30 სმ გადაადგილებაა საჭიროა E3-ის მაქსიმალური დისლოკაციის გაზომვის წერტილიდან მხოლოდ ~ 1 მ-ით ზემოთ.

ბაზალური კონტაქტის აღდგენა Unit 3 undiff.-სა და Unit 2-ს შორის ძირითადი რღვევის გასწვრივ გვაძლევს შემდეგ გადაადგილებებს: E3-ში 42.5 ± 1.5 სმ დისლოკაციას, ხოლო 2.75 მ დისლოკაციას E2 მოვლენისთვის (ფიგურა 18). ამ მონაცემისთვის ჩვენ ვიღებთ კონსერვატიულ ცდომილებას ± 0.25 მ.

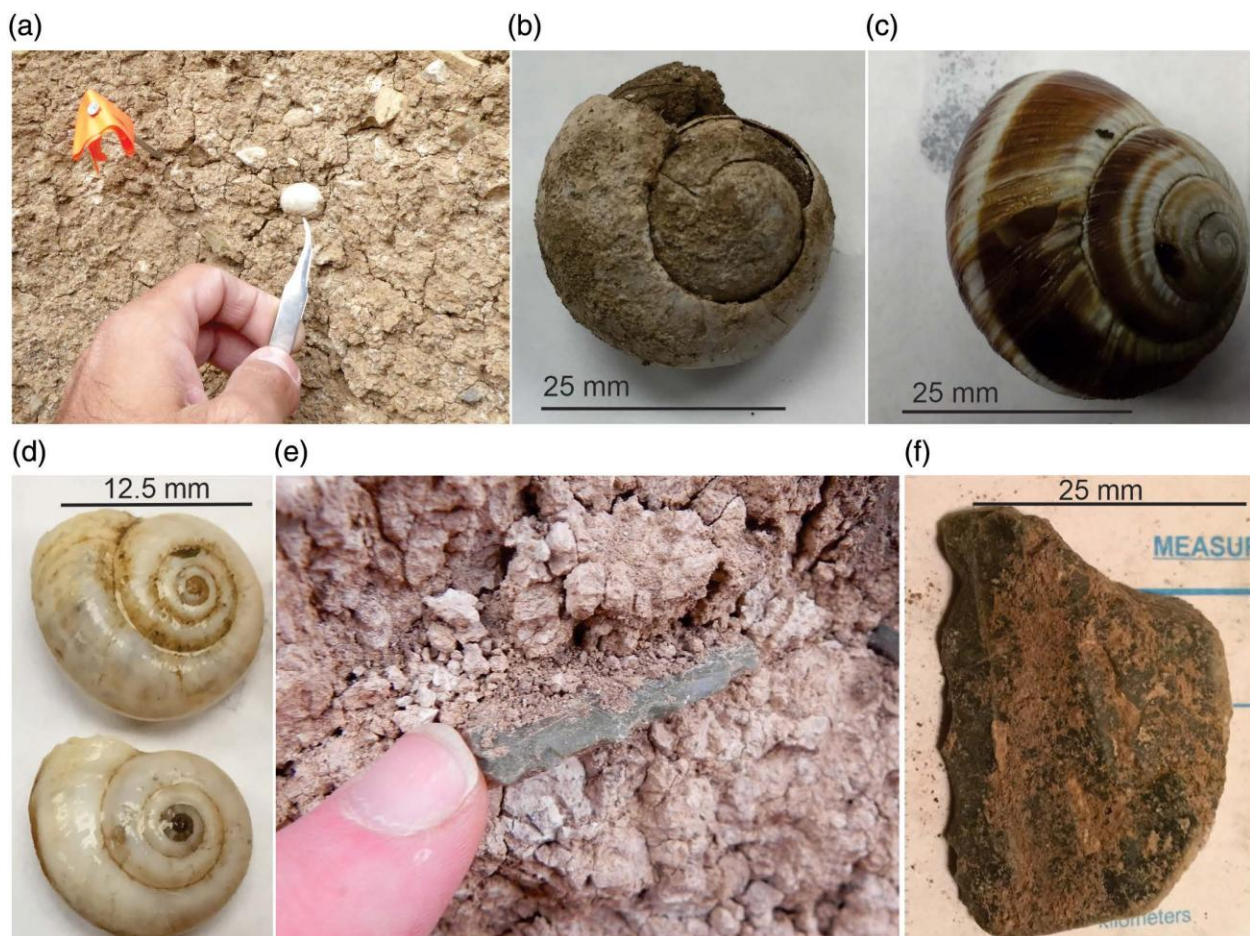
E1 მოვლენა

E1 მოვლენაში დისლოკაციის შეფასება დამოკიდებულია E2-ამდე მიწის ზედაპირის რეკონსტრუირებულ დახრილობაზე. რეკონსტრუქციისთვის ჩვენ გამოვიყენეთ ერთეული 2-ში ნიადაგის განამარხებული A და B ჰორიზონტების საზღვარი, რადგან ის მარტივად აღქმადი იყო თხრილში. ქვედა ბაგეში ამ საზღვრის დახრილობა მცირე გაურკვევლობას იწვევს, და შედეგად მიღებული დისლოკაციის კუთხე შეადგენს 20° . ჩვენ მივიჩნევთ, რომ ზედა ბაგეზე რღვევის დახრილობა მერყეობს ორ უკიდურეს მნიშვნელობას შორის, კუთხე 20° -დან (როდესაც ზედა ბაგის საზღვარი პარალელურია ქვედა ბაგის საზღვართან) 27° -მდე (როდესაც ზედა ბაგის საზღვარი უფრო ვერტიკალურია, ვიდრე ქვედა ბაგის). E1 მოვლენისთვის ჰორიზონტის საზღვრის აღდგენისთვის საჭიროა 3.81 ან 2.85 მ დისლოკაცია ამ ორი სცენარის გათვალისწინებით. შესაბამისად, E1 მოვლენას მიენიჭა დისლოკაციის მნიშვნელობა 3.33 ± 0.50 მ, რადგან გავითვალისწინოთ გაზომვების დიაპაზონი (ფიგურა 18). ზემოთ მოყვანილი სამი მოვლენის შეჯამებისას ვიღებთ ჯამში რღვევის ზოლზე კუმულაციურ დისლოკაციას 6.53 ± 0.85 მ.

8.9 რადიონახშირბადული დათარიღება და სტრატиграფიული ერთეულების ასაკები

რადიონახშირბადული დათარიღება და მათი ანალიზი პალეოსეისმური თხრილის სტრატиграფიული ერთეულების შესწავლაში მნიშვნელოვანი ნაწილია. ერთეულების და მათში არსებული მოვლენების ასაკების განსაზღვრისთვის ყველაზე ხელსაყრელი საშუალება რადიონახშირბადული დათარიღებაა. ძირითად მონაცემთა ბაზას წარმოადგენს გასტროპოდების ნამარხები, თანამედროვე ლოკოკინების ნიჟარები და ორგანიკით მდიდარი ნიადაგის ნიმუშები. ამათი დამუშავებით და ანალიზით

მივიღეთ ასაკები. თანამედროვე გასტროპოდების ნიმუშებმა აჩვენა რადიონახშირბადული ფრაქცია (FM) 0.8119 -დან 0.9548-მდე, რაც 5%-დან 19%-მდე ძველი ნახშირბადის კონტამინაციას ნიშნავს. ეს დაბინძურების დონეები უკავშირდება რადიონახშირბადულ ასაკებს 370-დან 1675 წლამდე. ეს მონაცემი გამოყენებული იქნა ძველი გასტროპოდების ნიმუშებისათვის რადიონახშირბადული ასაკების შესწორებისათვის, სახეობაზე დაფუძნებული ანომალიები: 508 ± 138 წელი *Helix*



ფიგურა 23: ნიმუშები რომლებიც გამოყენებული იქნა დათარიღებისთვის: (a) საველე ფოტოსურათი, რომელზეც ნაჩვენებია *H. lucorum* ლოკოკინის ნიჟარა, განამარხებული ნაღებებში (unit 1), (b) ლაბორატორიული ფოტოსურათი თითქმის სრულად შენარჩუნებული *H. lucorum* ნიჟარისა იმავე ერთეულიდან, (c) ლაბორატორიული ფოტოსურათი თანამედროვე *H. lucorum* ნიჟარისა, შეგროვებული თანამედროვე ნიადაგის ზედაპირიდან, (d) ლაბორატორიული ფოტოსურათი *X. Derbentina*-ს ნიჟარებისა, აღებული თანამედროვე ნიადაგის ზედაპირიდან, (e) ველის ფოტოსურათი დაკბილული ქვის იარაღისა, ნაპოვნი დამარხულ პალეონიადაგის ერთეულში (unit 2), (f) ლაბორატორიული ფოტოსურათი იმავე ქვის იარაღისა. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

lucorum-ისათვის და 1298 ± 378 წელი *Xeropicta derbentina*-ისათვის, რაც ეფუძნება არსებულ კვლევებს (Goodfriend and Ellis, 2000).

ნახშირის ექსტრაქცია ნიადაგის ნიმუშებიდან დამატებითი სირთულეებს მოიცავდა, ზოგიერთ სტრატეგიულ ერთეულეებში მათი სიმცირე ფიქსირდებოდა. ერთეულ 5-ში იყო წვრილმარცვლოვანი ხის ნახშირი, ხოლო ერთეულეებში 3 და 4 ჭარბობდა მიკრო-ნახშირები. ერთეულ 1-ში მასალის სიმცირეა და შესაბამისად რადიონახშირბადული დათარიღება ვერ განხორციელდა.

ერთეული 2-ის ასაკი დგინდება *H. lucorum*-ის ფრაგმენტიდან მიღებული რადიონახშირბადული თარიღით, რომელიც შეადგენს 42,459–44,159 წწ. B.P. (Before Present). ეს თარიღი შეესაბამება ერთეული 1-ის მინიმალურ ასაკს და თანხმობაშია ერთეული 2-ის ინტერპრეტაციასთან, როგორც ერთეული 1-ში განვითარებული ნიადაგის ჰორიზონტისა. მიუხედავად ამისა, ეს თარიღი განიხილება, როგორც ერთეული 2-ის მინიმალური ზღურბლად, რადგან იგი უახლოვდება რადიონახშირბადული დათარიღების მაქსიმალურ ლიმიტს. ერთეული 2-დან აღებული დაკბილული ქვის შემდგომმა გამოკვლევამ (ფიგურა 19) დაადასტურა, რომ იგი, სავარაუდოდ, პალეოლითური არტეფაქტია, 10–12 ათასწლეულის წინანდელი და გამოყენებული იყო საჭრელად (ზეპირი კომუნიკაცია რობერტ უელონისთან 2017). ამ არტეფაქტის ასაკი შეესაბამება ერთეული 2-ის ნავარაუდებ ასაკს >40 ათას. წწ. B.P. ადამიანთა ცხოვრების კვალი დათარიღებულია კავკასიაში მინიმუმ ~33 ათასი წლით (Bar-Yosef et al., 2011), ხოლო ჰომინიდების მიერ ინსტრუმენტების დამზადების მტკიცებულებები გაცილებით უფრო ძველ პერიოდს მიეკუთვნება (Lortkipanidze et al., 2013).

ნიმუშების კატალოგი, ¹⁴ C მას-სპექტრომეტრის ამაჩქარებლის (AMS) ლაბორატორიული შედეგები, და ასაკების						
საველე კოდი	ლოკაცია ჭრილზე	ლაბორატორიის კოდი	ნიმუშის ტიპი	შესწორებული	±	დაკალიბრებული ასაკების ინტერვალი (წლები) (2σ)
				¹⁴ C ასაკი*	(1σ)†	
Okami 001	N/A, ზედაპირიდან აღებული	218724	<i>H. lucorum</i>	–	–	–
Okami 002	N/A, ზედაპირიდან აღებული	218725	<i>H. lucorum</i>	–	–	–
Okami 004a	N/A, ზედაპირიდან აღებული	218726	<i>X. derbentina</i>	–	–	–
Okami 004b	N/A, ზედაპირიდან აღებული	218727	<i>X. derbentina</i>	–	–	–
U5-S12	M4.02 H-3.53 V	178925	<i>H. lucorum</i>	3,517	138	3,455–4,219
U4-S10	M4.52 H-3.07 V	178924	ფრაგმენტი <i>H. Lucorum?</i>	24,312	164	27,950–28,714
U4-S15	M6.83 H-3.84 V	218728	<i>H. lucorum</i>	33,952	303	37,486–39,198
U3a-S11	M7.59 H-2.83 V	178923	ფრაგმენტი <i>X. Derbentina?</i>	34,852	494	38,437–40,558
U3-P9	M6.22 H-1.83 V	178922	ფრაგმენტი <i>H. Lucorum?</i>	34,532	303	38,454–39,768
U2-S8	M8.78 H-1.58 V	178921	ფრაგმენტი <i>H. Lucorum?</i>	39,402	509	42,459–44,159
U1-S7	M12.98 H-3.20 V	178920	ფრაგმენტი <i>H. Lucorum?</i>	42,532	733	44,580–47,530
Unit 5-M5.5-3.5	M5.50 H-3.5 V	PRI-5659	ხის ნახშირის ფრაგმენტი	N/A	N/A	1,920–2,110
			მიწის ნიმუში			
Unit 4-M5.5-2.75	M5.50 H-2.75 V	PRI-5660	მიკრო-ნახშირი	N/A	N/A	42,480–43,100
Unit 3-M6.8-1.8	M6.8 H-1.80 V	PRI-5661	მიკრო-ნახშირი	N/A	N/A	47,580–49,210

ცხრილი 2: დათარიღების შედეგები ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში. მონაცემი მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

ერთეულები 3 და 3a-ის ასაკი განისაზღვრა ცალკეული ნამარხი ნიჟარების დათარიღებით, რომლებიც შეადგენს 38,454–39,768 წწ. B.P. (ნიმუში U3-P9) და 38,437–40,558 წწ. B.P. (ნიმუში U3a-S11). ეს თარიღები მნიშვნელოვნად ემთხვევა ერთმანეთს, რაც მოსალოდნელია კოლუვიური სედიმენტისთვის (ერთეული 3), რომელზეც ზემოდან განლაგებულია სუსტად განვითარებული ნიადაგი (ერთეული 3a). ერთეული 3-ის ნიადაგის მიკრო-ნახშირის თარიღმა აჩვენა 47,580–49,210 წწ. B.P. (ნიმუში unit 3-M6.8-1.8), რაც, ჩვენი ინტერპრეტაციით, გამოწვეულია უფრო ძველი ნახშირის ხელმეორედ განამარხებით ერთეულებიდან 1 ან/და 2. ვინაიდან ერთეული 3 ინტერპრეტირებულია, როგორც აზეცებული ნაოჭის ციცაბო (სამხრეთი) ფრთის გასწვრივ (ფიგურა 7), იგი შესაძლოა შეიცავდეს ძველ მასალას ერთეულებიდან 1 ან 2, მათ შორის ნამარხ ნიჟარებს. ამ ერთეულზე დამატებითი ინფორმაციის არარსებობის პირობებში, და მოსაზღვრე ერთეულების ასაკების გათვალისწინებით, ვიღებთ ~38–40 ათას წელს ერთეულებისთვის 3 და 3a.

ერთეული 4-ის ასაკის განსაზღვრა რთულდება ორი მიზეზით. პირველ რიგში, ნამარხი ნიჟარების ორი ნიმუშის თარიღები არ შეესაბამება სტრატиграფიულ თანმიმდევრობას: უფრო ღრმა ნიმუშმა U4-S10 აჩვენა 27,950–28,714 წწ. B.P, ხოლო ზედა ნიმუშმა U4-S15 უფრო ძველი თარიღი – 37,486–39,198 წწ. B.P. მეორე მხრივ, მიკრო-ნახშირის ასაკი შეადგენს 42,480–43,100 წწ. B.P. (ნიმუში unit 4-M5.5-2.75), რაც მნიშვნელოვნად აღემატება ორივე ნიჟარის ნიმუშის ასაკს. ამ დათარიღებების შეუსაბამობა შეიძლება აიხსნას სხვადასხვა ფაქტორებით, მათ შორის U4-S15 ნიმუშის ნაწილობრივად უფრო ძველი მასალისგან წარმოშობით (დამატებითი ინფორმაცია იხილეთ სტატიაში Stahl et al., 2022). სტრატиграფიული მდგომარეობის გათვალისწინებით, რომლებიც მიუთითებს, რომ ერთეული 4 ახალგაზრდა არის ერთეულ 3-თან შედარებით, ჩვენ ვანიჭებთ ერთეულ 4-ს მინიმალურ ასაკს 27,950–28,714 წწ. B.P, ნიმუშის U4-S10 მიხედვით, და ვუარყოფთ დანარჩენ ორ ძველ თარიღს.

ერთეული 5-ის AMS-დათარიღებამ, რომელიც განხორციელდა 27 მყარი ნახშირის ნაწილაკზე (7 მგ), აჩვენა 1920–2110 წწ. B.P. (ნიმუში unit 5-5.5-3.5). ეს თარიღი დაახლოებით 1500–2000 წლით ახალგაზრდაა ანომალიის კორექტირებულ და კალიბრირებული თარიღთან შედარებით, რომელიც შეადგენს 3455–4219 წწ. B.P, იმავე ერთეულის ნიჟარის ნამარხის საფუძველზე (ნიმუში U5-S12). ეს შეუსაბამობა შესაძლოა გამოწვეული იყოს ახალგაზრდა ნახშირის ნაწილაკების ბიოტურბაციის ან ინ-სიტუ დაწვის შედეგად წარმოქმნით, რაც შეესაბამება ჩვენს ინტერპრეტაციას, რომ ერთეული 5 ჩამოყალიბდა ადამიანის საქმიანობის შედეგად. ამ ასაკობრივი დიაპაზონის გასათვალისწინებლად, ჩვენ ვიღებთ კონსერვატიულ ასაკს 1920–4219 წწ. B.P. ერთეულისთვის 5 (Unit 5).

საბოლოოდ, ყველა თარიღის და სტრატиграფიული მონაცემების გათვალისწინებით, ვასკვნით, რომ ნიჟარების თარიღები, 2σ ცდომილების ფარგლებშია, და შეესაბამება სტრატиграფიულ თანმიმდევრობას პალეოსეისმურ ჭრილში, გარდა ერთეული 4-ის ორი ნიმუშისა (U4-S10 და U4-S15). მიღებული თარიღები და მიკრო-ნახშირის

მონაცემები სტრატეგიულ თანმიმდევრობას იცავენ. ჩვენ ვანიჭებთ უპირატესობას ნიჟარების თარიღებს ერთეულებისთვის 1–3a, ახალგაზრდა ნიჟარის ასაკს ერთეულისთვის 4 და კომბინირებულ ასაკს ერთეულისთვის 5. თუმცა, ვაღიარებთ, რომ ერთეულების 1–5 ასაკებში არსებობს გარკვეული ბუნდოვანება, რომელიც ამ კვლევის ფარგლებში ვერ აღმოიფხვრა და სასურველია სამომავლო კვლევების შედეგად მოხდეს დაზუსტება.

9. დისკუსია

ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე მდინარე მტკვრის ტერასების და მისი შენაკადების შესწავლამ მნიშვნელოვანი ინფორმაცია მოგვცა მეოთხეული პერიოდის სხვადასხვა გეოლოგიურ პროცესებზე. რეგიონში ალუვიური ტერასების დაგროვება განპირობებული იყო მდინარის ფართო ქსელით. ალუვიური ნალექების წყაროს წარმოადგენდა კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ოროგენები საიდანაც მასალის ჩამოიტანა აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის (ათნშს-ის) აღმოსავლეთ სეგმენტის ტერიტორიაზე ხორციელდება მდინარეების მეშვეობით (ფიგურები 8 და 13). ეს ტერიტორია სავარაუდოდ შედარებით მოსწორებული და მცირედ დანაოჭებული იყო ახლო გეოლოგიურ წარსულში. მდინარე პალეო-მტკვრის და მისი ლოკალური შენაკადების აუზები, სავარაუდოდ, მდებარეობდა ახალგაზრდა ოროგენების ფრონტალურ ნაწილში, რის გამოც ხდებოდა ალუვიური მასალის ჭარბი მოდინება და აკუმულაცია.

მე-17 (T17) ტერასის ალუვიური საფარი საკმაოდ სქელია (30-40 მ, იხილეთ ფიგურა 20c), რაც მისი ფორმირებისას შედარებით ხანგრძლივ დაღექვას მიუთითებს ერთმხრივ, ასევე მოსალოდნელია სედიმენტების ჭარბი მოდინება რეგიონში. შემდგომი ტერასები (T16 და უფრო ახალი ტერასები) დაფარულია უფრო თხელი ალუვიური მასალით (2-4 მ) და წარმოადგენს კლასიკურ სტრატ-ტერასებს. ამ ტერასებზე ალუვიური მასალის სისქის მნიშვნელოვანი შემცირება სავარაუდოდ გამოწვეულია მათი პალეო-ზედაპირების სწრაფი ფორმირებით, რაც გამოწვეული უნდა იყოს მდინარის მიერ ხეობის სწრაფი ჩაჭრით.

სამწუხაროდ, ჩვენ ვერ მოვახერხეთ ტერასის ნალექების სრულფასოვანი დათარიღება. მიღებული ასაკები არადამაჯერებელი იყო, ოთხი ნიმუშიდან სამი მხოლოდ მინიმალურ ასაკს იძლევა. აქედან გამომდინარე, შეუძლებელია ამ ასაკებით რეგიონში მომხდარი გეოლოგიური პროცესების დათარიღება. შედეგად, ჩვენ უნდა

დავეყრდნოთ შედარებითი დათარიღების მეთოდებს. უძველეს ტერასებად მიგვაჩნია ყველაზე მაღალი ტერასები (T17) მდ. მტკვრის თანამედროვე კალაპოტიდან, ხოლო ყველაზე დაბალ ტერასებად (T1), ყველაზე ახალგაზრდად (ფიგურა 13). სავარაუდოდ ეს მიღებული და ლოგიკური მიდგომა მდინარის ტერასების პირობითი ასაკების განსაზღვრისთვის ტექტონიკურად აქტიურ რეგიონში ყოველთვის გამართლებული არაა, რადგან შესაძლოდ მიგვაჩნია რომ რომელიმე ტერასა ამოვარდნილი იყოს ტექტონიკური აზეგების გამო ამ საერთო სურათიდან.

კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყლის და ქართლის აუზის კონტაქტის ზოლში პირველად შესრულდა პალეოსეისმური კვლევა და საკმაოდ მნიშვნელოვანი შედეგები მივიღეთ. დაფიქსირებულია კავკასიონის მთავარი რღვევის ფრონტალური რღვევა, ასევე დაფიქსირებული მინიმუმ 4 მიწისძვრის შემთხვევა. მტკვრის ტერასებისგან განსხვავებით დათარიღების მხრივ დადებითი შედეგია მიღებული ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში, რისი საშუალებითაც დაფიქსირებულია სამი მიწისძვრის მოვლენის თარიღები.

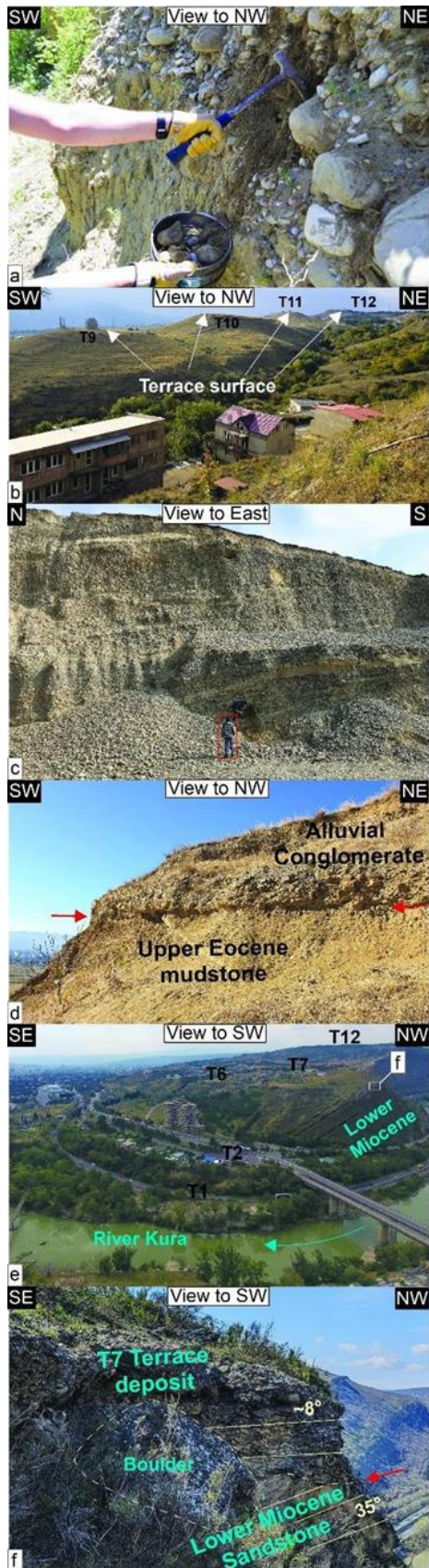
ქვევით მოცემულია მდინარე მტკვრის და ოკამის პალეოსეისმური კვლევების შედეგების განხილვა, ვინაიდან ეს ორი საკვლევი არეალი ერთმანეთისგან გეოგრაფიულად დაშორებულია და ასევე კვლევის მეთოდიკაც განსხვავებულია, დისკუსია ორ ნაწილადაა გაყოფილი და ამ ორ კვლევაზე დამოუკიდებლადაა გარკვეული ანალიზი მოცემული.

9.1 მტკვრის ტერასები

9.1.1 შედეგების ანალიზი და ტერასების მნიშვნელოვანი უბნები

ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ფლუვიალური პალეო-ზედაპირების დარუკების შემდეგ გამოირჩა რამდენიმე უბანი, სადაც მტკვრის ტერასების სხვადასხვა დონეები მკვეთრადაა გამოკვეთილი. ეს უბნები ძირითადად დაკავშირებულია ათნშს-ის სტრუქტურებთან, პარალელური (W-E) მიმართების ანტიკლინებთან. აღსანიშნია შემდეგი 3 ანტიკლინური უბანი: ჩრდილოეთ მონაკვეთში არმაზის და ნორიოს ანტიკლინები; ცენტრალურ ნაწილში ლისის ანტიკლინი; სამხრეთით - თაბორის ანტიკლინი. ამ ანტიკლინებზე განვითარებული მდ. მტკვრის ტერასები კარგადაა გამოკვეთილი და მათი თანმიმდევრობა და დონეების ცვლილება ყველაზე თვალსაჩინოდ იკითხება (ფიგურა 21).

არმაზი-ნორიოს ანტიკლინური მონაკვეთი: ეს უბანი საკვლევი არეალის ჩრდილოეთ ნაწილში მდებარეობს და აქ მტკვრის ტერასების 12 დონეა ჩვენს მიერ დაფიქსირებული. მე-4 ტერასა ამ მონაკვეთში ცალკეულ ერთეულად ვერ გამოვყავით, რელიეფში მე-3 და მე-5 ტერასებს შორის ცალკეული მოსწორებული რელიეფური ფორმა ვერ იქნა ვერც Lidar-ის საშუალებით დაფიქსირებული და ასევე ვერც საველე კვლევისას. ამის ძირითად მიზეზს წარმოადგენს მცირე შენაკადების გამოზიდვის კონუსები, რომლებიც გავრცელებულია ამ უბანზე განსაკუთრებით მდ. მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე, რის გამოც გადაფარულია ტერასები, და სავარაუდოდ მე-4 ტერასის რელიეფი სრულად სახეცვლილია.



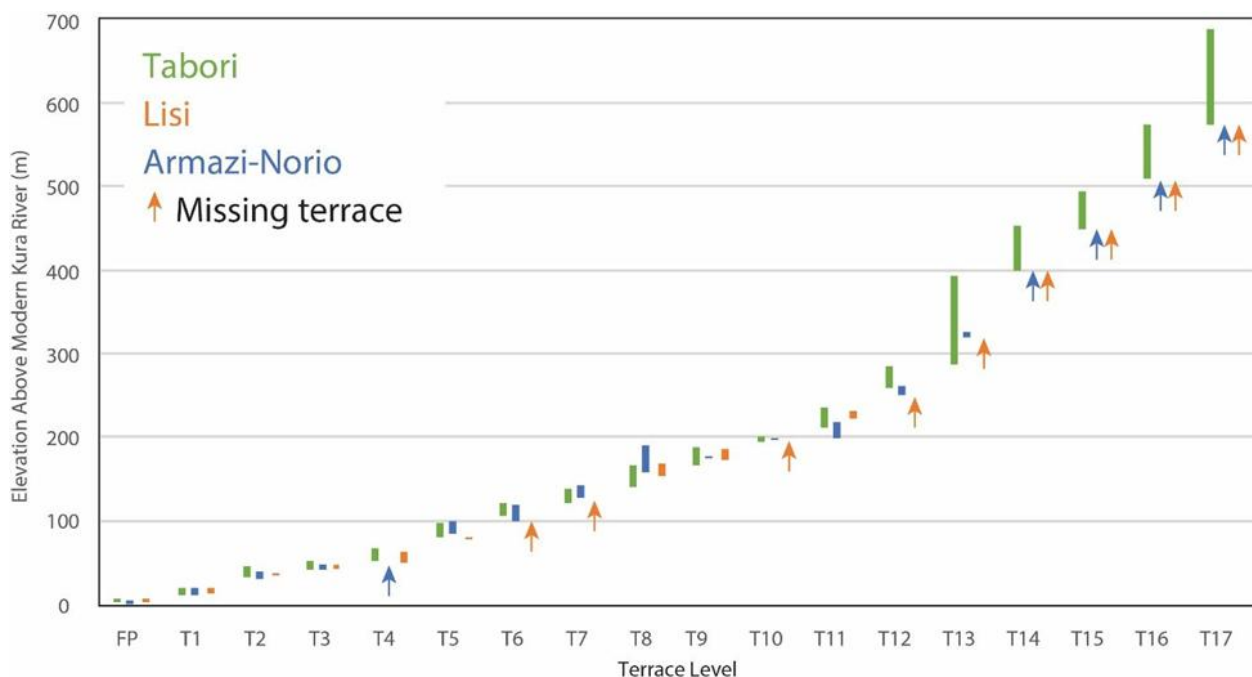
არმაზი-ნორიოს ანტიკლინებზე გავრცელებული მტკვრის ტერასების იდენტიფიკაციის მთავარ სირთულეს წარმოადგენს მტკვრის შენაკადები და მათი ეროზიული და აკუმულაციური ფორმები, განსაკუთრებით საგურამოს ქედის დამრეცი ფერდობიდან მომდინარე მცირე შენაკადების გამოზიდვის კონუსებით დაფარული მტკვრის ტერასები რთულად ამოსაცნობია. მთავარ სირთულეს იდენტიფიკაციის დროს გლდანის-ხევის ტერასებისგან მტკვრის ტერასების გამიჯვნას

ფიგურა 24: ტერასის ალუვიური ნალექები და რელიეფური ფორმების ფოტოსურათები: a) ნიმუშის აღება კლასტების ლითოლოგიური ანალიზისთვის ლოკაცია #9-ის სიახლოვეს, მტკვრის ტერასა T8. b) ტერასის ზედაპირების საერთო ხედი მახათას გორაკის სამხრეთ-დასავლეთით, ლოკაცია #35 და #36-ის მახლობლად. c) T17 ტერასის (ქაშუეთის ტერასა) დანალექები, რომლებიც გაშიშვლებულია კარიერის დასავლეთ კედელზე ლოკაცია #21-ზე (წითელ მართკუთხედში მყოფი ადამიანი არის 188 სმ. სიმაღლის). d) სტრატ-ტერასა ლოკაცია #37-ზე, რომელიც გამოკვეთილია ზედა ეოცენის თიხა-ქვებზე, თბილისის წყალსაცავის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. e) ტერასის ზედაპირების საერთო ხედი მტკვრის მარჯვენა სანაპიროსთან, ლოკაცია #4-ის მიდამოებში, სადაც ტერასა (T7) დეფორმირებულია კვლევის ტერიტორიის ჩრდილო-დასავლეთ კუთხეში. თეთრი ოთხკუთხედი მიუთითებს პანელ f-ის ფოტოს დაახლოებით მდებარეობას. f) სტრატ-ტერასა, რომელიც გამოკვეთილია ქვედა მიოცენის შრეებზე ლოკაცია #4-ზე. ლოკაციაზე იკითხება კუთხური უთანხმოება ქვედა მიოცენურ ქვიშაქვებს შორის და მე-7-ე ტერასის ფლუვიალური სედიმენტებს შორის, რომლებიც დაქანების აზიმუტი ანალოგიურია და უდრის დაახლოებით 140-145°-ს. ეს შრეები არმაზის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაზე მდებარეობს. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

წარმოადგენდა. ამ მონაკვეთში პალეოდინების მონაცემები არაინფორმატიული იყო რადგან მტკვრის და გლდანის-ხევის დინებები დაახლოებით ერთი მიმართულებით მიედინებოდა (S-SE). მნიშვნელოვანი როლი ამ ორი მდინარის ტერასების გამოქვანაში შეასრულა ლითოლოგიურმა ანალიზმა (ფიგურა 14), მიუხედავად იმისა რომ ტერასებს ამ მონაკვეთში მრავალფეროვნება არ ახასიათებდათ ლითოლოგიის კუთხით, ისე როგორც ტიპიურ მტკვრის ტერასებს, ერთი ქანის კლასტებით მოხდა ტერასების იდენტიფიკაცია, კონკრეტულად პორფირიტული ტექსტურის ვულკანური ქანის ქვარგვანებით. ეს ქანები საგურამოს და იალნოს ქედებზე (მტკვრის მარცხენა ნაპირი) არაა აღწერილი, მსგავსი ქანები დამახასიათებელია შუა ეოცენური ასაკის ვულკანური სტრატოგრაფიული ერთეულისთვის, რომელიც გავრცელებულია მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე. აქედან გამომდინარე მდ. მტკვრის მარცხენა შენაკადის ტერასებში ვერ მოხვდებოდა უფრო მსხვილი ჰიდროლოგიური ერთეულის (მდ. მტკვრის) ბარიერის მიღმა გავრცელებული ქანის მასალა ალუვიურ სედიმენტებში.

ამ არეალში გავრცელებულ ტერასების მნიშვნელოვანი მომენტიანია მათი ზედაპირების დახრილობა სამხრეთის მიმართულებით, რაც ერთი შეხედვით მდინარის დინების მიმართულებებს ემთხვევა და ამ შემთხვევაში ტერასების რამდენიმე გრადუსით დახრა არაა გასაკვირი, თუმცა არმაზის და ნორიოს ანტიკლინებზე გავრცელებული ტერასების დახრა მერყეობს 10-35°. მსგავსი სურათი კარგად დაიკვირვება გაშიშვლებებზე (#4; 9). აღნიშნული ფაქტორის გამო ამ მონაკვეთში გავრცელებული ტერასების ზედაპირებს ანომალური დახრა გააჩნიათ და ვერანაირად ვერ აკმაყოფილებდნენ რეგიონში გავრცელებული ტერასების ზედაპირების დახრის ტრენდს. რის გამოც არმაზი-ნორიოს მონაკვეთზე გავრცელებული ტერასების დარუკება-იდენტიფიკაციისთვის ინდივიდუალური დაკვირვების მეთოდი გამოვიყენეთ, რადგან TereX-ის ნახევრად ავტომატურ მეთოდის გამოყენებისას ასეთი მაღალი დახრის კუთხის მქონე ზედაპირები ამოვარდნილი იყო ჩვენს მიერ მითითებულ ყველა ვარიაციიდან. ტერასების დახრის ძირითად მიზეზად გვესახება მეოთხეულ პერიოდში მიმდინარე აქტიური ტექტონიკური დეფორმაცია, რაც ძალიან

კარგად იკითხება ქოშიგორას (#4) და გლდანის (#9) მონაკვეთში გავრცელებულ ტერასებზე.



ფიგურა 25: ტერასების დონეების გრაფიკი, თანამედროვე მდინარე მტკვრის მიმართ სიმაღლეები; ფერები მიუთითებენ ტერასების დაჯგუფებას ანტიკლინების მიხედვით, რომლებიც კვლევის ტერიტორიაზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ შემდეგია: არმაზი და ნორიო (ლურჯი), ლისი (ნარინჯისფერი) და თაბორი (მწვანე). ზემოთ მიმართული ისრები მიუთითებენ იმ ტერასებზე, რომლებიც ამ სიმაღლის დიაპაზონში არ გვხვდება. თაბორის ანტიკლინის მონაკვეთში ყველაზე მეტი ტერასა დავაფიქსირეთ, ხოლო ლისის ანტიკლინის მონაკვეთზე — ყველაზე ნაკლები. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

გლდანის (#4) ტერასის მდებარეობის და მორფოლოგიური თავისებურებებით გლდანის-ხევის ტერასას უფრო გავს, თუმცა პალეოდინების და ლითოლოგიური შედგენილობის ანალიზის საშუალებით მდინარე მტკვრისთვის დამახასიათებელი ნიშნები აქვს. საგულისხმოა ერთი ფაქტი, გლდანის ტერასას დასავლეთით, მდ. გლდანის-ხევის მარჯვენა ნაპირზე მორფოლოგიურ ბარიერის სახით აქვს უფრო ძველი, მე-11 ტერასა (#6) რაც პალეო მტკვრის დინებას ბარიერს შეუქმნიდა და ამ მონაკვეთში მტკვრის ტერასის ჩამოყალიბება ამ მხრივ ნაკლებად სავარაუდოა. გლდანის ტერასის იდენტიფიკაცია ზევით ნახსენები ფაქტების გამო რთულია. ჩვენ ამ ეტაპზე ლითოლოგიური და კლასტების პალეო ორიენტაციით ვიხელმძღვანელებთ და

ტერასა მტკვარს მივაკუთვნეთ, თუმცა არსებობს ალბათობა რომ ეს მორფოლოგიური ერთეული გლდანის-ხევის მეოთხე ტერასა იყოს.

გლდანის ტერასის მნიშვნელოვან დეტალს წარმოადგენს მისი ტექტონიკური დეფორმაცია (ალუვიური ფენის სტრუქტურული ელემენტები - დაქ. აზიმუტი 180, დახ. კუთხე 33°). მისი ელემენტი კარგად იზომება ქვიშნარი, მასიური ლინზისა და კონგლომერატების კონტაქტზე. მდ. გლდანის-ხევის მარჯვენა ნაპირზე ტერასის (#6) ზედაპირს ანალოგიური დახრილობა აქვს. სამწუხაროდ ამ ტერასის ალუვიური სედიმენტების არსებული გაშიშვლებები არ იძლევა საშუალებას, რომ სტრუქტურული ელემენტები გაიზომოს, და ზუსტი დახრილობა დაფიქსირდეს სავსე პირობებში. ამ ტერასის შესახებ მხოლოდ Lidar-ის მონაცემებს ვეყრდნობით, სადაც მკაფიოდ იკითხება ტერასის სამხრეთით დახრილი ზედაპირი. ანალოგიურად მდ. მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე, ქოშიგორის (#4) ტერასის კონგლომერატების გაშიშვლებაზე იზომება სტრუქტურული ელემენტი (138, 25°), რომელიც კუთხური უთანხმოებით თავზე ადევს ქვედა მიოცენურ ქვიშაქვებს. მნიშვნელოვანია ის ფაქტიც რომ ტერასებს ანალოგიური მიმართება აქვთ რაც რეგიონში არსებულ პალეოგენურ-ნეოგენურ ასაკის ძირითად ქანებს, განსხვავება მხოლოდ დახრის კუთხეა. ეს ფაქტი ჩვენი აზრით ამყარებს იმ მოსაზრებას, რომ ტერასები ჩართულია საერთო ტექტონიკურ დეფორმაციებში.

ლისის ანტიკლინური მონაკვეთი: საკვლევი რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს და შედარებით პატარა უბას წარმოადგენს, გამომდინარე იქიდან რომ ლისის ანტიკლინის საკვლევ რეგიონში შედარებით მცირე გავრცელება აქვს. ტერასების დონეების რაოდენობით დანარჩენ უბანს ჩამორჩება. ამ მონაკვეთში სულ 8 ტერასა იქნა დაფიქსირებული. მდ მტკვრის დონიდან ყველაზე მაღალი (ძველი) ტერასა 230 მეტრ სიმაღლეზეა (T11). ტერასები ძირითადად განვითარებულია მდ. მტკვრის მარცხენა ნაპირზე. მათი თანმიმდევრობა არაა დაცული. ამ მონაკვეთზე არ ფიქსირდება T6, T7, T10 ტერასები.

თაბორის ანტიკლინური მონაკვეთი: ამ მონაკვეთზე მტკვრის ტერასების დონეების ყველაზე მრავალრიცხოვანი ჭრილია. არეალი ფართობულად ყველაზე ვრცელია საკვლევი რეგიონში. თაბორის ანტიკლინი სტრუქტურა მდ. მტკვრის ორივე ნაპირზე კარგად განვითარებული სტრუქტურაა, რაც სავარაუდოდ მტკვრის ტერასების დონეების სიმრავლის (T1-T17) მთავარი მიზეზია. მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე თაბორის ანტიკლინი დადებით რელიეფს ქმნის - მთაწმინდის (ჩრდ) და თაბორის (სამხ) ქედების სახით, მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე ანტიკლინი ჰიფსომეტრიულად გაცილებით უფრო დაბალი და გაშლილი რელიეფი ახასიათებს. ამ მონაკვეთში ტერასები ყველაზე მკაფიოდ ვაზისუბანი-მახათის (#34; 36) მონაკვეთზეა დაფიქსირებული, განსაკუთრებით T5-T12 ტერასები. ამ ტერასების უდიდეს ნაწილზე მჭიდრო დასახლებაა გაშენებული, რის გამოც ბუნებრივი რელიეფი სახეცვლილია, თუმცა Lidar-ის საშუალებით შევძელით მოგვებდინა ტერასების დარუკება. საველე კვლევისას ალუვიური მასალით აგებული განსხვავებული ჰორიზონტების დაფიქსირების შედეგად Lidar-ის მონაცემი კიდევ უფრო სარწმუნო გახდა. ვაზისუბანი-მახათის მონაკვეთზე ტერასების მორფოლოგიური და კლასტების ორიენტირების შესწავლის საშუალებით იკვეთება მტკვრის პალეოდინების დღევანდელთან (სამხრეთულთან) შედარებით განსხვავებული მიმართულება. მახათის გორის ყველაზე მაღალ ტერასაზე (T12) კლასტების ორიენტაცია მიგვითითებს პალეონაკადის აღმ - ჩრდ-აღმ მიმართულებას, მსგავსი მიმართულებით წაგრძელებული ფორმა აქვს ასევე თავად ამ ტერასის პოლიგონსაც (SW-NE), რომლის სიგრძე, დაახლოებით 4 კმ-ია. ანალოგიური ორიენტაცია დაიკვირვება მომდევნო ახალგაზრდა ტერასებზე (T11-T6), რომლებიც მდებარეობს მახათის გორის სამხრეთ ფერდობზე.

საგულისხმოა, რომ ამ უბანზე, თანამედროვე მდ. მტკვრის დინების ტრაექტორიის ცვლილება ხდება თაბორის ქედის სამხრეთით, თელეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობთან. მდ. მტკვარი აწყდება თელეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობს, და შესამჩნევად იცვლის ტრაექტორიას და მიედინება სამხრეთ-აღმოსავლეთ

მიმართულებით. თელეთის ქედი აგებულია შუა ეოცენური ასაკის ტუფებით და ტუფო-ბრექჩიებით, რომლებიც რეგიონში გავრცელებულ ქვიშაქვებზე და თიხაქვებზე შედარებით უფრო მედეგია ეროზიის მიმართ. მდ. მტკვრისთვის ტუფოგენური დასტებით აგებული თელეთის ქედი გარკვეულ დაბრკოლებას წარმოადგენს, და მის გამო უხდება ტრაექტორიის შეცვლა. თაბორი ანტიკლინის მონაკვეთზეც ანალოგიურ მოვლენას ვაკვირდებით და მახათა-ვაზისუბნის ტერასები მსგავსი გეოლოგიური პროცესის შედეგი უნდა იყოს. სავარაუდოდ მაშინ როდესაც ყალიბდებოდა მახათის გორაზე მეთორმეტე ტერასა, მის სამხრეთით მდებარეობდა თაბორის ანტიკლინის უფრო შემადგენელი რელიეფური ფორმა (თაბორის პალეო-ქედი?), რის გამოც პალეო-მტკვარი მკვეთრად იცვლიდა ტრაექტორიას და მიედინებოდა აღმოსავლეთ მიმართულებით. ანალოგიური მიმართულება ქონდა შედარებით უფრო ახალგაზრდა პალეო-დინებებს, რომლებმაც ჩამოაყალიბეს მახათის გორის სამხრეთ ფერდობზე სხვა ტერასებიც (T11-T6). ამ ტერასებში ტრაექტორიის მიგრაცია ხდება აღმოსავლეთურიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთურისკენ, თანდათანობით პალეო-მტკვარის დინების ტრაექტორია უახლოვდება თანამედროვე მდ. მტკვრის ტრაექტორიას, რაც გამოწვეული უნდა იყოს თაბორის ანტიკლინის და მისი აზევებული ნაწილის ეროზიით და დენუდაციით.

თაბორის ანტიკლინის მორფოლოგიური გამოხატულება ზედაპირზე თაბორის და მთაწმინდის ქედებია, დღეს ეს ქედები მხოლოდ მტკვრის მარჯვენა ნაპირზეა და მდინარის დინების ტრაექტორიაზე, მცირედით დღემდე აქვთ გავლენა. სავარაუდოა რომ გეოლოგიურ წარსულში თაბორის ანტიკლინთან დაკავშირებულ რელიეფის დადებით ფორმას (ქედს, ქედებს) კიდევ უფრო დიდი გავლენა ქონდა მტკვრის პალეო დინებაზე, დაახლოებით ისეთივე გავლენა როგორც თელეთის ქედს აქვს დღესდღეობით მტკვრის თანამედროვე დინების მიმართულებაზე, და შედეგად ვაზისუბანი-მახათას მონაკვეთის ტერასების მიმართულებები (W-E) განსხვავდება დღევანდელ დინების მიმართულებისგან. მტკვრის დინების ცვლა აღმოსავლეთიდან (T12-T5) სამხრეთის მიმართულებამდე (დღევანდელი მიმართულება) გამოწვეული

უნდა იყოს მტკვრის მარცხენა სანაპიროს შედარებით უფრო მაღალი ტექტონიკური აზეცების სიჩქარით. მახათა-ვაზისუბნის მონაკვეთზე არსებულ ტერასის ალუვიური ნალექების გაშიშვლებებზე სამწუხაროდ ვერ ხერხდება სტრუქტურული ელემენტების გაზომვა, ზოგადად მახათის ტერასის ზედაპირისთვის დამახასიათებელია SE მიმართულების მცირე დახრილობა (2-3°), აქედან გამომდინარე მტკიცებით ფორმაში რთულია ამ ტერიტორიაზე ლოკალურ ტექტონიკური აქტივობაზე საუბარი.

თაბორის ანტიკლინის მონაკვეთის S-SE მიმართულებით, სტრუქტურულად ანტიკლინს სინკლინი ანაცვლებს, რელიეფი შედარებით მოსწორებულ, ვრცელ მტკვრისკენ დაქანებულ ვაკეში გადადის. მტკვრის ტერასების ზედაპირების სიმაღლეები ერთმანეთისგან მკვეთრად აღარაა გამოყოფილი და მათ შორის საზღვარი აღარ გაირჩევა. რელიეფის ფორმების გარჩევას ანთროპოგენული გავლენაც ართულებს. ტერასები ამ მონაკვეთში პირობითად გვაქვს გამიჯნული. ანალოგიური პრობლემა არსებობს შედარებით ძველ ტერასებზე (T13-T16). ტერასების გარჩევა მხოლოდ ფრაგმენტულადაა შესაძლებელი. ეს ტერასები მთლიანობაში წარმოადგენს მტკვრისკენ დახრილ ფერდობს, რომელიც დანაწევრებულია მცირე მდინარეების კალაპოტებით, ხშირ შემთხვევაში მტკვრის ტერასების და მცირე შენაკადების რელიეფის პალეო-ფორმების გარჩევა ლითოლოგიური და პალეოდინებების ანალიზის გარეშე შეუძლებელია. თაბორის ანტიკლინის ზონის ამ ტერასების სიძველიდან და რელიეფის სპეციფიკიდან გამომდინარე ჩვენს მიერ გამოყოფილი ტერასების რაოდენობა შესაძლოა არაა სწორი, ვინაიდან ზოგიერთი ტერასის სიმაღლე საშუალო მაქსიმუმი და მინიმუმი ძალზედ დიდ დიაპაზონში მერყეობს (მაგალითად T13: 287-393 მ), სავარაუდოა ამ მონაკვეთში მტკვრის უფრო მეტი პალეო რელიეფის ფორმის არსებობა, რომლის გამოყოფა ჩვენი კვლევის ფარგლებში ვერ მოხერხდა.

თაბორის ანტიკლინზე და ზოგადად მთელ საკვლევ რეგიონში არსებული ტერასებიდან ყველაზე მაღალია, მტკვრის კალაპოტიდან 690 მეტრ სიმაღლეზე ქაშვეთის ტერასა (T17), რომელიც ერთ-ერთი ყველაზე მკაფიოდ გამოკვეთილი

ფლუვიალური რელიეფის ფორმაა რეგიონში. მოსწორებული, E-NE მიმართულებით დახრილი 6 კმ სიგრძის წაგრძელებული პლატო, რომლის ზედაპირი აგებულია მძლავრი (40 მეტრამდე) ალუვიური სედიმენტით. შემადგენელი კონგლომერატები სუსტად შეცემენტებულ, ცუდად ახარისხებულ, ძირითადად უსტრუქტურო ნალექებს წარმოადგენენ. სტრუქტურული ელემენტები რთულად თუმცა მაინც იზომება (დაქანების აზიმუტი 328° , კუთხე 06°) ტერასის დასავლეთ ნაწილში. ქაშვეთის ტერასა კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული ქვედა მიოცენურ ტერიგენულ ქანებზე. ქაშვეთის ტერასის აღმოსავლეთ ნაწილი მორფოლოგიურად გათიშული აქვს მდ. ლოჭინს, რომლის მარცხენა ნაპირზე ფიქსირდება, ვრცელი აღმოსავლეთით დახრილი ვაკე (ლოკაციები #25; 41; 31). ამ ორი მორფოლოგიური ერთეულის ერთ ტერასად მოხსენიების მიზეზად ბევრი ფაქტორი არსებობს: რეგიონში არსებულ არცერთ ტერასას არ გააჩნია ასეთი მძლავრი სედიმენტი როგორც ამ ორ ტერასას ($40>მ$); ტოპოგრაფიულ პროფილზე კარგად ჩანს თუ როგორ ებმის ქაშვეთის ტერასა მდ. ლოჭინის მეორე მხარეს არსებულ ტერასას; კლასტების პეტროლოგიური შედგენილობა საკმაოდ მსგავსია ერთი მეორის (ფიგურა 14); პალეოდინებების ანალიზი აჩვენებს რომ ქაშვეთის ტერასაზე არსებული ტრაექტორია გრძელდება მდ. ლოჭინის აღმოსავლეთით (ფიგურა 15). ამ ორი ტერასის ურთიერთ კავშირთან დაკავშირებით მოსაზრება აქამდეც გამოთქმულა (ალფაიძე, 1972) და ჩვენი აზრით ჩვენს მიერ წარმოებული კვლევა აღნიშნულ მოსაზრებას კიდევ უფრო ამყარებს.

მდ. მდ. ნორიოს-ხევი - საცხენისის მონაკვეთი: ქაშვეთის ტერასის ჩრდილოეთით, იალნოს ქედის სამხრეთ ფერდობზე მდინარეული ტერასები ფართოდაა გავრცელებული, რომლის ზედაპირი აგებულია ალუვიური მასალით (სისქე $1\sim 10$ მ). მდ. ნორიოს-ხევის და საცხენის-ხევის მონაკვეთზე ჰიფსომეტრიულად ტერასები სხვადასხვა ჰორიზონტებზე მდებარეობს (550-1100 მ), და რამდენიმე დონე გამოიყოფა. ALOS-2 30 მეტრიანი (AW3D30) DEM-ის დამუშავებისას დავაფიქსირეთ, რომ ამ მონაკვეთზე არსებული ჰიფსომეტრიულად მაღალი ტერასები (ფიგურა 13), მორფოლოგიურად მეტნაკლებად ებმის ქაშვეთის ტერასას (T17). სამწუხაროდ LiDAR

ის მონაცემი ამ მონაკვეთისთვის არ მოგვეპოვება და დარუკების სიზუსტე ამ მონაკვეთზე არაა ისეთი მაღალი როგორც თბილისის მონაკვეთზე. ამის გამო მდ. მდ. ნორიოს-ხევის და საცხენისის მონაკვეთზე ვაწარმოეთ დეტალური საველე კვლევები: პალეოდინეების მონაცემი ზოგიერთ შემთხვევაში ემთხვეოდა მტკვრის საერთო ტრენდს (SE-E), თუმცა ანალოგიური დინების მიმართულებები ვლინდება თანამედროვე, მცირე მდინარეებზე ამ უბანზე, აქედან გამომდინარე ამ მონაცემზე დაყრდნობა არარის საკმარისი იმისთვის რომ გაგვერკვია ამ არეალში არის თუ არა მტკვრის ტერასები.

მდ. საცხენისის მარჯვენა ნაპირზე მდებარე ჰიფსომეტრიულად მაღალ (ზღვის დონიდან 1050-1100 მ) ტერასაზე პალეოდინეები მკაფიოდ სამხრეთ მიმართულებას გვაჩვენებს, რაც ემთხვევა ამ მონაკვეთზე ტერასის სიახლოვეს არსებულ მდ. საცხენისის თანამედროვე დინების ტრაექტორიას. პალეოდინეები ბოლომდე სანდო მონაცემს ვერ იძლევა, რის მიხედვითაც შევძლებდით მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების პალეოდინეების გარჩევას. ამის გამო გადავწყვიტეთ აქცენტი გაგვეკეთებინა კლასტების ლითოლოგიურ შედგენილობაზე. ამ მხრივ მცირე მდინარეების წყალშემკრები აუზები საკმაოდ მცირეა და მოიცავს იალნოს ქედის სამხრეთ ფერდობს, რომელიც აგებულია ნეოგენური ასაკის კარბონატული და ტერიგენული ქანებით: კირქვა, ქვიშაქვა, თიხაქვა. ლითოლოგიური ერთგვაროვნების გამო მარტივად შევძელით განგვესხვაებინა მდ. მტკვრის ტერასებისგან, რომლისთვისაც დამახასიათებელია გაცილებით მრავალფეროვანი კლასტების პეტროლოგია. (ეს აბზაცი ზოგადია და სასურველია ცალკე ეწეროს ან სხვა ადგილას გადაიტანო)

ნორიოს-ხევის და საცხენისის მონაკვეთზე სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ სიმაღლეზე და სხვადასხვა ტერასაზე 6 წერტილში (ლოკაციები #11, 12, 13, 14, 15, 17) შევასრულეთ კლასტების ლითოლოგიური აღწერა. კლასტები წარმოდგენილია ჩვენს მიერ შედგენილი კლასიფიკაციის ძირითად მხოლოდ 5 ტიპის ქანებით (ფიგურა 14).

მსგავსი პეტროლოგია ახასიათებს იალნოს ქედის სამხრეთ ფერდობს. ტერასებში არ გვხვდება სხვა გეოლოგიური ობიექტისთვის დამახასიათებელი კლასტები, მხოლოდ ადგილობრივი პეტროლოგიითაა წარმოდგენილი, რაც იმას ნიშნავს რომ მდ. მდ. ნორიოს-ხევი-საცხენისის მონაკვეთზე გავრცელებული უკლებლივ ყველა ტერასა ეკუთვნის იალნოს ქედის სამხრეთიდან მომდინარე მცირე მდინარეებს.

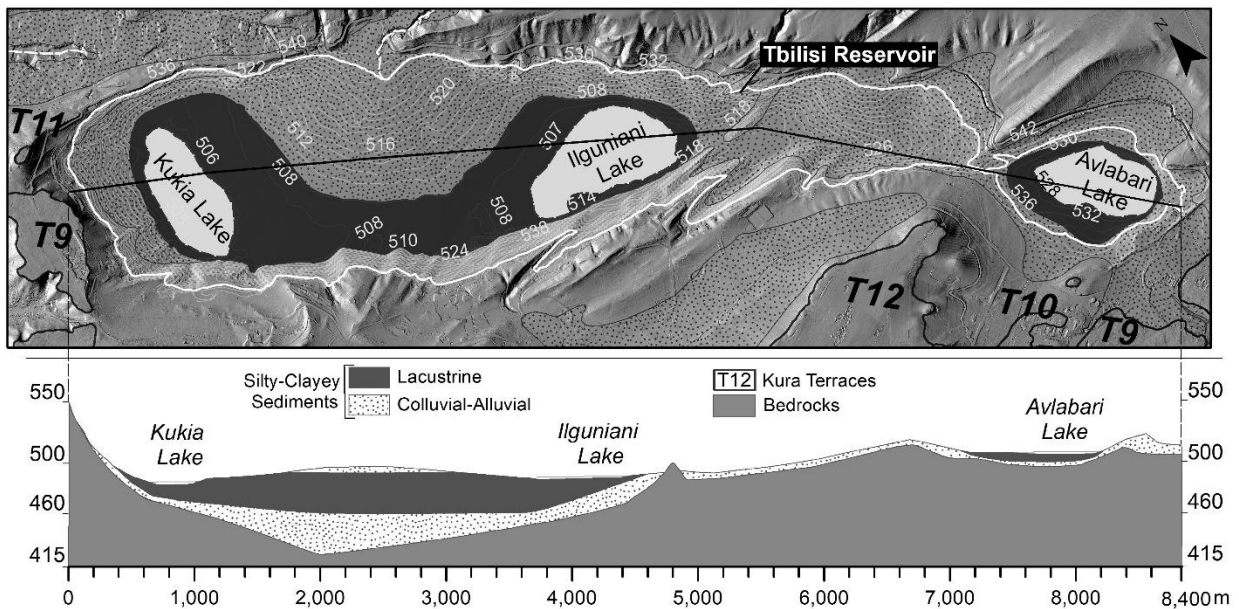
დიდგორი-თელოვანის ტერასები (#16 ლოკაციის მიმდებარე ტერიტორია ფიგურა 13-ზე), რომელიც მიიჩნევა მტკვრის ტერასებად (ნემანიშვილი, 1975) არის მტკვრისკენ დაქანებული (SE) პლატოს ფორმის, მცირე მდინარეებით დანაწევრებული მორფოლოგიური ერთეულები. რელიეფში მკვეთრად გამოირჩევა, მტკვრის მხარეს (აღმოსავლეთით) აქვს ციცაბო ქარაფი, სადაც მკვეთრი გადასვლა აქვს დიდი დილმის კოლუვიური მასალით ამოვსებულ დეპრესიისკენ. Lidar-ით შესრულებული ნახევრად ავტომატური მოდელირების შედეგად დიდგორის მორფოლოგიური ერთეული როგორც ტერასა ისე იქნა დაფიქსირებული. სავსე დაკვირვებებმა და განსაკუთრებით პეტროლოგიურმა და პალეოდინების ანალიზმა აჩვენა რომ, პლატო ჩამოყალიბებულია ქვედა მიოცენურ ქვიშაქვების და თიხაქვების ზედაპირზე, რომელიც გადაფარულია კოლუვიურ-ალუვიური მასალით, რომელიც კარგად დაიკვირვება ხელოვნურ და ბუნებრივ გაშიშვლებებში. ჰიფსომეტრიულად ზევით მდებარე გაშიშვლებებში, შემადგენელი ალუვიური მასალა დაკუთხულია და დაუმუშავებელი (ბრექჩია), ხოლო პლატოს აღმოსავლეთ დაბოლოებებზე შემადგენელი მასალა შედარებით უფრო დამუშავებულია. ფსეფიტური მასალა არის ფრაგმენტულად წარმოდგენილი გაშიშვლებებში და ჩართულია ძირითად თიხნარ-ქვიშნარ მასალაში. პეტროლოგიურად ფსეფიტები ერთგვარია, და აგებულია ათწმს-ის ეოცენური და მიოცენური ქვიშაქვებით და ტუფებით, რაც რადიკალურად განასხვავებს მდ. მტკვრის ტერასების შემადგენელი ფსეფიტებისგან. კლასტების ორიენტაციის მიხედვით პალეოდინების მიმართულება სამხ-აღმ-ია. არსებული მონაცემის მიხედვით დიდგორი-თელოვანის პლატოებს მტკვრის ტერასებს ვერ

მივაკუთვნებთ, სავარაუდოდ ჩამოყალიბებულია მტკვრის მარჯვენა, მცირე შენაკადების მიერ: დიღმის-წყალი, მილის-ხევი და სხვ.

თბილისის წყალსაცავი: საკვლევ უბნის ცენტრალურ მონაკვეთში, T12 და T13 ტერასებს შორის მდებარეობს თბილისის წყალსაცავი, რომელიც 1953 წლიდან ფუნქციონირებს. იგი დაგუბდა სამი მლაშე ტბის: კუკიის, ილგუნიალისა და ავლაბრის ადგილზე (ფიგურა 22). ტერიტორია ბუნებრივ დეპრესიას წარმოადგენს, რომელიც ყველა მხრიდან შემოსაზღვრულია ძირითადი ქანებით აგებული ამაღლებული რელიეფით. დეპრესიას წაგრძელებული ფორმა აქვს (NW-SE), რომლის სიგრძეა დაახლოებით 8.7 კმ. სიგანე - 1.8 კმ (ფიგურა 22). თბილისის წყალსაცავის ტერიტორია მიიჩნევა როგორც მტკვრის პალეო-კალაპოტი (ალფაიძე, 1972). ასევე არის მოსაზრება გამოთქმული ტექტონიკური დაძირვასთან დაკავშირებით (Elerdashvili et al., 1957), თუმცა არსებულ კვლევებში არ იკვეთება საკმარისი მტკიცებულება და მხოლოდ ვარაუდია გამოთქმული. იქიდან გამომდინარე რომ ტერიტორია ამჟამად წყალქვეშაა მოქცეული, დეპრესიის ზედაპირის სედიმენტების უშუალო დაკვირვება ვერ ხერხდება, ამიტომ ნალექების და რელიეფის შესახებ ინფორმაციის წყაროდ არსებული გეოლოგიური სამეცნიერო და გეოტექნიკურ ნაშრომებს ვეყრდნობით. კვლევებიდან მნიშვნელოვანი ფაქტობრივი მასალის შემცველი ნაშრომია თბილისის წყალსაცავის საპროექტო ანგარში (Elerdashvili et al., 1957) და მასთან თანდართული რუკა (1:10 000).

წყალსაცავის რელიეფი მოსწორებულ, თიხნარ-ქვიშნარი ნალექებით შევსებულ ქვაბულს წარმოადგენს. ნალექების უმთავრეს შემომტან აგენტის ფუნქციას მცირე მდინარეები და დროებითი ხეხვები წარმოადგენენ, განსაკუთრებით ჩრდილოეთიდან მდ. კვირიკობის-ხევი, რომლის გამოზიდვის კონუსი მლაშე ტბების დეპრესიაში მკაფიოდ დაიკვირვება (ფიგურა 22), და ერთმანეთისგან აცალკევებდა კუკიის და ილგუნიალის ტბებს, რომლებიც ერთიან ტბას წარმოადგენდა გეოლოგიურ წარსულში, რაც მტკიცდება დეპრესიაში არსებული ტბიური ნალექების გავრცელებით (ფიგურა

22). დეპრესიის სამხ-აღმ დაბოლოება (ავლაბრის ტბა) ჰიფსომეტრიულად შედარებით აზევებულ ნაწილს წარმოადგენს, რომელიც საშუალოდ 20 მეტრით უფრო მაღლა მდებარეობს ვიდრე მლაშე ტბების დეპრესიის ძირითადი ნაწილი. წყალსაცავის დაგუბებამდე, ტერიტორიაზე შესრულებულ გეოლოგიურ რუკებზე, ჭრილებსა და ჭაბურღილის მონაცემებში ძირითადად ფიქსირდება ტბიური და კოლუვიურ-ალუვიური სედიმენტები. დეპრესიის ფსკერზე შესრულებულ არცერთ ჭაბურღილში არ იქნა დაფიქსირებული ალუვიური ქვარგვალეები (კონგლომერატები), ძირითადად ფიქსირდება თიხნარ-ქვიშნარი სედიმენტები, რომელთა სისქე ცვალებადია: დეპრესიის ჩრდილო-დასავლეთ მონაკვეთში 30 მ. ცენტრალურ ნაწილში 76 მ. სამხრეთ-აღმოსავლეთ – 10 მ. ნალექები განლაგებულია ქვედა მიოცენურ ქვიშაქვების და თიხაქვების მორიგეობაზე (Elerdashvili et al., 1957).



ფიგურა 26: თბილისის წყალსაცავის მონაკვეთი, რელიეფის რუკა და გეოლოგიური ჭრილი (ჭრილის ვერტიკალური მასშტაბი ათჯერ გაზრდილია): რუკაზე ნაჩვენებია მლაშე ტბების ლოკაციები, რომლებიც არსებობდა ტერიტორიაზე წყალსაცავის შექმნამდე, აღსანიშნია რომ ტბიური ნალექები ბევრად უფრო დიდ ტერიტორიაზე იყო გავრცელებული ვიდრე მლაშე ტბები. მოცემულ რუკაზე და ჭრილზე კარგად ჩანს, რომ წყალსაცავის ქვაბული შემოფარგლულია ყველა მხრიდან უფრო მაღალი რელიეფით, და ქვაბული ყველა მხრივ ჩაკეტილია.

თბილისის წყალსაცავის დეპრესიის ფსკერის უდიდესი მონაკვეთი მდ. მტკვრის მე-6 ტერასის სიმაღლეზე მდებარეობს, ჰიფსომეტრიულად - 505-510 მ. (მდ. მტკვრის დონიდან შეფარდებითი სიმაღლე 105-110 მ). დეპრესიას ფორმა წაგრძელებული აქვს, მდ. მტკვრის დინების მიმართულების ანალოგიური (NW-SE). მიუხედავად მორფოლოგიური მახასიათებლების გარკვეული დამთხვევისა, დეპრესიის ძირის ამგები სედიმენტებში კონგლომერატების მასალის არ არსებობის გამო ტერიტორიის მიჩნევა მდ. მტკვრის პალეო-კალაპოტად მართებულად არ მიგვაჩნია. ამ მოსაზრებას ამყარებს ასევე ის ფაქტი, რომ მლაშე ტბების ქვაბული ყველა მხრიდან შემოსაზღვრულია დეპრესიის ფსკერთან შედარებით ამაღლებული რელიეფის ფორმებით, რის გამოც ქვაბული იზოლირებულ, დამოუკიდებელ მორფოლოგიურ ელემენტს წარმოადგენს (ფიგურა 22). თუ დავუშვებთ იმ მოსაზრებას, რომ ქვაბული გამომუშავებულია მდ. მტკვრის მიერ, ზოგადად მტკვრის დინების ტრექტორიის და ქვაბულის წაგრძელებული ფორმის მიმართების გათვალისწინებით, სავარაუდოა რომ ტერიტორიაზე პალეო-მტკვარი ჩრდილოეთის მხრიდან უნდა შედინებულიყო და S-SE მიმართულებით გამოდინებულიყო და გაეგრძელებინა დენა SE მიმართულებით. პალეო-ნაკადის შედინების სავარაუდო მხრიდან (თემქის დასახლების მიმდებარედ) რელიეფი ამაღლებულია, დეპრესიას ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან საზღვრავს რამდენიმე ათეული მეტრით უფრო მაღალი T9 და T11 ტერასები, რომლებიც გამომუშავებულია ძირითად ქანებზე და ისინი ტოპოგრაფიულად ბარიერს წარმოადგენენ. ჩრდილო მხარეს ყველაზე დაბალი წერტილი ქვაბულის ჩრდ-აღმ მონაკვეთშია, თუმცა აქაც კი მიოცენური ასაკის ქვიშაქვების და თიხაქვების ჩრდილოეთით დაქანებული ქანები 20-30 მეტრიან სიმაღლის ბუნებრივ ბარიერს წარმოადგენს ქვაბულისთვის და გარეშე ჰიდროლოგიური ქსელისთვის გადაულახავ გეოლოგიურ ბარიერად გვევლინება. იმის დაშვების მიუხედავად, რომ დეპრესიის გარკვეული ნაწილი ტექტონიკურად აზევებულია და სახეცვლილი, მაინც ნაკლებად სავარაუდოა რომ მლაშე ტბების ქვაბული პალეო-მტკვრის მიერ გამომუშავებული დეპრესია იყოს.

მლაშე ტბების ქვაბულის წარმოშობის უმთავრეს ფაქტორს წარმოადგენს ტექტონიკური აზეგების დროს წარმოშობილი უარყოფითი სტრუქტურული ფორმები: საბურთალოს სინკლინის აღმოსავლეთ დაბოლოება და ლისის ანტიკლინის აღმოსავლეთ პერიკლინური დაბოლოების ადგილზე წარმოშობილი უარყოფითი, დაწეული სტრუქტურა, რომელიც აღმოსავლეთით თაბორის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში გადადის. თუმცა მხოლოდ ამ სტრუქტურების მიერ შექმნილი უარყოფითი რელიეფის ფორმისთვის მლაშე ტბების დეპრესიის შექმნას ვერ მივაწერთ. სავარაუდოა ასევე რომ ქვაბულის ჩრდ-აღმ-აღმ-თ მონაკვეთზე არსებობდეს აქტიური ტექტონიკური სტრუქტურა, რომელიც აზეგებულია და შესაბამისად ქმნის შემადლებულ რელიეფს. სამწუხაროდ ამ ეტაპზე ამ მოსაზრების გამყარება ფაქტიური მასალით ვერ მოვახერხეთ და საჭიროებს ამ მიმართულებით კვლევების გაგრძელებას.

9.1.2 ლოკალური ტექტონიკური აქტივობის ფაქტები

რამდენიმე ფაქტორმა შეიძლება გავლენა მოახდინოს ფლუვიალური ხეობის ჩაჭრის სიჩქარეზე, მაგრამ ჩვენ განვიხილავთ ორ ძირითად პროცესს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა შეცოცებითი სარტყელის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების მრავალდონიანი რელიეფის ფორმირებაში: კასპიის ზღვის დონის ცვლილება და ადგილობრივი ტექტონიკური აზეგება. კასპიის ზღვის დონემ არაერთხელ განიცადა ცვლილება მეოთხეულ პერიოდში (Rögl, 1999; Popov et al., 2006; Forte and Cowgill, 2013; Krijgsman et al., 2019). მდ. მტკვრის ბაზისის დონის ამ ცვლილებებმა შეიძლება გავლენა მოახდინოს მდინარე მტკვრის მთელ გრძივ პროფილზე, განსაკუთრებით ტერასის ფორმირებაზე ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტის მონაკვეთზე და მდინარე მტკვრის აუზში. თუ საბაზისო დონის ცვლილებები ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების ფორმირების მთავარი ფაქტორი იქნებოდა ტექტონიკური უმოქმედობის პერიოდში,

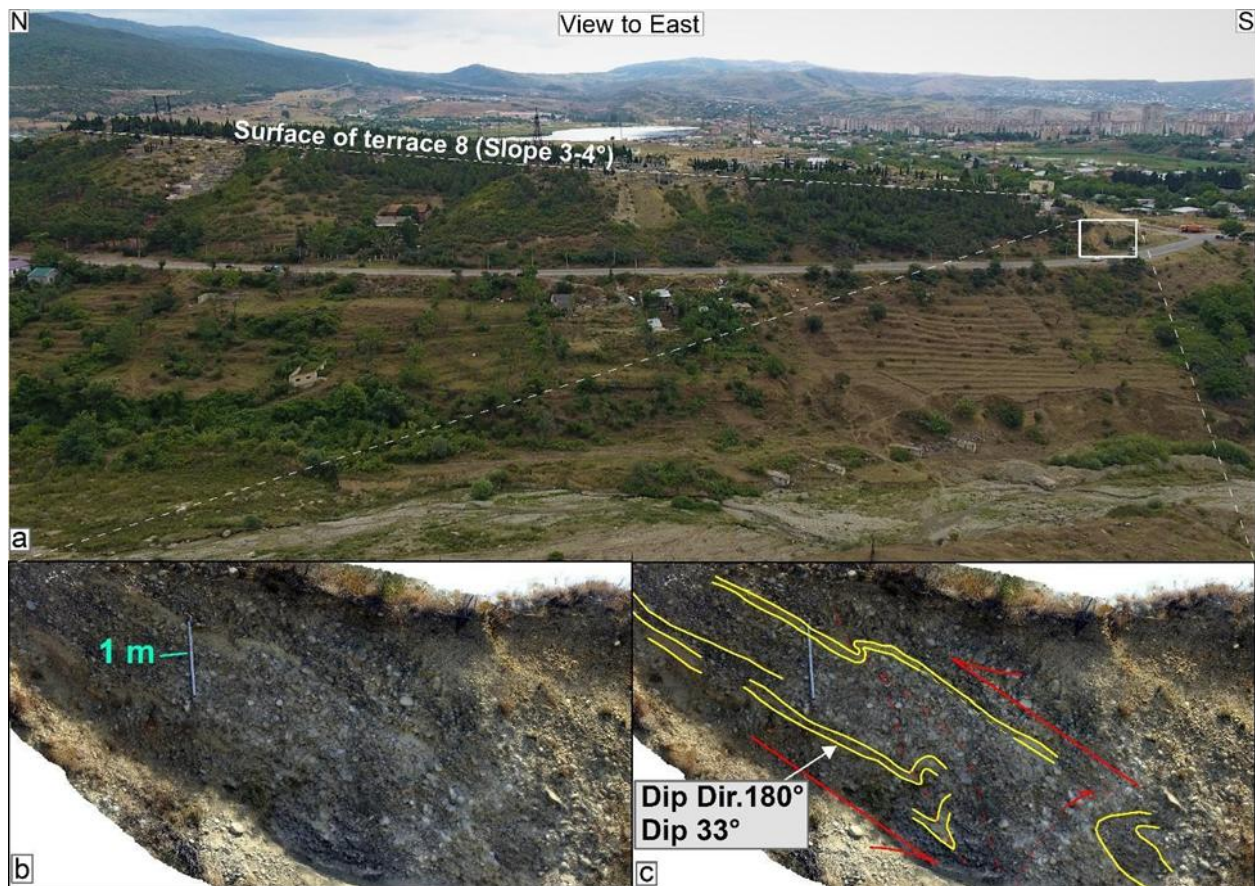
მოსალოდნელია, რომ ტერასები მეტ-ნაკლებად თანაბრად ჩამოყალიბებულიყო არსებულ ანტიკლინებზე, სინკლინებზე და ოროგენებს შორის აუზებზე. თუმცა, რა თქმა უნდა გარკვეულ ზეგავლენას იქონიებდა ტოპოგრაფია, ეროზია და ნალექდაგროვება რეგიონის სხვადასხვა უბნებზე.

ჩვენი კვლევა აჩვენებს, რომ ტერასები ყველაზე მკაფიოდ არის წარმოდგენილი აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის (ათნშს) ანტიკლინებზე, რაც ჩვენი აზრით იმის ინდიკატორია, რომ ადგილობრივი ტექტონიკური აზევება ტერასების ფორმირების მთავარი ფაქტორი. მიუხედავად იმისა, რომ კასპიის ზღვის დონის ცვლილებებმა შესაძლოა ტერასების ფორმირებაში გარკვეული როლი ითამაშა, ჩვენ მიგვაჩნია, რომ ეს ეფექტი მეორეხარისხოვანია ადგილობრივი ტექტონიკური აზევების ფონზე.

მდინარე მტკვრის ტერასების დიდი რაოდენობით არსებობა და მკაფიოდ გამოკვეთა რეგიონის ანტიკლინებზე სავარაუდოა, რომ გამოწვეული იყოს ტექტონიკური აზევების პარალელურად ტერასების ფორმირება. ამ მხრივ აღსანიშნავი მაგალითებია არმაზისა და ნორიოს ანტიკლინები ჩრდილოეთ არეალში და ლისის ანტიკლინი ცენტრალურ არეალში (ფიგურა 13). ანტიკლინების აზევების და ქედების წარმოქმნისას მდინარე პალეო-მტკვარი მათ ზედაპირებზე სტრატ-ტერასებს ქმნიდა. გარდა ამისა, მდინარე პალეო-მტკვარმა ხეობები ანტეცენდეტურად გაჭრა არმაზისა და ლისის ტერიტორიების ანტიკლინიკურ მონაკვეთებში. საკვლევ ტერიტორიაზე ნეოტექტონიკური კუთხით განსაკუთრებით აღსანიშნავია დეფორმირებული ალუვიური ნალექები, რომლებიც გვხვდება ორ ტერასაზე: T8 მდინარე გლდანის-ხევის მარცხენა სანაპიროზე (გლდანის ტერასა, იხ. ფიგურები 10 და 20) და T7 მდინარე მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე (ქოშიგორას ტერასა, ფიგურა 20e-f).

გლდანის ტერასის ზედაპირის (T8) ანთროპოგენული მოქმედებით გამოწვეული ცვლილების მიუხედავად შესამჩნევია ტერასის ზედაპირის დახრილობა სამხრეთ მიმართულებით, სავარაუდო დახრილობით დაახლოებით 3-4° (ფიგურა 23). ტერასის

სამხრეთ ნაწილში ალუვიური ნალექები დეფორმირებულია, დაქანების აზიმუტი 180° და დახრის კუთხე 33° . ეს ელემენტები კარგად გაზომვადია კონგლომერატებსა და ქვიშის ფენებს შორის არსებულ ზედაპირებზე (ფიგურა 23c). გაზომვები აჩვენებს ტერასის მონაკვეთში კუთხური უთანხმოებას ალუვიურ ნალექებსა და მის ქვევით არსებულ ქვედა მiocენის ქვიშაქვებსა და თიხაქვებს შორის (დაქ. აზ. 196° და კუთხე 60°). ამ გაშიშვლებაზე არსებულ დეფორმაციაზე შეინიშნება მცირე ზომის გადაადგილება რამდენიმე ათეული სანტიმეტრით (ფიგურა 23c).



ფიგურა 27: ტერასა T8-ის (გლდანის ტერასა) ფოტოები, გადაღებული საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში, ლოკაცია #9-ის მახლობლად, სადაც მდ. გლდანის-ხევი კვეთს ნორიოს ანტიკლინის სამხრეთ ფრთას: ა) ტერასის საერთო ხედი (დრონის სურათი), რომლის ზედაპირი დახრილია $190-200^\circ$ მიმართულებით; ბ) დაუმუშავებელი და გ) ინტერპრეტირებული ფოტოები გზის პირას არსებული გაშიშვლების, სადაც მე-8 ტერასის სამხრეთ დაბოლოებაზე ალუვიური ნალექების (ყვითელი ხაზებით) შრეებს/ლიწებს კვეთს რღვევითი ზონა (წითელი წყვეტილი ხაზები). დეფორმირებული შრეები და დისლოკაციები მიუთითებს ჩრდილოეთით დახრილ ნაოჭა-შეცოცებითი სტრუქტურაზე. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

დეფორმაცია, რომელიც დაფიქსირდა ამ გაშიშვლებაზე (ფიგურა 23) მიუთითებს მცირე ზომის ჩრდილოეთისკენ დახრილ ნაოჭის არსებობაზე, რომელიც სავარაუდოდ განლაგებულია შეცოცებითი რღვევის ზემოთ. გლდანის ტერასის ნალექების დაქანების აზიმუტი იმეორებს ალუვიური ნალექების ქვეშ არსებული ქვედა მთის ქანების დაქანების აზიმუტს, რომელთაც მხოლოდ დახრის კუთხე აქვთ განსხვავებული. ზოგადად გლდანის ტერასის ალუვიური ნალექები იმეორებს რეგიონის სტრუქტურების ტრენდს. ტერიტორიულად გლდანის ტერასის დეფორმაცია განლაგებულია გლდანის ტერასის სამხრეთ კიდეზე (ფიგურა 23). დეფორმაციის სამხრეთით რელიეფი შედარებით დაბალია, ჩრდილოეთით კი შემადგენელია. რელიეფი არ იმეორებს გაშიშვლებაზე არსებულ დეფორმაციის ტიპს, სადაც შეცოცების ზედა ბაგეს სამხრეთი ბლოკი წარმოადგენს ხოლო ქვედა ბაგეს - ჩრდილოეთ ბლოკი. ამის მიზეზი შეიძლება იყოს სამხრეთით არსებული ტერიტორიის ეროზია დენუდაცია.

გლდანის ტერასის დეფორმაცია, სავარაუდოდ, რეგიონში არსებული ტექტონიკური დაძაბულობის მხოლოდ ფრაგმენტია. ამ კვლევის დროს, გლდანის ტერასის დეფორმაციის მიდამოებში მეოთხეულ სედიმენტებში სხვა, უფრო დიდი რღვევის სტრუქტურები ვერ აღმოვაჩინეთ. ჩვენი ანალიზისა და არსებული ინფორმაციის საფუძველზე, გლდანის ტერასის დეფორმაცია შესაძლოა დაკავშირებული იყოს ორმოიანის სინკლინში არსებულ შეცოცებით ტიპის რღვევასთან. ეს სტრუქტურა ინტერპრეტირებულია გლდანის ტერასის აღმოსავლეთით, ქაშუეთის ტერასის მიდამოში, სეისმურ პროფილის ინტერპრეტირებულ გეოლოგიურ ჭრილზე (Alania et al., 2021). კვლევის მიხედვით, რღვევა იძირება ქაშუეთის ტერასის ჩრდილოეთ პერიფერიასთან, და სამხრეთითაა დაქანებული (სურათი 3). ამ ეტაპზე ჩვენ არ გვაქვს წვდომა ღრმა სეისმურ პროფილზე, ამიტომ ინტერპრეტირებულ მონაცემებს ვეყრდნობით. ეს რღვევა შესაძლოა რომ ვრცელდებოდეს დასავლეთით, მდინარე ხევძმარის ზედა წელში, მდინარის პარალელურად, შემდეგ კი გაგრძელდეს გლდანის ტერასის სამხრეთ კიდეში, სადაც სავარაუდოდ დავაფიქსირეთ ტერასის ალუვიურ

ნაღეჭებში გლდანის დეფორმაციის სახით. ამ დეფორმაციის დეტალური შესწავლა გადამწყვეტია რეგიონის ნეოტექტონიკური სურათის წარმოსაჩენად და ასევე აღსანიშნავია სეისმური რისკების შეფასებისას, რადგანაც გლდანის ტერასა უშუალოდ ქალაქ თბილისის ტერიტორიის არეალშია.

ქოშიგორას ტერასის (T7) დეფორმაცია ასევე მიეკუთვნება ტექტონიკურ აქტივობას, რომელიც სავარაუდოდ განვითარდა მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში (ნახ. 8f). ეს ტერასა მდებარეობს მდინარე მტკვრის მარჯვენა (დასავლეთ) ნაპირზე. აქ, ალუვიური ნაღეჭები კუთხური უთანხმოებით გადაფარავს ქვედა მიოცენის ნაღეჭებს, მაგრამ იმეორებს მათ დაქანების აზიმუტს (SW). ქოშიგორას ტერასა მდებარეობს არმაზის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაზე. ამ ტერასის ალუვიური ნაღეჭებიც ასევე მონაწილეობს ტექტონიკურ დეფორმაციაში, ანალოგიურად გლდანის ტერასისა. ქოშიგორას ტერასის დეფორმაცია მნიშვნელოვანია იმ თვალსაზრისით, რომ გლდანის ტერასაზე დაფიქსირებულ დეფორმაციის წარმომქმნელი ტექტონიკური დამაბულობა რეგიონის დასავლეთ ნაწილშიც ვლინდება და აჭარა-თრიალეთი ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთ მონაკვეთს სავარაუდოდ სრულად მოიცავს. ეს ტექტონიკური სტრესი მოქცეულია ათნშს-სა და მის ჩრდილოეთით მდებარე ქართლის აუზსა და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელს შორის.

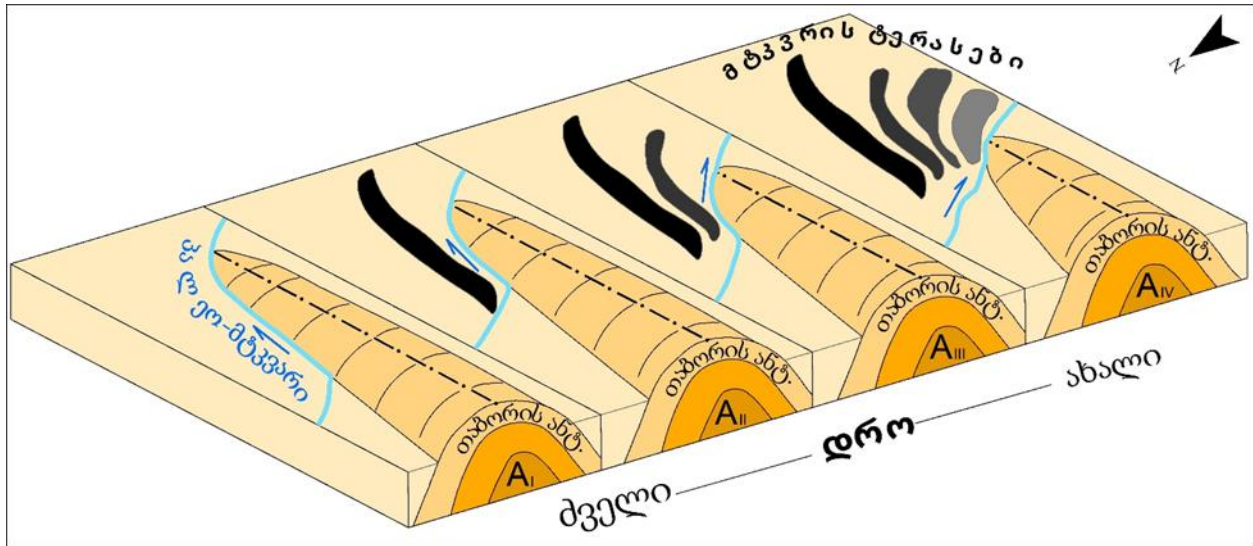
9.1.3 აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტის დეფორმირებული მდინარეული ტერასები

ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთ ნაწილში, ტერასების ალუვიური ნალექების აკუმულაციის შემდეგაც მიმდინარეობდა ტექტონიკური პროცესები. ტექტონიკური პროცესები რომელმაც გამოიწვია ცენოზოური ქანების დანაოჭება რეგიონის მასშტაბით. რეგიონში გაშიშვლებების ნაკლებობისა და ანთროპოგენური გავლენით ალუვიური ნალექების ბუნებრივი ფორმების ცვლილებების გამო, ამ ეტაპზე უფრო ახალგაზრდა ტერასებზე დეფორმაციების დადგენა ვერ შევძელით.

რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში ტერასები განსხვავდება ცენტრალური და სამხრეთი ნაწილებისგან იმით, რომ ისინი ბევრად უფრო ფართოდაა მდინარე მტკვრის მარჯვენა (დასავლეთ) ნაპირზე გავრცელებული. ეს მახასიათებელი არ შეიმჩნევა უფრო სამხრეთით მდებარე ანტიკლინებზე. პალეოგეოგრაფიული რეკონსტრუქცია გვიჩვენებს, რომ არმაზის ანტიკლინის აღმოსავლეთ დაბოლოების ღერძულ ნაწილზე დაფიქსირებული ტერასების ფორმირებისას, ანტიკლინის ეს მონაკვეთი არ იყო ჯერ აზევებული და პალეო-მტკვრის კალაპოტს წარმოადგენდა. სავარაუდოდ, არმაზის ანტიკლინის აღმოსავლეთ დაბოლოება ქმნიდა უფრო დაბალ რელიეფს და ჯერ არ იყო ამალელებული. T12 ტერასის ფორმირების შემდეგ მდინარე მტკვარმა მიგრაცია განიცადა ანტიკლინის აღმოსავლეთით და ჩამოაყალიბა T9, T7 და T6 ტერასები (ფიგურა 13b). ეს თანამიმდევრობითი მიგრაცია სავარაუდოდ მიუთითებს არმაზის ანტიკლინის აზევებაზე მდინარე მტკვრის აუზში, რისი "მოწმეც" იყო მდინარე მტკვარი.

9.1.4 თაბორის ანტიკლინი და მდინარე მტკვრის ტერასების ფორმირება

თუ ვივარაუდებთ, რომ რეგიონის ჩრდილოეთ და ცენტრალურ ნაწილებში ანტიკლინების აზევებას თან ახლდა ფლუვიალური ჩაჭრა და ტერასების თანდათანობით წარმოქმნა ანტიკლინზე, და ანტეცედენტური ხეობის ფორმირება, ამ მხრივ გარკვეულწილად გამონაკლისია თაბორის ანტიკლინი (რეგიონის სამხრეთ ნაწილში). მახათას გორაზე თაბორის ანტიკლინის ღერძული ნაწილი დაახლოებით ემთხვევა T8 ტერასას (ფიგურა 13). მის სამხრეთით, თაბორის ანტიკლინის სამხრეთ კიდეზე ტერასები თანდათან ახალგაზრდავდება (T7, T6, T5...). თუმცა საპირისპირო პროცესი შეინიშნება თაბორის ანტიკლინის ჩრდილოეთ კიდეზე (ფიგურა 13b). T8 ტერასიდან ჩრდილოეთით, ტერასები „ძველდება“ (T9, T10, T11...). ამრიგად, თაბორის ანტიკლინის ჩრდილოეთ ფერდობზე ღერძულ ნაწილთან უფრო ახლოს ტერასა შედარებით ახალგაზრდაა, ვიდრე ჩრდილოეთის ღერძიდან შორს მდებარე ტერასა. ეს პროცესი ეწინააღმდეგება თაბორის ანტიკლინის აზევებისას მასზე ტერასების სინქრონულ ფორმირებას, როგორც ეს შეინიშნება რეგიონის ჩრდილოეთით მდებარე ანტიკლინებზე (არმაზის, ნორიოს და ლისის ანტიკლინები). თაბორის ანტიკლინისა და მასზე არსებული ტერასების პოზიციის ინტერპრეტაცია შესაძლებელია შემდეგნაირად: ძველი ტერასების (T17, T16, T15, T14) ფორმირებისას მდინარე მტკვარი მიედინებოდა ფართო ხეობაში, რომელიც შემოსაზღვრული იყო ჩრდილოეთით და სამხრეთით ამაღლებული რელიეფით. ჩრდილოეთით ამაღლებული იყო ზედა მიოცენური დანალექი ქანებით აგებული ზონა, რომელიც ჩამოყალიბებულია აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის კონტაქტურ მონაკვეთში (საგურამოსა და იალნოს ქედები), სამხრეთით კი თაბორის ანტიკლინი და მისი მორფოლოგიური გამოვლინებები. ამრიგად, თაბორის ანტიკლინი უფრო შემაღლებულ არეალს წარმოადგენდა ვიდრე მის ჩრდილოეთ ტერიტორია (ორმოიანის სინკლინი). ის ტერიტორიები, სადაც ამჟამად მდებარეობს T17, T16, T15 და T14 ტერასები,



ფიგურა 28: თაბორის ანტიკლინის და პალეო-მტკვრის ევოლუცია მახათის მთის მონაკვეთში. სურათზე ნაჩვენებია პალეო-მტკვრის ტრაექტორიის ცვლილება და ანტიკლინის ეროზია. მოდელი შედგენილია მდ. მტკვრის ტერასების მდებარეობის და ტერასების ამგები კონგლომერატების იმპრიკაციის ანალიზის მიხედვით.

გეოლოგიურ წარსულში დადაბლებულ რელიეფს წარმოადგენდა და ამ მონაკვეთზე მიედინებოდა პალეო-მტკვარი. ქაშუეთის (T17) ტერასის ფორმირების პერიოდი სავარაუდოდ უფრო გრძელია, რაც მარტივი დაკვირვებით შეიძლება ვივარაუდოთ მისი ალუვიური საფარის სიმძლავრით (სისქით). ქაშუეთის ტერასიდან მდინარე მტკვარმა დაიწყო მიგრაცია სამხრეთით, სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით, ნელ-ნელა ეროზიით შლიდა თაბორის ანტიკლინის ჩრდილოეთ ფრთას და მის ღერძულ მონაკვეთისკენ მიიწევდა, და საბოლოოდ ღერძულ ნაწილის ეროზიაც შეძლო ახლანდელი მტკვრის მარცხენა ნაპირის არეალში.

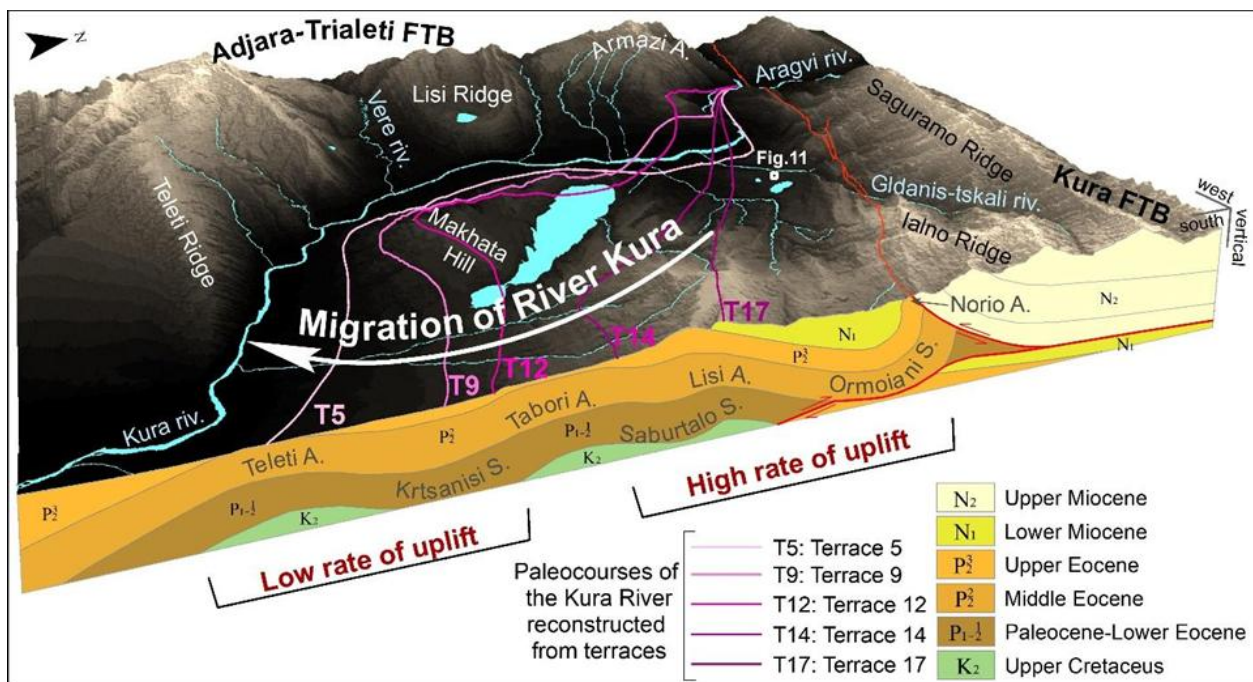
თაბორის ანტიკლინის გავლენა პალეო-მტკვრის დინებაზე თვალსაჩინოა მახათას გორის მიდამოებში T12, T11, T10 და T9 ტერასების ფორმირებისას (ფიგურა 13b). ამ ტერასების ფორმირებისას პალეო-მტკვარმა მკვეთრად იცვალა დინების მიმართულება და მიედინებოდა ჩრდილო-აღმოსავლეთით (T12, T11, T10, T9) (ფიგურა 24). მტკვრის დინებას თაბორის ანტიკლინის ჩრდილოეთით (საბურთალოს სინკლინი) სამხრეთის ტრაექტორია ჰქონდა და ამ მონაკვეთის შემდეგ თაბორის ანტიკლინის ღერძულ ნაწილთან შეჯახების გამო აღმოსავლეთ-ჩრდილო-

აღმოსავლეთის მიმართულებით იცვლიდა დინების მიმართულებას. პალეო-მტკვრის ასეთი კალაპოტის ჩამოყალიბების უშუალო მიზეზი სავარაუდოდ უნდა იყოს ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთით ტექტონიკური აზეგების სიჩქარის უფრო მაღალი ინტენსიურობით ვიდრე ამ რეგიონის სამხრეთ ნაწილში. ზოგადად სავარაუდოა რომ თაბორის ანტიკლინი მტკვრის ტერასების ფორმირების პერიოდში განიცდის აზეგებას, ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს თბილისის წყალსაცავის დებრესიაში. ამ დებრესიის სამხრეთი დაბოლოება, ყოფილი ავლაბრის მლაშე ტბის მონაკვეთი აზეგებულია თბილისის წყალსაცავის ჩრდილოეთ ნაწილთან შედარებით. სავარაუდოდ აზეგების ტემპი ორმოიანის სინკლინის ჩრდილოეთით გაცილებით ინტენსიური იყო ვიდრე ამ სინკლინის სამხრეთ ნაწილში, რის შედეგადაც მივიღეთ თაბორის ანტიკლინის აღმოსავლეთ მონაკვეთზე ეროზია, და ტერასების თავისებური განლაგება.

9.1.5 მდინარე მტკვრის მიგრაცია

ათნშს აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტექტონიკური აზეგების გამო ორი მნიშვნელოვანი მოვლენა იკვეთება: ანტიკლინების ანტეცედენტური ჩაჭრა და სტრატ-ტერასების ფორმირება, და მდინარე მტკვრის მიგრაცია. მთლიანობაში, ტერასების ფორმირებისას მდინარე მტკვარი განიცდიდა უწყვეტ მიგრაციას ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისკენ. T17 (ქაშუეთი-სამგორი) ტერასის ფორმირების შემდეგ მდინარე მტკვარი მიგრირებდა თელეთის ანტიკლინისკენ (სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით) (ფიგურა 25). ამ მიგრაციის მიზეზად მიგვაჩნია ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთ მონაკვეთში უფრო სწრაფი ტექტონიკური აზეგება, ვიდრე - რეგიონის სამხრეთით. არსებული მონაცემების მიხედვით (Sokhadze et al., 2019; Onuri et al., 2020; Alania et al., 2021; Godolaze et al., 2024), ათნშს-ის

აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთი მონაკვეთი ტექტონიკურად აქტიურია, ჩვენი კვლევები ნათლად მიუთითებს, რომ საკვლევი რეგიონის ჩრდილოეთ ზონაში აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი (მცირე კავკასიონი) აქტიურ კონტაქტშია მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელთან (კავკასიონი) და ქართლის აუზთან. განსაკუთრებით აღსანიშნია აჭარა-თრიალეთის და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლების კოლიზია საკვლევი არეალი უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. სწორედ აქ მიმდინარეობს ყველაზე ინტენსიური აზეგება ჩვენის აზრით, ვინაიდან აქ მდებარეობს რეგიონში ყველაზე მაღალი ტერასა, ქაშუეთის ტერასა და



ფიგურა 29: მოდელირებული ბლოკ-დიაგრამა, რომელიც ასახავს ინტერპრეტირებულ მექანიზმს მდინარე მტკვრის ტერასების ფორმირების შესახებ. ვარდისფერი ხაზებით ნაჩვენებია მდ. პალეო-მტკვრის სავარაუდო მდებარეობები ხუთ განსხვავებულ პერიოდში. პერიოდები გამოყოფილია ტერასების (T5, T9, T12, T14, T17) მიხედვით. მოდელირებისათვის გამოვიყენეთ მკაფიოდ გარჩევადი ტერასები, რაც საერთო დინამიკას აჩვენებს რეგიონში. პალეო-მტკვრის მდებარეობებით მკაფიოდ იკითხება მისი მიგრაცია სამხრეთ-აღმოსავლეთ მიმართულებით, ეს პროცესი ჩვენი აზრით უკავშირდება აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის (მცირე კავკასიონი) და მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის (კავკასიონი) მეოთხეულ პერიოდში მიმდინარე აქტიური კოლიზიის გამო. ამ პროცესის შედეგად აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ჩრდილოეთ ფრონტალური ზონა აღემატება აზეგების მაჩვენებლით მის სამხრეთ ზონას რის გამოც ხდება მდინარე მტკვრის მიგრაცია სამხრეთ-აღმოსავლეთ მიმართულებით, სადაც აწყდება თაბორის და თელეთის ანტიკლინებს. Boichenko et al., 2025-ის პუბლიკაციიდან.

აქედან თანდათანობით, შეუქცევადად მიგრაციას განიცდის პალეო-მტკვარი თანამედროვე მტკვრის კალაპოტისკენ (ფიგურა 29).

სამწუხაროთ ჩვენი მცდელობა დაგვეთარიღებინა მდინარე მტკვრის ტერასები არცთუ ისე წარმატებული აღმოჩნდა. მეოთხეული პერიოდის ალუვიური სედიმენტების დათარიღება ზოგადად დიდ გამოწვევად რჩება. რის გამოც რეგიონში მიმდინარე ტექტონიკური პროცესების აბსოლუტური მეთოდით დათარიღება ვერ ხერხდება. საკვლევი უბნის ჩრდილოეთით არსებული შედარებით აქტიური ტექტონიკური პროცესების ასაკებზე მხოლოდ ზოგადად შეგვიძლია ვთქვათ რომ მეოთხეული პერიოდისაა.

ჩვენ შეგვიძლია დავეყრდნოთ მხოლოდ შედარებითი დათარიღების მეთოდებს და რეგიონში არსებულ ადრეგის სედიმენტებს, რომლის დაახლოებითი ასაკია 1,6-2,4 მლნ წელი (Papava et al., 1971; Jikia, 1977), შესაბამისად მასზე კუთხური უთანხმოებით განლაგებული უმაღლესი ქაშუეთი-სამგორის ტერასა (T17) მასზე ახალგაზრდა უნდა იყოს (ფიგურა 13b). ჩვენი დათარიღების მიხედვით ტერასების მინიმალური ასაკი რეგიონში მერყეობს 0.38-0.67 მლ.წ. ამ მონაცემების მიხედვით უხეშად შეგვიძლია ვთქვათ რომ პლეისტოცენურ ეპოქაში რეგიონში მტკვრის ტერასების ფორმირება მიმდინარეობს ტექტონიკურად აქტიურ რეგიონში, რომელიც განსაკუთრებით აქტიურია და სწრაფია რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში, სადაც აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელი მის ჩრდილოეთით მდებარე ტექტონიკურ ერთეულებთან აქტიურ კოლიზიურ პროცესში იმყოფება. ჩვენ მიგვაჩნია, რომ გარდა სამეცნიერო ინტერესისა, პრაქტიკული თვალსაზრისით ამ კვლევაში მოცემული ინფორმაცია მნიშვნელოვანია კავკასიის რეგიონის ერთ-ერთ ყველაზე მჭიდროდ დასახლებულ ზონაში სეისმური რისკების სწორი შეფასებისთვის. მომავალი კვლევების მიზანი უნდა იყოს ტერასების ასაკის დადგენა და ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთით, მეოთხეული ალუვიური ტერასების დეფორმაციების დეტალური შესწავლა.

9.2 ოკამის პალეოსეისმური ჭრილი

9.2.1 მიწისძვრების ქრონოლოგია

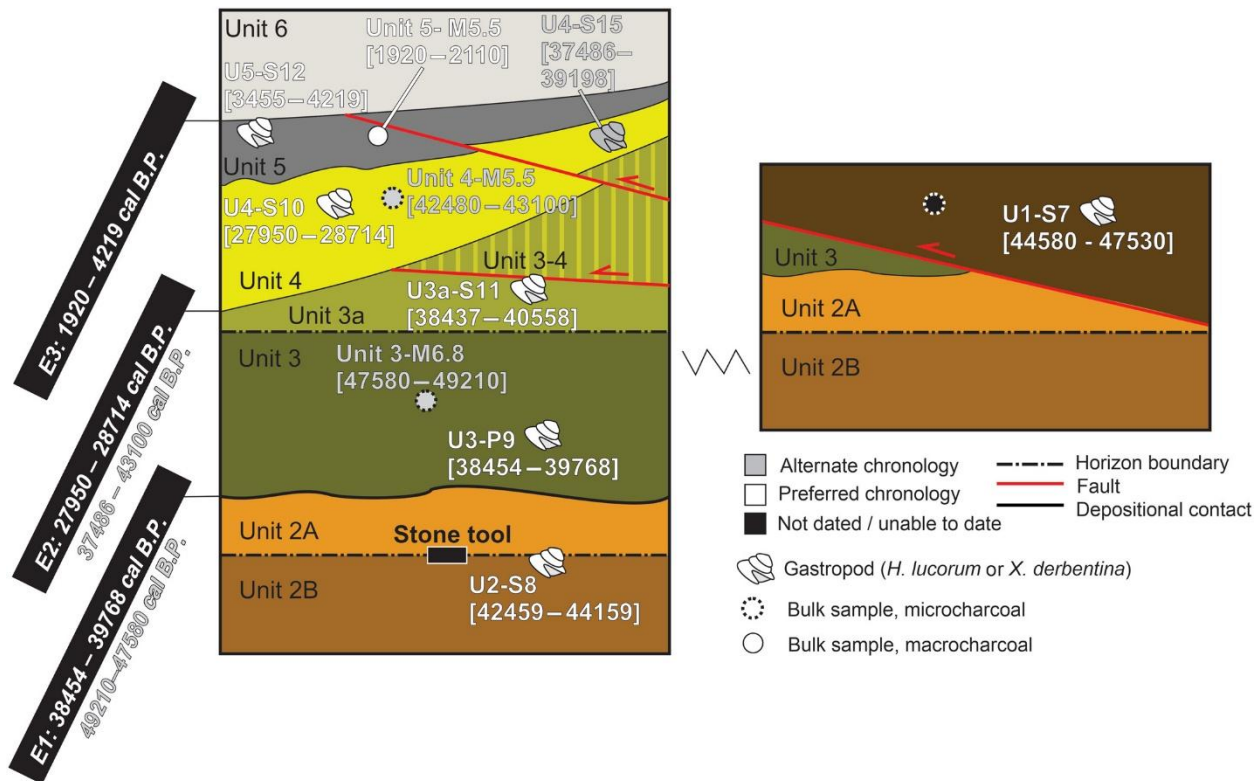
პალეოსეისმური თხრილის აღწერამ, ინტერპრეტაციამ და რადიონახშირბადულმა დათარიღებამ შესაძლებლობა მოგვცა, რომ გამოვავლინოთ სამი დათარიღებული სეისმური აქტივობის შემთხვევა (event) (იხ. ფიგურა 16 თხრილის სქემისა და ნიმუშების მდებარეობებისთვის და ფიგურა 26 მოვლენის ასაკების სქემატური და ინტერპრეტირებული აღწერისთვის). ყველა ნიმუშის თარიღებთან დაკავშირებით გარკვეული უნდობლობის გამო, არ ვიყენებთ „ბაიესის ასაკობრივი მოდელირებას“ (Bayesian Chronological Modelling), და ამის ნაცვლად, ვიყენებთ ორ, გამარტივებულ ქრონოლოგიას (ფიგურა 26).

რღვევის ზედაპირზე გადაადგილების ინტენსივობა და მასთან დაკავშირებული მონაცემები										
მიწის ძვრა	მად ადგილები (მ)	გადაადგილების ცდომილება (მ)	პრიორიტეტული ქრონოლოგია (წელი)	დროის ცდომილება (ათასი)	მიწისძვრის ინტერვალი	გადაადგილების ინტენსივობა (მმ/წ)	ალტერნატიული ქრონოლოგია	დროის ცდომილება (ათასი)	მიწისძვრის ინტერვალი	გადაადგილების ინტენსივობა (მმ/წ)
E1	3.33	0.50	39.111	0.658 (2σ)	–	–	48.395	0.815 (2σ)	–	–
E2	2.75	0.25	28.332	0.382 (2σ)	E1–E2	0.352 ± 0.085 (1σ)	40.293	2.807 (uniform)	E1–E2	0.579 ± 0.267 (1σ)
E3	0.35	0.1	3.070	1.115 (uniform)	E2–E3	0.103 ± 0.012 (1σ)	3.070	1.115 (uniform)	E2–E3	0.077 ± 0.007 (1σ)

ცხრილი 3: მიწისძვრის და რღვევის ზედაპირზე არსებული გადაადგილების პარამეტრები. მონაცემი მოცემულია Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

პირველი, პრიორიტეტული ქრონოლოგიით, ყველაზე ძველი მიწისძვრა ოკამის პალეოსეისმურ ჭრილში (E1) მოხდა 38,454–დან 39,768 წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 3-ის ასაკი, ნიჟარა U3-P9-ის მიხედვით); მეორე მიწისძვრა (E2) მოხდა 27,950–დან 28,714 წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 4-ის ასაკი, ნიმუშის U4-S10 მიხედვით); ხოლო უახლესი მიწისძვრა (E3) მოხდა 1920–დან 4219 წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 5-ის ასაკი ნახშირისა და ნიჟარის კომბინირებული დათარიღების მიხედვით). პრიორიტეტული ქრონოლოგია (თეთრი ტექსტი, ფიგურა 26) მოიცავს ორ დახურულ განმეორადობის

შუალედს: ~11 ათასი წელი (E1–E2) და ~25 ათასი წელი (E2–E3), ასევე ~3000-წლიან თანამედროვე ღია შუალედს (E3-ის შემდეგ).



ფიგურა 30: შემჯამებელი დიაგრამა, რომელიც ასახავს ოკამის თხრილში გამოვლენილ სქემატურ სტრატиграფიულ და სტრუქტურულ სიტუაციას, ასევე ნიმუშების განაწილებას. ნიმუშების სახელები წარმოადგენს სავსე პირობებში მინიჭებულ კოდებს, რომლებიც მოცემულია ცხრილ 2-ში. დიაგრამაზე თეთრი ფერით აღნიშნულია თარიღები, რომლებიც გამოყენებულია ჩვენს მიერ არჩეულ ქრონოლოგიაში, ხოლო ნაცრისფერი ფერით – ტექსტში განხილულ ალტერნატიულ ქრონოლოგიაში გამოყენებული თარიღები. შავი ფერით აღნიშნულია დაუთარიღებელი ნიმუშები. ფრჩხილებში მოცემულია კალიბრირებული თარიღები. დიაგრამის გვერდით ნაჩვენებია მიწისძვრების (E1–E3) სტრატиграფიული მდებარეობა და მათი ინტერპრეტირებული ასაკი. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

ალტერნატიული ქრონოლოგიით, მესამე (ყველაზე ძველი) მიწისძვრა (E1) მოხდა 49,210-დან 47,580 წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 3-ის ასაკი, მიკრო-ნახშირის 3-M6.8-1.8 მიხედვით); მეორე მიწისძვრა (E2) – 37,486-დან 43,100 წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 4-ის ასაკი, მიკრო-ნახშირის 4-M5.5-2.75 და უფრო ძველი ნამარხი ნიჟარის U4-S15 კომბინაციის მიხედვით); ხოლო უახლესი მიწისძვრა (E3) 1920-დან 4219-მდე წწ. B.P. შუალედში (ერთეული 5-ის ასაკი ნახშირისა და ნიჟარის კომბინირებული

დათარიღების მიხედვით). ალტერნატიული ქრონოლოგია (ნაცრისფერი ტექსტი, ფიგურა 26) ასევე მოიცავს ორ დახურულ განმეორადობის შუალედს: მოკლე პირველ შუალედს ~8 ათასი წელი (E1–E2), გრძელ მეორე შუალედს 35 ათასი წელი (E2–E3), და იგივე ~3000-წლიანი თანამედროვე ღია შუალედს. როგორც შემდეგ გავეცნობით, ამ ორი ქრონოლოგიის მოდელის არჩევა არსებითად არ ცვლის რღვევის ქცევის ინტერპრეტაციებს.

სამი მიწისძვრის მოვლენა, რომლებიც თხრილში გამოვლინდა, საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ოკამის შეცოცებაზე (Okami thrust) რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე (slip rates). მონტე-კარლოს მეთოდის გამოყენებით (დეტალები იხილეთ Stahl et al., 2022), დავამუშავეთ ეტაპობრივი სრიალის-დროითი ისტორიები, დაფუძნებული დაკვირვებულ SED-ზე და მიწისძვრის მოვლენების ასაკზე. ორი მოდელის შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 3 და ფიგურაზე 27, რომლებიც დაფუძნებულია პრიორიტეტული და ალტერნატიული მოვლენების ქრონოლოგიებზე (ფიგურა 26). პრიორიტეტულ მოდელში, საშუალო რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე დაახლოებით 0.35 მმ/წ ~40 000-28 000 წლის მონაკვეთში, და 28 000-დან დღემდე 0.1 მმ/წ. ალტერნატიულ მოდელში, საშუალო რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე იყო დაახლოებით 0.58 მმ/წელი 48 000-40 000 წლის მონაკვეთში, და 0.08 მმ/წ 40 000-დან დღემდე. შედეგები აჩვენებს, რომ რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარე E1 და E2 მოვლენებს შორის პერიოდში დაახლოებით 3-7-ჯერ უფრო მაღალი იყო, ვიდრე E2 და E3 მოვლენებს შორის პერიოდში.

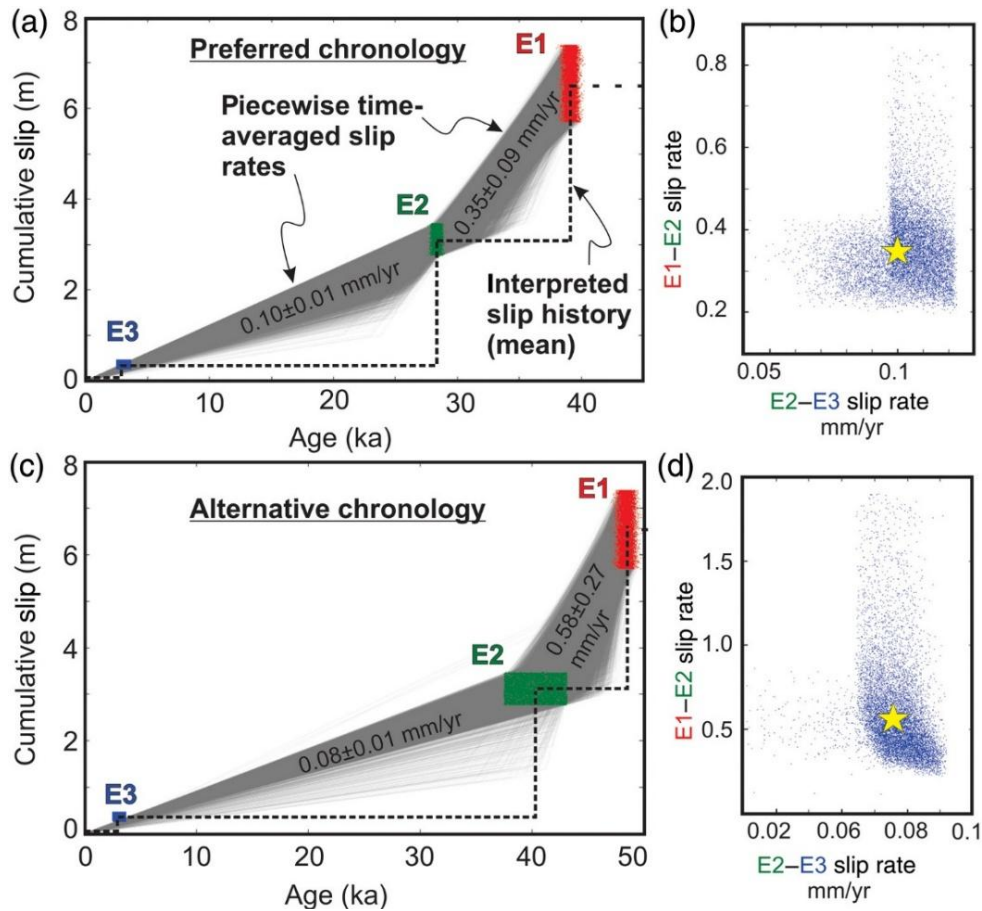
ეს ცვალებადობა შესაძლოა აიხსნას როგორც ერთი-მოვლენის დისლოკაციის ინდივიდუალური განსხვავებებით, ისე მოვლენიდან მოვლენამდე დიდი შესვენების პერიოდით (მიწისძვრები მოხდა ზედაპირული გამოვლინების გარეშე). გლობალურ კონტექსტში, ეს რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარის ცვლილება (slip rates) შესაძლოა იყოს ერთ-ერთი ყველაზე გრძელი დოკუმენტირებულ რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარეებს შორის (Weldon et al., 2004; Zinke et al., 2017), მაგრამ ხაზგასმით

აღვნიშნავთ, რომ ამის დასადასტურებლად საჭიროა ასაკობრივი კონტროლის გაუმჯობესება, უფრო ხანგრძლივი ჩანაწერები და სხვა შეცოცების განშტოებებიდან მონაცემების დამატება.

9.2.2 მიწისძვრის ტიპი

ოკამის შეცოცებაზე (Okami thrust) დაფიქსირებული ერთი-მოვლენის დისლოკაციის სიდიდე მერყეობს ~ 0.35 -დან >3 მ-მდე (იხ. ფიგურები 7, 8). ეს ერთი-მოვლენის დისლოკაციები წარმოადგენს თხრილის სტრატეგრაფიული ფენების ზედაპირთან ახლოს მიმდინარე გადაადგილებებს, რაც შესაძლოა გამოყენებულ იქნას მიწისძვრის მაგნიტუდის შეფასებისთვის. მაგნიტუდის შეფასება (M_w) დიდ სირთულეებთანაა დაკავშირებული, განსაკუთრებით თუ გავითვალისწინებთ, რომ ჩვენ მიერ შესწავლილი ოკამის შეცოცება, სავარაუდოდ, უფრო დიდი შეცოცების სისტემის განშტოებაა. მიუხედავად ამისა, მნიშვნელოვანია მივიღოთ M_w -ის სავარაუდო დიაპაზონი, რადგან ეს შეცოცება ახლოს მდებარეობს თბილისთან, რეგიონში მსგავსი კვლევების ნაკლებობაა, და ფართოდ გავრცელებულია შეხედულება, რომ კავკასიაში დამაბულობის უმეტესი ნაწილი ასეისმურად იხარჯება (Jackson, 1992). მაგალითად, თუ მივიღებთ, რომ ამ არეალის გადაადგილებები წარმოადგენს მთლიან შეცოცების სისტემის საშუალოს, მაშინ დაფიქსირებული მინიმალური და მაქსიმალური SED-ები იძლევა M_w -ის შეფასებას 6.5–7.5, ხოლო თუ SED-ები განვიხილავთ, როგორც სისტემის მაქსიმუმს, მაშინ 6.2–7.1 (ყველა შეფასება შესრულებულია Wells and Coppersmith, 1994-ის მიხედვით). ამ შეფასებების ზედა ზღვარი თანხვედრაშია ახლოს არსებული აქტიური სეისმური შეფასების ($\sim M_w 7.5$) მაგნიტუდებთან (Onur et al., 2020).

ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში არსებულ შეცოცებას აქვს უჩვეულო გარღვევის ისტორია. აღსანიშნავია, რომ ჩვენი მონაცემები მოიცავს მხოლოდ ორ სრულ სეისმურ



ფიგურა 31: დროში საშუალო შეცოცების სიჩქარის ისტორიები, რომლებიც შესაბამისობაშია სეისმურ მოვლენათა ასაკებთან და თხრილში გამოვლენილ ერთეული მოვლენების გადაადგილებებთან. (a) პრიორიტეტული ქრონოლოგიის მიხედვით, ორი დასრულებული სეისმური ციკლისთვის შეფასებულია გადაადგილების ინტენსივობის სიჩქარეები, დაახლოებით 0.1 და 0.35 მმ/წელიწადში (იხილეთ Stahl et al., 2022) (b) პანელში ნაჩვენებია მოდელირებული შედეგები წარმოდგენილია ლურჯი წერტილებით, ხოლო ყვითელი ვარსკვლავი აღნიშნავს ორივე ინტერვალისთვის საშუალო გადაადგილების ინტენსივობის სიჩქარეს. (c) და (d) პანელები (a) და (b) პანელების ანალოგიურ ინფორმაციას შეიცავს. Stahl et al., 2022-ის პუბლიკაციიდან.

ციკლს განშტოებაზე, და შედეგები მიუთითებს ან სრიალსა და დროს შორის შემთხვევით კავშირზე, ან დროსა და სრიალზე პროგნოზირებადი მოდელების საპირისპირო ქცევაზე (Shimazaki and Nakata, 1980). მაგალითად, მიწისძვრებს შორის ინტერვალი E1 და E2-ს შორის 50%-ით მოკლე იყო, ვიდრე E2 და E3-ს შორის, თუმცა E1–E2 ინტერვალში სრიალის მოცულობა დაახლოებით ათჯერ მეტი იყო. ამ ქცევის გამოწვევა შეიძლება სხვადასხვა ურთიერთდაკავშირებული ფაქტორით: (1) ოკამის შეცოცება სხვადასხვაგვარად აქტიურია მიწისძვრის მოვლენების დროს, რომლებიც

იწყება ქვედა მთავარ-შეცოცებაზე, და ამიტომ ზედაპირის ახლოს რღვევაზე სრიალის მოცულობა შეიძლება მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს; (2) რღვევაზე სრიალის განაწილების ხასიათი ამ განშტოებაზე იცვლება, რის გამოც მცირე ზედაპირული სრიალი კომპენსირდება უფრო მასშტაბური ზედაპირული დანაოჭებით; (3) მრავალ რღვევიანი მიწისძვრები ზედაპირს აღწევენ დაბალი კუთხის შეცოცებების რთული ქსელით (რაც დამახასიათებელია შეცოცებისა და შესხლეტვის ტიპის სისტემებისთვის; Rubin, 1996), და შედეგად ზედაპირული რღვევის სიგრძეები და რღვევაზე სრიალის განაწილებები მნიშვნელოვნად იცვლება. დამატებითი კვლევების გარეშე ოკამის რღვევაზე და მიმდებარე სტრუქტურებზე, შეუძლებელია ამ ფაქტორების შედარებითი გავლენის შეფასება. თუმცა, ყველა აღნიშნული მექანიზმი ახსნის მიწისძვრის ქცევაში გამოვლენილ ცვალებადობას.

9.2.3 სეისმური საფრთხის გავლენა საქართველოში

ოკამის თხრილის პალეოსეისმური მონაცემები წარმოადგენს ზედაპირის გარღვევის ძალიან კარგ მტკიცებულებას, რომელიც გამოწვეულია მიწისძვრებით კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელზე. აღსანიშნია რეგიონი დაფიქსირებული ისტორიული მიწისძვრები, რომელთა შეფასებები და მაგნიტუდები შეესაბამება ამ კვლევაში წარმოდგენილ მონაცემებს. 1991 წელს Mw 7.0 რაჭის მიწისძვრამ გამოიწვია ~40°-იანი დახრის მქონე აღმოსავლეთ-დასავლეთ მიმართების შეცოცების რღვევის აქტივაცია, რის შედეგადაც 120 ადამიანი დაიღუპა, თუმცა ზედაპირული გარღვევის ნიშნები არ დაფიქსირებულა (Jibson et al., 1994; Fuenzalida et al., 1997). ასევე, 1992 წელს მომხდარი Ms 6.7 (Triep et al., 1995) მომყოლი მიწისძვრა, რომელიც დაახლოებით 100 კმ-ით აღმოსავლეთით მოხდა, ანალოგიური მიმართების შეცოცებაზე, ზედაპირული გარღვევის ნიშნები ასევე არ გამოავლინა.

ისტორიული წყაროების მიხედვით ბეზნისის ისტორიული მიწისძვრა ჩვ.წ 85 წელს მოხდა ქართლის აუზის ცენტრალურ მონაკვეთში (Gagoshidze, 2011), და ოკამის პალეოსეისმურ თხრილში დაფიქსირებულ ყველაზე ახალგაზრდა მიწისძვრის მოვლენასთან ქრონოლოგიურად ძალიან ახლოსაა (1920-4219 B.P.). ეს მოვლენა ცალკე კვლევას მოითხოვს, თუმცა თუ გავითვალისწინებთ დათარიღების ცდომილებებს, არაა გამორიცხული რომ ისტორიული ბეზნისის მიწისძვრა და ოკამის მესამე მიწისძვრა ერთიდაიგივე მოვლენა იყოს. როგორც ითქვა ამ ეტაპზე ეს მხოლოდ მოსაზრებაა და რეგიონში სამომავლო პალეოსეისმური კვლევები მეტ სიცხადეს მოჰფენს რეგიონის ისტორიულ მიწისძვრებს.

1920 წლის Ms 6.2 გორის მიწისძვრა (დაახლოებით 30 კმ ოკამის თხრილის ადგილიდან დასავლეთით) 100-ზე მეტი ადამიანის დაღუპვა გამოიწვია, თუმცა ზედაპირული რღვევის ნიშნები არ აღინიშნა (Kondorskaya and Shebalin, 1983). 2009 წელს, Mw 5.6 (USGS NEIC, 2015) მიწისძვრა, რომელიც რაჭის 1991 წლის მიწისძვრის რეგიონში მოხდა, ბრმა შეცოცებაზე დაფიქსირდა.

ეს კვლევა ხაზს უსვამს იმ ფაქტს, რომ რეგიონში ძალზე რთულია ზედაპირული გარღვევის მქონე შეცოცებების დაფიქსირება და შემდგომ სეისმური კომპონენტების დახასიათება. ჩვენ გაგვიმართლა, რომ აღმოვაჩინეთ სამი მიწისძვრის ჩანაწერი ახლად წარმოქმნილ ზედაპირის რღვევის მქონე შეცოცებაზე, რაც ადასტურებს კავკასიონის ირგვლივ დეტალური რუკების შედგენისა და პალეოსეისმური კვლევების მნიშვნელობას. ნებისმიერი სხვა კვლევითი ადგილის ეფექტურობა დამოკიდებული იქნება ასაკის დადგენისათვის გამოსადეგი მასალის ხელმისაწვდომობაზე, ძირითადი სტრუქტურების მიმართებაზე სიღრმეში და ასაკობრივი მონაცემების დამუშავების მეთოდებზე; თანამედროვე ხმელეთის მოლუსკების რადიოკარბონული ანალიზი და დამოუკიდებელი ასაკობრივი კონტროლი მნიშვნელოვნად გააუმჯობესებს ქრონოლოგიური მონაცემების ხარისხს.

ამ კვლევამ ასევე გვაჩვენა, როგორ იღებენ შედარებით მცირე შეცოცებები მონაწილეობას კონვერგენციის პროცესში პალეოსეისმური დროის მასშტაბში. თუ GPS-ით დაფიქსირებული კონვერგენციის სიჩქარეები დროში შედარებით სტაბილური იყო, მაშინ ოკამის შეცოცება—სავარაუდოდ, სიღრმეში არსებული მთავარი შეცოცების მცირე, ფრონტალური განშტოებაა (ფიგურა 3)— და ის მხოლოდ მცირე ნაწილს ($<10\%$) წარმოადგენს 3 მმ/წელიწადში გადაადგილებისა ცენტრალურ დიდ კავკასიონზე (Sokhadze et al., 2019).

2002 წელს $M_s \sim 4.5$ თბილისური მიწისძვრა (Javakhishvili et al., 2004) ~ 100 შენობის ნგრევით და 8 ადამიანის დაღუპვით დასრულდა (Gamkrelidze et al., 2004). მცირე სიღრმის $M_w 6-7$ ან უფრო ძლიერი მიწისძვრა რომ მოხდეს ოკამის შეცოცებაზე რაც ჩვენი კვლევის მიხედვით სრულიად შესაძლებელია, წარმოქმნის გაცილებით უფრო ძლიერ მიწისძვრის ზედაპირულ ტალღებს თბილისსა და მის მიმდებარე ტერიტორიაზე, რაც შესაძლოა კატასტროფული შედეგით დასრულდეს.

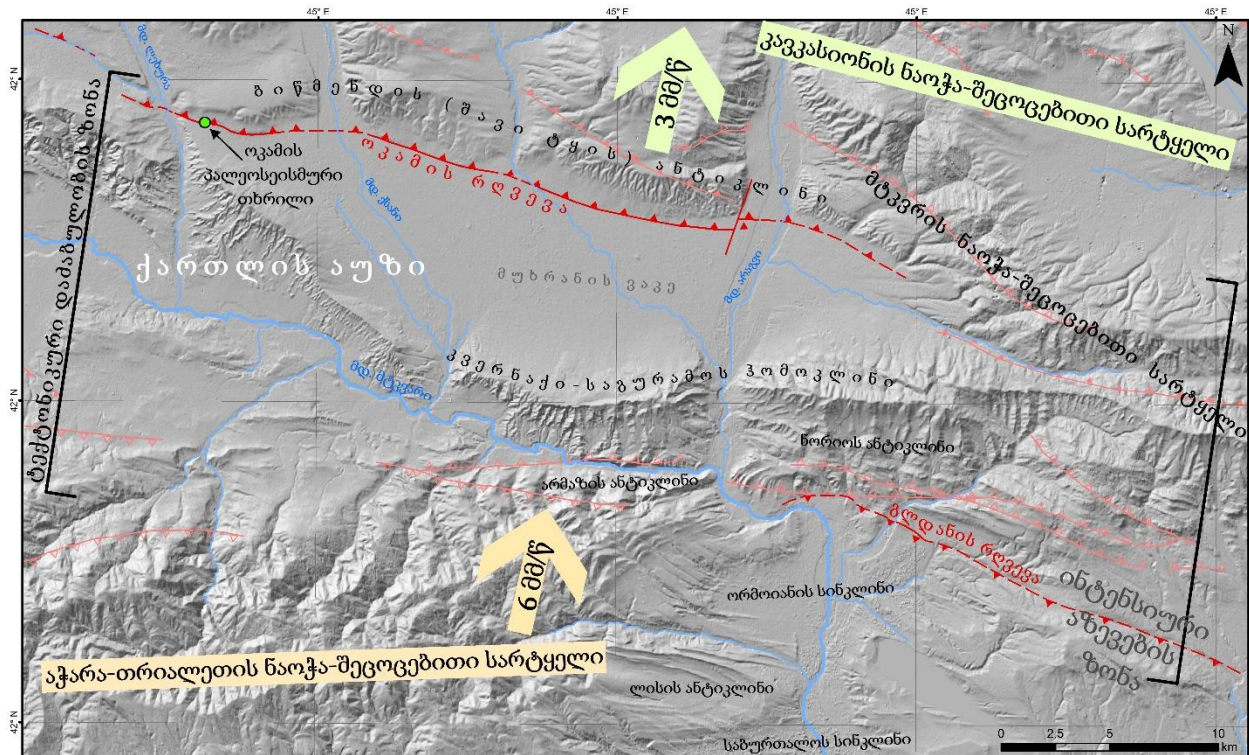
9.3 აღმოსავლეთ ქართლის აუზი (მუხრანის ვაკე)- მაღალი დამაბულობის ზონა

სადისერტაციო კვლევის მანძილზე ქართლის აუზის აღმოსავლეთით დიდ და მცირე კავკასიონების კონტაქტურ ზონებში აუზის ჩრდილოეთით და სამხრეთით შესრულებული კვლევების საფუძველზე დავადგინეთ, რომ GPS-ით დაფიქსირებული მაღალი სტრესის ზონის აქტიურ ტექტონიკურ რღვევათა სისტემებს წარმოადგენს ქართლის აუზთან მოსაზღვრე ორივე ოროგენული სარტყელი.

მცირე კავკასიონის ჩრდილოეთ პერიფერია, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყელის სახით ქართლის აუზთან და აღმოსავლეთით უშუალოდ კავკასიონთან (მტკვრის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყელთან) აქტიურ ტექტონიკურ კოლიზიას ქმნის.

რის მტკიცებულებასაც წარმოადგენს ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ჩამოყალიბებული ტერასების მიგრაცია ჩრდ-აღმ-იდან სამხ-დას-ის მიმართულებით (ფიგურა 25). მიგრაციას ჩვენი აზრით იწვევს უშუალოდ ზევით ხსენებული აქტიური კოლიზიური პროცესები. ასევე ქართლის აუზის სამხრეთით არსებული რღვევათა სისტემის აქტიურობის კარგ მაგალითს წარმოადგენს დეფორმირებული ტერასები (ქოშიგორას და გლდანის ტერასები, იხ. ფიგურები 17f და 20). GPS გაზომვების მიხედვით ქართლის აუზის სამხრეთით ქერქის ლატერალური გადაადგილება შეადგენს 6-5.5 მმ/ წელიწადში, ქართლის აუზის ჩრდილოეთით კი <3 მმ/წ-ში. ეს მოვლენა როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს წარმოადგენს რეგიონის ნეოტექტონიკური სურათის წარმოსადგენად. სამწუხაროდ ჩვენი კვლევის ფარგლებში ვერ დავადგინეთ ათნშს-ის აღმოსავლეთ სეგმენტზე ტერასების და მეოთხეული დეფორმაციების კვლევისას თუ რა დამაბულობის წილი მოდის ქართლის აუზის სამხრეთ რღვევაზე, თუმცა ცალსახად შეგვიძლია იმის თქმა რომ მცირე კავკასიონის და ქართლის აუზს შორის რღვევათა სისტემა ნეოტექტონიკურად აქტიურია, რასა ასევე ადასტურებს სეისმური მონაცემები (Godoladze et al. 2024).

რაც შეეხება კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებით სარტყლის და ქართლის აუზის კონტაქტს, აქ შესრულებული პალეოსეისმური კვლევა რეგიონში პირველია და შესაბამისად ძალზედ მნიშვნელოვანი აქტიური რღვევების შესწავლის კუთხით. ოკამის პალეოსეისმურ თხრილზე დაფიქსირებული სამი მიწისძვრის მოვლენამ და რღვევაზე გადაადგილების სიჩქარის დადგენამ ცალსახად აჩვენა რომ ქართლის აუზის ჩრდილოეთ რღვევათა სისტემაც აქტიური. ოკამის რღვევის შემთხვევაში დგინდება რომ რეგიონში ლატერალური გადაადგილების მხოლოდ 10 % მოდის, თუმცა ეს იმას არ ნიშნავს რომ დარჩენილი 90% ქართლის აუზის სამხრეთ რღვევაზე ნაწილდება. ოკამის რღვევა კავკასიონის რღვევათა სისტემის მხოლოდ ერთი განშტოებაა, საჭიროა ოკამის რღვევის ჩრდილოეთით მდებარე რღვევების დეტალური კვლევა რომ სრულად შეფასდეს ქართლის აუზის ჩრდილოეთით მდებარე რღვევათა სისტემის პოტენციალი.



ფიგურა 32: ტექტონიკური დაძაბულობის ზონა რომელიც დააფიქსირა გეოდეზიურმა კვლევამ (Sokhadze et al. 2019) მნიშვნელოვანი ტექტონიკური რეგიონია, როგორც სამეცნიერო ასევე სეისმური რისკების სწორად შეფასების კუთხით. სადოქტორო კვლევაში წარმოდგენილ მონაცემების მიხედვით ქართლის აუზის ორივე, ჩრდილოეთ და სამხრეთ კონტაქტები ნაოჭა-შეცოცვებითი სარტყლებთან ტექტონიკურად აქტიურია გვიან მეოთხეულ პერიოდში. კვლევის ფარგლებში დაფიქსირებულია ორი აქტიური რღვევითი სტრუქტურა ოკამის რღვევისა და გლდანის რღვევის სახით, ამათაგან ოკამის რღვევის არსებობა უდავოა და ფიქსირდება თანამედროვე კვლევების მეთოდოლოგიის საშუალებით (Boichenko et al., 2016; Alanina et al., 2020; Stahl et al., 2022), რაც შეეხება გლდანის რღვევას აქ კითხვები ჯერ კიდევ რჩება და აუცილებელია კვლევების სამომავლოდ გაგრძელება. ფიგურაზე მოცემულ ისრებზე დატანილია GPS გადაადგილებების სიჩქარეები.

ამ კვლევის ფარგლებში დაფიქსირებულია ნეოტექტონიკური კუთხით აქტიური სტრუქტურები როგორც ქართლის ჩრდილოეთით ასევე სამხრეთით (ფიგურა 28), რის საფუძველზეც შეგვიძლია ვთქვათ რომ ქართლის აუზის აღმოსავლეთით ტექტონიკური მაღალი სტრესი წარმოქმნილია ორივე რღვევათა სისტემით: ქართლის აუზსა და მცირე კავკასიონს შორის სამხრეთით დაქანებული რღვევით, და ქართლის აუზსა და კავკასიონის შორის ჩრდილოეთით დაქანებული რღვევით.

10. დასკვნა

ჩატარებული კვლევის შედეგად აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტში იდენტიფიცირებულია მდინარე მტკვრის ჰიფსომეტრიული ტერასების ჩვიდმეტი დონე, რომლებიც ძირითადად სტრატ-ტერასებია და ფორმირებულია ნეოგენურ და პალეოგენურ ძირითად ქანებზე. აღნიშნული ტერასები მნიშვნელოვან ინფორმაციას იძლევა რეგიონის პალეოგეოგრაფიასა და სედიმენტაციის პროცესებზე.

პეტროგრაფიულმა და ლითოლოგიურმა ანალიზმა გამოავლინა, რომ მტკვრის ტერასების ნალექები ლითოლოგიურად მრავალფეროვანია—ისინი მოიცავს როგორც კავკასიონის, ასევე მცირე კავკასიონის ტერიგენულ მასალას, ხოლო შენაკადების ნალექები უფრო ჰომოგენური და ადგილობრივი წარმოშობისაა.

შერჩეულ ტერასებზე ჩატარებულმა დათარიღებამ აჩვენა მინიმალური ასაკები: 0.67 მილიონი წელი მუხათგვერდის ტერასისთვის (T12, არმაზის ანტიკლინი), 0.44 მილიონი წელი ქაშუეთის ტერასისთვის (T17) და 0.38 მილიონი წელი მახათას ტერასისთვის (T12, თაბორის ანტიკლინი). ეს შედეგები, არსებულ მონაცემებთან ერთად, ტერასების მეოთხეულ ასაკს ადასტურებს. მომავალი კვლევები უნდა მოიცავდეს ალტერნატიული დათარიღების მეთოდებს, რათა ეს ასაკობრივი მონაცემები უფრო ზუსტად განისაზღვროს.

მდინარე ტერასების აგეგმვამ აჩვენა მტკვრის ეტაპობრივი მიგრაცია სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით, რაც ნეოტექტონიკური აქტივობით არის განპირობებული. ეს მოძრაობა, რომელიც ქაშუეთი-სამგორის ტერასიდან (T17) თანამედროვე ნაპირისკენ მიმდინარეობს, განპირობებულია აჭარა-თრიალეთისა და მტკვრის ნაოჭ-შეცოცებითი სარტყლებს შორის აქტიური კოლიზიით.

აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის აღმოსავლეთ სეგმენტის ჩრდილოეთით დაფიქსირებულია დეფორმირებული (ქოშიგორას და გლდანის)

ტერასები, რაც მიუთითებს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ჩრდილოეთ რღვევათა სისტემის აქტიურობას მეოთხეულ პერიოდში.

კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის სამხრეთ პერიფერიაზე არსებული ფრონტალურ რღვევის რელიეფურ საფეხურზე ჩატარებულმა პალეოსეისმურმა კვლევამ გამოავლინა აქტიური შეცოცებითი ტიპის რღვევა. პალეოსეისმური თხრილის დეტალური აგეგმვით, ინტერპრეტაციით და ხმელეთის მოლუსკების ნაშთების რადიონახშირბადული დათარიღების მეშვეობით, გამოვავლინეთ ბოლო ~40 ათასი წლის განმავლობაში სამი მიწისძვრა.

დაკვირვებული დროში ცვალებადი გადაადგილების სიჩქარეები (~0.1–0.5 მმ/წ) და ერთი-მოვლენის დისლოკაციების მაჩვენებლები (~0.3 მ-დან >3 მ-მდე) შესაძლოა უკავშირდებოდეს ადგილობრივ ან რეგიონულ რღვევათა ურთიერთქმედებას მიწისძვრების დროს. მიუხედავად იმისა, რომ კონკრეტული მოვლენების დათარიღება ნიადაგის და სედიმენტების ერთეულების ასაკების გამო მხოლოდ ნაწილობრივაა განსაზღვრული, ეს კვლევა მიუთითებს, რომ კავკასიონის ნაოჭა-შეცოცებითი სარტყლის ფრონტალურ ნაწილში არსებულ აქტიური რღვევებისა და ნაოჭების მცირე სტრუქტურებსაც კი შეუძლიათ მნიშვნელოვანი დეფორმაციის განტვირთვა.

ჩატარებული კვლევის შედეგად მიგვაჩნია რომ გარკვეულწილად გავაციო პასუხი იმ შეკითხვას თუ რომელ რღვევათა სისტემაზე ხდება ქართლის აუზის აღმოსავლეთ მონაკვეთში GPS გაზომვებით დაფიქსირებული მაღალი სტრესის კონცენტრაცია. ჩვენი მონაცემებით ტექტონიკური სტრესი ყალიბდება ორივე შეცოცებითი სისტემაზე, მცირე კავკასიონის და ქართლის აუზის კონტაქტზე (სამხრეთით დაქანებული შეცოცება), და კავკასიონის და ქართლის აუზის კონტაქტზე (ჩრდილოეთით დაქანებული შეცოცება).

კვლევის განმავლობაში მოპოვებული ინფორმაცია როგორც სამეცნიერო კუთხით ასევე მნიშვნელოვანად მიგვაჩნია სეისმური საფრთხეების შეფასებისთვის. კვლევის მიხედვით დაფიქსირებული აქტიური ტექტონიკური სტრუქტურები ახლოსაა ქალაქ

თბილისთან და მის მჭიდროდ დასახლებულ შემოგარენთან. ასევე ქვეყნის არაერთი ინფრასტრუქტურული ერთეული (საგზაო და სარკინიგზო მაგისტრალები, კავშირგაბმულობა და ენერგომატარებელი ხაზოვანი ინფრასტრუქტურა, ჰიდროელექტროსადგურები და სხვ.) მდებარეობს სადისერტაციო კვლევის არეალში. კრიტიკულია ამ ტერიტორიისთვის (და არამარტო) სეისმური საფრთხის სწორი შეფასება. რისთვისაც მნიშვნელოვანია კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ფრონტალურ ზონებში არსებული აქტიური სტრუქტურების კვლევის გაგრძელება, ინფორმაციის დაზუსტება და მონაცემების გამდიდრება.

11. ბიბლიოგრაფია

ალფაიძე, ვ., 1972. თბილისის მიდამოების ტერასებზე მორფოლოგიური დაკვირვების ზოგი შედეგი. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამოცემა ა 3 (144).

გოცირიძე, გ., 2014. ქ. თბილისის აერო ლიდარული გადაღებისა და დიგიტალური ორთოფოტოების დამზადება.

ჯანელიძე, ა., 1925. ტფილისის მიდამოების ჰიდროგრაფიისთვის. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი “მომამბე”: V.

ჯიბლაძე, ი., 1959. მდ. მტკვრის ტერასები თბილისის მიდამოებში. საქართველოს გეოგრაფიის საზოგადოების ნაშრომები 5.

ნემანიშვილი, ს., 1976. ახალი მასალები თბილისის მიდამოებში მდ. მტკვრის ხეობის ტერასების შესახებ. საქართველოს გეოგრაფიის საზოგადოების ნაშრომები 13.

ოქროსცვარიძე, ა., აქიმიძე, კ., ბლუაშვილი, დ., გოგოლაძე, ს., ბოიჩენკო, გ., გაბრიელაშვილი, რ., 2022. თორიუმი - მომავლის ენერგია და მისი მადანგამოვლინებები საქართველოში. გამომცემლობა უნივერსალი, თბილისი, საქართველო.

Abdullaev, R.N., 1962. Geological Map of the USSR, K-38-XXVIII.

Adamia, Sh.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics* 40, 183–199. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90065-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90065-8)

Adamia, Sh., Alania, V., Chabukiani, A., Chichua, G., Enukidze, O., Sadradze, N., 2010. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a review. *SP* 340, 239–259. <https://doi.org/10.1144/SP340.11>

Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>

Adamia, S., Alania, V., Tsereteli, N., Varazanashvili, O., Sadradze, N., Lursmanashvili, N., Gventsadze, A., 2017. Postcollisional tectonics and seismicity of Georgia, in: *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia* _{title>In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions}. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2017.2525\(17\)](https://doi.org/10.1130/2017.2525(17))

Alania, V.M., Chabukiani, A.O., Chagelishvili, R.L., Enukidze, O.V., Gogrichiani, K.O., Razmadze, A.N., Tsereteli, N.S., 2017. Growth structures, piggy-back basins and growth strata of the Georgian part of the Kura foreland fold–thrust belt: implications for Late Alpine kinematic evolution. *SP* 428, 171–185. <https://doi.org/10.1144/SP428.5>

- Alania, V., Beridze, T., Enukidze, O., Chagelishvili, R., Lebanidze, Z., Maqadze, D., Razmadze, A., Sadradze, N., Tevzadze, N., 2021. The Geometry of the Two Orogens Convergence and Collision Zones in Central Georgia: New Data from Seismic Reflection Profiles, in: Bonali, F.L., Pasquaré Mariotto, F., Tsereteli, N. (Eds.), *Building Knowledge for Geohazard Assessment and Management in the Caucasus and Other Orogenic Regions*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 73–88. https://doi.org/10.1007/978-94-024-2046-3_6
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2011. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R.J., Willis, P., Peltier, W.R., Owen, S.E., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International* 180, 913–960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x>
- Aubry, S., Labaune, C., Magnin, F., Roche, P., Kiss, L., 2006. Active and passive dispersal of an invading land snail in Mediterranean France. *Journal of Animal Ecology* 75, 802–813. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2656.2006.01100.x>
- Avdeev, B., Niemi, N.A., 2011. Rapid Pliocene exhumation of the central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry. *Tectonics* 30, 2010TC002808. <https://doi.org/10.1029/2010TC002808>
- Bar-Yosef, O., Belfer-Cohen, A., Mesheviliani, T., Jakeli, N., Bar-Oz, G., Boaretto, E., Goldberg, P., Kvavadze, E., Matskevich, Z., 2011. Dzudzuana: An Upper Palaeolithic cave site in the Caucasus foothills (Georgia). *Antiquity* 85, 331–349. <https://doi.org/10.1017/S0003598X0006779X>
- Basheleishvili L., 1986. Tectonics of the Adjara-Trialeti Zone and Georgian Block junction (Тектоника полосы сочленения АТЗ и ГГ). Abstract of a PhD dissertation, Tbilisi, p. 25.
- Biasi, G.P., Weldon, R.J., 2006. Estimating Surface Rupture Length and Magnitude of Paleoearthquakes from Point Measurements of Rupture Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 1612–1623. <https://doi.org/10.1785/0120040172>
- Boichenko, G., Cowgill, E., Godoladze, T., Stahl, T.A., Gogoladze, S., Merebashvili, G., Okrostsvaridze, A., Torres, R., Binnie, S., Ritter, B., 2025. Kura (Mtkvari) River terraces record fluvial response to the collision of the Greater and Lesser Caucasus thrust belts, Georgia. *Geomorphology* 476, 109656. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.109656>
- Bowles, C., Cowgill, E., 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. *Geosphere* 8, 386. <https://doi.org/10.1130/GES00702.1>
- Buleischvili, D.A., Sepashvili, O.A., 1960. Geology, and Oil and Gas Potential of the Eastern Georgian Intermountain Depression (Геология и нефтегазоносность Восточно-Грузинской межгорной впадины). Gosudarstvennoe Nauchno-tekhnicheskoe Izdatelstvo Neftiannoy i Gorno-toplivoy Literatury USSR.

- Bull, W.B., 1990. Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology* 3, 351–367. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(90\)90011-E](https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90011-E)
- Bull, W.B., 2009. *Geomorphic responses to climatic change*. Blackburn Press, Caldwell, N.J.
- Cowgill, E., Forte, A.M., Niemi, N., Avdeev, B., Tye, A., Trexler, C., Javakhishvili, Z., Elashvili, M., Godoladze, T., 2016. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance. *Tectonics* 35, 2918–2947. <https://doi.org/10.1002/2016TC004295>
- DeCelles, P.G., 2011. Foreland Basin Systems Revisited: Variations in Response to Tectonic Settings, in: Busby, C., Azor, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Wiley, pp. 405–426. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch20>
- Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G., Cornet, Y., 2007. An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology* 91, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.020>
- Eckmeier, E., Van Der Borg, K., Tegtmeier, U., Schmidt, M.W.I., Gerlach, R., 2009. Dating Charred Soil Organic Matter: Comparison of Radiocarbon Ages from Macrocharcoals and Chemically Separated Charcoal Carbon. *Radiocarbon* 51, 437–443. <https://doi.org/10.1017/S0033822200055831>
- Elerdashvili, S., Odisharia, S., Mikeladze, G., Akhalkatsi, S., 1957. Geotechnical characteristics of the area of dams # 1 and 2 in the northern part of the Tbilisi reservoir (Геотехническая характеристика района плотин № 1 и 2 северной части Тбилисского водохранилища).
- Forte, A.M., Cowgill, E., Bernardin, T., Kreylos, O., Hamann, B., 2010. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus. *Geological Society of America Bulletin* 122, 465–486. <https://doi.org/10.1130/B26464.1>
- Forte, A.M., Cowgill, E., 2013. Late Cenozoic base-level variations of the Caspian Sea: A review of its history and proposed driving mechanisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 386, 392–407. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.035>
- Forte, A.M., Cowgill, E., Murtuzayev, I., Kangarli, T., Stoica, M., 2013. Structural geometries and magnitude of shortening in the eastern Kura fold-thrust belt, Azerbaijan: Implications for the development of the Greater Caucasus Mountains. *Tectonics* 32, 688–717. <https://doi.org/10.1002/tect.20032>
- Forte, A.M., Cowgill, E., Whipple, K.X., 2014. Transition from a singly vergent to doubly vergent wedge in a young orogen: The Greater Caucasus: Greater Caucasus tectonic zonation. *Tectonics* 33, 2077–2101. <https://doi.org/10.1002/2014TC003651>
- Gagoshidze, I. 2001. A royal palace in first-century Iberia. The royal palace institution in the first millennium B.C. Ed: I. Nilsen. *Monographs of the Danish Institute at Athens*, v. 4, pp. 259–283.

- Gamkrelidze, I.P., 1986. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. *Tectonophysics* 127, 261–277. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90064-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90064-8)
- Gamkrelidze, I., Tsamalashvili, T., Nikolaeva, E., Godoladze, T., Djavakhishvili, Z., Elashvili, M., 2008. Tbilisi fault and seismic activity of Tbilisi environs (Georgia). *A. Janelidze Geol. Inst.* 124, 30–35.
- Gamkrelidze, I.P., Pruidze, M.P., Gamkrelidze, M.I., Loladze, M.I., 2013. Tectonic Map of Georgia (scale 1: 500 000).
- Gamkrelidze, I., Tsamalashvili, T., Nikolaeva, E., Godoladze, T., Djavakhishvili, Z., Elashvili, M., 2024. Tbilisi fault and seismic activity of Tbilisi environs (Georgia). https://doi.org/10.1163/1570-6664_iyb_SIM_org_38974
- Gamkrelidze, P., 1949. Geological structure of the Adjara-Trialeti fold system (Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы). *Works of the geological institute of Georgia*.
- Godoladze, T., G'ok, R., Onur, T., Gunia, I., Dzmanashvili, M., Boichenko, G., Buzaladze, A., Bond 'ar, I., Ratiani, L., Rostomashvili, T., Nabelek, J., Javakhishvili, Z., Yetirmishli, G., Sandvol, E., Kadirio'glu, F.T., Chiang, A., 2024. Compilation of a comprehensive earthquake catalog and relocations in the Caucasus Region. *Seismol. Res. Lett.* 95, 1066–1081. <https://doi.org/10.1785/0220230206>.
- Goodfriend, G.A., Stipp, J.J., 1983. Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonate. *Geol* 11, 575. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<575: LATPOR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<575: LATPOR>2.0.CO;2)
- Goodfriend, G.A., 1987. Radiocarbon Age Anomalies in Shell Carbonate of Land Snails from Semi-Arid Areas. *Radiocarbon* 29, 159–167. <https://doi.org/10.1017/S0033822200056915>
- Gorelov, S.K., 1962. The extent of the marine transgression of Akchagylia age within the Volga-Ural province. *Doklady Earth Sciences* 142 70–72.
- Green, T., Abdullayev, N., Hossack, J., Riley, G., Roberts, A.M., 2009. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *SP 312*, 241–260. <https://doi.org/10.1144/SP312.12>
- Gujabidze, G.E., Gamkrelidze, I.P., 2003. Geological Map of Georgia 1:500 000.
- Gunnels, M., Yetirmishli, G., Kazimova, S., Sandvol, E., 2020. Seismotectonic evidence for subduction beneath the Eastern Greater Caucasus. *Geophysical Journal International* 224, 1825–1834. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa522>
- Hopkins, A.J., Snyder, N.P., 2016. Performance evaluation of three DEM-based fluvial terrace mapping methods. *Earth Surf Processes Landf* 41, 1144–1152. <https://doi.org/10.1002/esp.3922>
- Iwahashi, J., Pike, R.J., 2007. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86, 409–440. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.012>
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *J. Geophys. Res.* 97, 12471–12479. <https://doi.org/10.1029/92JB00944>

- Javakhishvili, Z., Godoladze, T., Elashvili, M., Mukhadze, T., Timchenko, I., 2004. The Tbilisi earthquake of April 25, 2002 in the context of the seismic hazard of the Tbilisi urban area. *BOLLETTINO DI GEOFISICA TEORICA ED APPLICATA* 45, 169–185.
- Jibson, R., Prentice, C., Borissoff, B., Rogozhin, E., Langer, C., 1994. Some observations of landslides triggered by the 29 April 1991 Racha earthquake, Republic of Georgia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 963–973.
- Jikia, N.R., 1977. Historical development of the mollusk fauna of Akchagyl in eastern Georgia (Историческое развитие моллюсковой фауны Акчагыла в Восточной Грузии). “Metzniereba” Tbilisi.
- Keller, E.A., 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. *EoS Transactions* 81, 452–452. <https://doi.org/10.1029/00EO00337>
- Khramovsk, V., Jilkin, V., Semenov, R., Solonenko, V., 1979. Paleoseismology of the Greater Caucasus (Палеосейсмология Большого Кавказа), Наука. ed. Moscow.
- Kiss, L., Labaune, C., Magnin, F., Aubry, S., 2005. PLASTICITY OF THE LIFE CYCLE OF XEROPICTA DERBENTINA (KRYNICKI, 1836), A RECENTLY INTRODUCED SNAIL IN MEDITERRANEAN FRANCE. *Journal of Molluscan Studies* 71, 221–231. <https://doi.org/10.1093/mollus/eyi030>
- Kondorskaya, N., Shebalin, N., 1983. New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1977. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73, 1495–1497. <https://doi.org/10.1785/BSSA0730051495>
- Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, I., Popov, V.V., 2010. Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 183–191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.020>
- Lordkipanidze, D., Ponce De León, M.S., Margvelashvili, A., Rak, Y., Rightmire, G.P., Vekua, A., Zollikofer, C.P.E., 2013. A Complete Skull from Dmanisi, Georgia, and the Evolutionary Biology of Early Homo. *Science* 342, 326–331. <https://doi.org/10.1126/science.1238484>
- MacMillan, R.A., Martin, T.C., Earle, T.J., McNabb, D.H., 2003. Automated analysis and classification of landforms using high-resolution digital elevation data: applications and issues. *Canadian Journal of Remote Sensing* 29, 592–606. <https://doi.org/10.5589/m03-031>
- Mamedov, A., 1973. Geological structure of the middle Kura depression (Геологическое строение среднекуринской впадины), 6. Baku.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12, 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2019. Continental collisions and the origin of subcrustal continental earthquakes. *Can. J. Earth Sci.* 56, 1101–1118. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0289>

- Mellors, R.J., Jackson, J., Myers, S., Gok, R., Priestley, K., Yetirmishli, G., Turkelli, N., Godoladze, T., 2012. Deep Earthquakes beneath the Northern Caucasus: Evidence of Active or Recent Subduction in Western Asia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102, 862–866. <https://doi.org/10.1785/0120110184>
- Merritts, D.J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *J. Geophys. Res.* 99, 14031–14050. <https://doi.org/10.1029/94JB00857>
- Miao, X., Lu, H., Li, Z., Cao, G., 2008. Paleocurrent and fabric analyses of the imbricated fluvial gravel deposits in Huangshui Valley, the northeastern Tibetan Plateau, China. *Geomorphology* 99, 433–442. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.005>
- Mumladze, T., Forte, A.M., Cowgill, E.S., Trexler, C.C., Niemi, N.A., Burak Yıkılmaz, M., Kellogg, L.H., 2015. Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus. *GeoResJ* 5, 36–46. <https://doi.org/10.1016/j.grj.2014.09.004>
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S., 2012. Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian-Black Sea system of the Eastern Paratethys. *Basin Research* 24, 583–597. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00541.x>
- Nalivkin, D., 1976. *Geologic Map of the Caucasus*.
- Nemčok, M., Glonti, B., Yukler, A., Marton, B., 2013. Development history of the foreland plate trapped between two converging orogens; Kura Valley, Georgia, case study. *SP* 377, 159–188. <https://doi.org/10.1144/SP377.9>
- Nikolaeva, E., Walter, T.R., 2016. InSAR observations of the 2009 Racha earthquake, Georgia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16, 2137–2144. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-2137-2016>
- Onur, T., Gok, R., Godoladze, T., Gunia, I., Boichenko, G., Buzaladze, A., Tumanova, N., Dzmanashvili, M., Sukhishvili, L., Javakishvili, Z., Cowgill, E., Bondár, I., Yetirmishli, G., 2020. Probabilistic Seismic Hazard Assessment Using Legacy Data in Georgia. *Seismological Research Letters* 91, 1500–1517. <https://doi.org/10.1785/0220190331>
- Papava, D., Devdariani, E., Ageev, V., 1971. The results of geological survey and structural drilling within the eastern subsidence zone of the Adjara-Trialeti folded system (триалетская структурно-съемочная геологическая партия на газ).
- Passalacqua, P., Belmont, P., Foufoula-Georgiou, E., 2012. Automatic geomorphic feature extraction from lidar in flat and engineered landscapes. *Water Resources Research* 48, 2011WR010958. <https://doi.org/10.1029/2011WR010958>
- Pazzaglia, F.J., 2013. Fluvial Terraces, in: *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, pp. 379–412. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7>
- Pigati, J.S., Quade, J., Shahanan, T.M., Haynes, C.V., 2004. Radiocarbon dating of minute gastropods and new constraints on the timing of late Quaternary spring-discharge deposits in southern Arizona,

USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 204, 33–45. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00710-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00710-7)

Pigati, J.S., Rech, J.A., Nekola, J.C., 2010. Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. *Quaternary Geochronology* 5, 519–532. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.001>

Pigati, J.S., McGeehin, J.P., Muhs, D.R., Grimley, D.A., Nekola, J.C., 2015. Radiocarbon dating loess deposits in the Mississippi Valley using terrestrial gastropod shells (Polygyridae, Helicinidae, and Discidae). *Aeolian Research* 16, 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.10.005>

Popov, S.V., Shcherba, I.G., Ilyina, L.B., Nevesskaya, L.A., Paramonova, N.P., Khondkarian, S.O., Magyar, I., 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.020>

Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1963. *Paleocurrents and Basin Analysis*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-01020-4>

Ramsey, C.B., 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon* 59, 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>

Rech, J.A., Pigati, J.S., Lehmann, S.B., McGimpsey, C.N., Grimley, D.A., Nekola, J.C., 2011. Assessing Open-System Behavior of ^{14}C in Terrestrial Gastropod Shells. *Radiocarbon* 53, 325–335. <https://doi.org/10.1017/S0033822200056587>

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, 2005JB004051. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., Van Der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E., Finkel, R.C., 2001. Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geol* 29, 511. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0511: STAWCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0511: STAWCC>2.0.CO;2)

Ritz, J., -F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., Saidi, A., 2012. Paleoeearthquakes of the past 30,000 years along the North Tehran Fault (Iran). *J. Geophys. Res.* 117, 2012JB009147. <https://doi.org/10.1029/2012JB009147>

- Robert C. Whisonant, 1987. Paleocurrent and Petrographic Analysis of Imbricate Intraclasts in Shallow-Marine Carbonates, Upper Cambrian, Southwestern Virginia. *SEPM JSR* Vol. 57. <https://doi.org/10.1306/212F8CC4-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Robinson, A.G., 1997a. A Review of the Stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene—Holocene), With Particular Emphasis on the Black Sea, in: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. American Association of Petroleum Geologists, pp. 39–51. <https://doi.org/10.1306/M68612C4>
- Robinson, A.G., 1997b. Structure and Regional Tectonics of the Achara-Trialet Fold Belt and the Adjacent Rioni and Kartli Foreland Basins, Republic of Georgia, in: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. American Association of Petroleum Geologists, pp. 331–345. <https://doi.org/10.1306/M68612C17>
- Rögl, F., 1999. Mediterranean and paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica* 50 No.4, 339–349.
- Rogozhin, E.A., Yunga, S.L., Marakhanov, A.V., Ushanova, E.A., Dvoretzkaya, N.A., Ovsyuchenko, A.N., 2002. Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus. *Russ. J. Earth Sci.* 4, 233–241. <https://doi.org/10.2205/2002ES000095>
- Rogozhin, E.A., Marakhanov, A.V., Ovsyuchenko, A.N., Spiridonov, A.V., Burkanov, E.E., Gurbanov, A.G., 2004. Ancient earthquake dislocations in the area of Elbrus Volcano, North Caucasus. *Russ. J. Earth Sci.* 6, 293–309. <https://doi.org/10.2205/2004ES000160>
- Rubin, C.M., 1996. Systematic underestimation of earthquake magnitudes from large intracontinental reverse faults: Historical ruptures break across segment boundaries. *Geol* 24, 989. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0989: SUOEMF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0989: SUOEMF>2.3.CO;2)
- Rust, B.R., 1972. Pebble Orientation in Fluvial Sediments. *SEPM JSR* Vol. 42. <https://doi.org/10.1306/74D7255E-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Shimazaki, K., Nakata, T., 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* 7, 279–282. <https://doi.org/10.1029/GL007i004p00279>
- Sokhadze, G., Floyd, M., Godoladze, T., King, R., Cowgill, E.S., Javakhishvili, Z., Hahubia, G., Reilinger, R., 2019. Active convergence between the Lesser and Greater Caucasus in Georgia: Constraints on the tectonic evolution of the Lesser–Greater Caucasus continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* 481, 154–161. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.007>
- Stahl, T.A., Cowgill, E., Boichenko, G., Vasey, D.A., Godoladze, T., 2022. Recent Surface Rupturing Earthquakes along the South Flank of the Greater Caucasus near Tbilisi, Georgia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 112, 2170–2188. <https://doi.org/10.1785/0120210267>
- Staikou, A., Lazaridou-Dimitriadou, M., Farmakis, N., 1988. ASPECTS OF THE LIFE CYCLE, POPULATION DYNAMICS, GROWTH AND SECONDARY PRODUCTION OF THE EDIBLE SNAIL

HELIX LUCORUM LINNAEUS, 1758 (GASTROPODA, PULMONATA) IN GREECE. *Journal of Molluscan Studies* 54, 139–155. <https://doi.org/10.1093/mollus/54.2.139>

Stout, J.C., Belmont, P., 2014. TerEx Toolbox for semi-automated selection of fluvial terrace and floodplain features from lidar. *Earth Surf Processes Landf* 39, 569–580. <https://doi.org/10.1002/esp.3464>

Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion Reporting of ^{14}C Data. *Radiocarbon* 19, 355–363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200003672>

Tari, G., Vakhania, D., Tatishvili, G., Mikeladze, V., Gogritchiani, K., Vacharadze, S., Mayer, J., Sheya, C., Siedl, W., Banon, J.J.M., Trigo Sanchez, J.L., 2018. Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin, Georgia. *SP* 464, 403–438. <https://doi.org/10.1144/SP464.14>

Tibaldi, A., Alania, V., Bonali, F.L., Enukidze, O., Tsereteli, N., Kvavadze, N., Varazanashvili, O., 2017a. Active inversion tectonics, simple shear folding and back-thrusting at Rioni Basin, Georgia. *Journal of Structural Geology* 96, 35–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.01.005>

Tibaldi, A., Russo, E., Bonali, F.L., Alania, V., Chabukiani, A., Enukidze, O., Tsereteli, N., 2017b. 3-D anatomy of an active fault-propagation fold: A multidisciplinary case study from Tsaishi, western Caucasus (Georgia). *Tectonophysics* 717, 253–269. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.006>

Tonkin, P.J., Basher, L.R., 1990. Soil-stratigraphic techniques in the study of soil and landform evolution across the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 3, 547–575. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(90\)90020-Q](https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90020-Q)

Trexler, C.C., Cowgill, E., Spencer, J.Q.G., Godoladze, T., 2020. Rate of active shortening across the southern thrust front of the Greater Caucasus in western Georgia from kinematic modeling of folded river terraces above a listric thrust. *Earth and Planetary Science Letters* 544, 116362. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116362>

Trexler, C.C., Cowgill, E., Niemi, N.A., Vasey, D.A., Godoladze, T., 2022. Tectonostratigraphy and major structures of the Georgian Greater Caucasus: Implications for structural architecture, along-strike continuity, and orogen evolution. *Geosphere* 18, 211–240. <https://doi.org/10.1130/GES02385.1>

Triep, E.G., Abers, G.A., Lerner-Lam, A.L., Mishatkin, V., Zakharchenko, N., Starovoit, O., 1995. Active thrust front of the Greater Caucasus: The April 29, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 4011–4033. <https://doi.org/10.1029/94JB02597>

Tsereteli, N., Tibaldi, A., Alania, V., Gventsadse, A., Enukidze, O., Varazanashvili, O., Müller, B.I.R., 2016. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics* 691, 328–344. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.025>

Tye, A.R., Niemi, N.A., Safarov, R.T., Kadirov, F.A., Babayev, G.R., 2021. Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments. *Basin Research* 33, 933–967. <https://doi.org/10.1111/bre.12499>

- Varazanashvili, O., Tsereteli, N., Tsereteli, E., 2011. Historical Earthquakes in Georgia (up to 1900): Source Analysis and Catalogue Compilation. ISBN-978-9941-9031-9-9
- Vasey, D.A., Cowgill, E., Cooper, K.M., 2021. A Preliminary Framework for Magmatism in Modern Continental Back-Arc Basins and Its Application to the Triassic-Jurassic Tectonic Evolution of the Caucasus. *Geochem Geophys Geosyst* 22, e2020GC009490. <https://doi.org/10.1029/2020GC009490>
- Vincent, S.J., Saintot, A., Mosar, J., Okay, A.I., Nikishin, A.M., 2018. Comment on “Relict Basin Closure and Crustal Shortening Budgets During Continental Collision: An Example from Caucasus Sediment Provenance” by Cowgill et al. (2016). *Tectonics* 37, 1006–1016. <https://doi.org/10.1002/2017TC004515>
- Von Suchodoletz, H., Gärtner, A., Hoth, S., Umlauf, J., Sukhishvili, L., Faust, D., 2016. Late Pleistocene River migrations in response to thrust belt advance and sediment-flux steering — The Kura River (southern Caucasus). *Geomorphology* 266, 53–65. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.026>
- Von Suchodoletz, H., Richter, C., Walther, F., Bliedtner, M., Elovshvili, M., Losaberidze, L., Hausdorf, B., 2020. Snail assemblages in Holocene floodplain research – an example from the southern Caucasus. *E&G Quaternary Sci. J.* 69, 247–260. <https://doi.org/10.5194/egqsj-69-247-2020>
- Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T., Biasi, G., 2004. Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work. *Gsa Today* 14, 4. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<4: WATECW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<4: WATECW>2.0.CO;2)
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
- Zinke, R., Dolan, J.F., Rhodes, E.J., Van Dissen, R., McGuire, C.P., 2017. Highly Variable Latest Pleistocene-Holocene Incremental Slip Rates on the Awatere Fault at Saxton River, South Island, New Zealand, Revealed by Lidar Mapping and Luminescence Dating. *Geophysical Research Letters* 44. <https://doi.org/10.1002/2017GL075048>
- Zonenshain, L.P., Pichon, X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics* 123, 181–211. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90197-6)
- Zonn, I.S., Kostianoy, A.G., Kosarev, A.N., Glantz, M.H., 2010. The Caspian Sea Encyclopedia. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-11524-0>
- Zubakov, V.A., 2001. History and Causes of Variations in the Caspian Sea Level: The Miopliocene, 7.1–1.95 million Years Ago. *Water Resources* 28, 249–256. <https://doi.org/10.1023/A:1010440421772>
- Zubakov, V.A., 1988. Climatostratigraphic Scheme of the Black Sea Pleistocene and its Correlation with the Oxygen-Isotope Scale and Glacial Events. *Quat. res.* 29, 1–24. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90067-1)