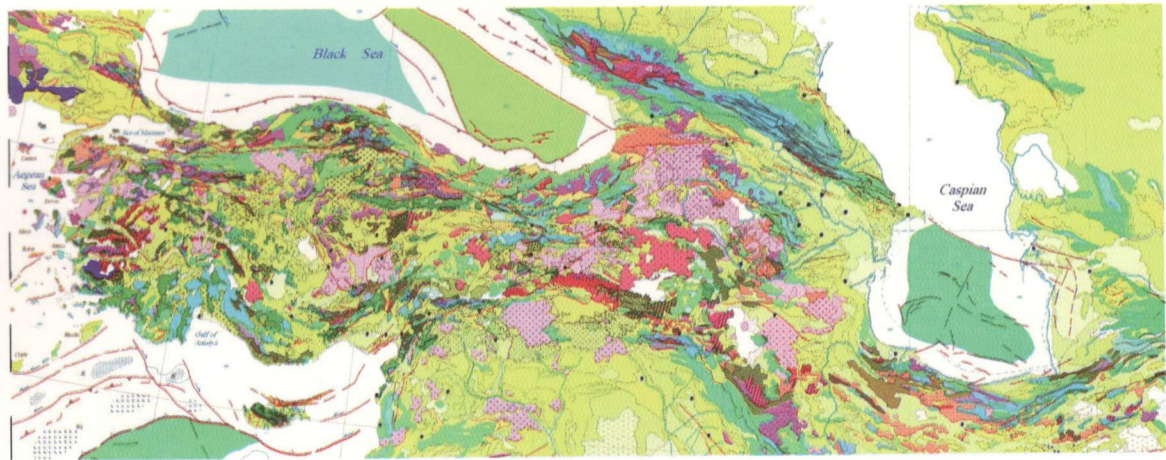


Vladimir I. Gugushvili

**Pre-collision and Post-collision Geodynamic Evolution of the Tethys
Ocean and its Relation with Regional Metamorphism,
Hydrothermal Activity and
Metallogeny Along the Eurasian Continental Margin**



Geological map of the western part of Middle-East, 1:5 000 000

ტეთისის ოკეანის პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური
გეოდინამიკური ევოლუცია რეგიონულ მეტამორფიზმთან,
ვულკანიზმთან, ჰიდროთერმულ პროცესთან და
მეტალოგენიასთან კავშირში, ევრაზიის აქტიური კიდეის
მაგალითზე

**Преколлизийная и постколлизийная геодинамика эволюции
океана Тетис, во взаимосвязи с региональным
метаморфизмом, вулканизмом и металлогенией, на примере
Евразийской активной окраины**

Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology

New Series, Vol. 129

ახალი სერია, ნაკვ. 129

Новая Серия, Вып. 129

Vladimir I. Gugushvili

**Pre-collision and Post-collision Geodynamic Evolution of the Tethys
Ocean and its Relation with Regional Metamorphism,
Hydrothermal Activity and Metallogeny Along the Eurasian
Continental Margin**

**ტეთისის ოკეანის პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური გეოდინამიკური
ევოლუცია რეგიონულ მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, ჰიდროთერმულ
პროცესთან და მეტალოგენიასთან კავშირში, ევრაზიის აქტიური კილის
მაგალითზე**

**Преколлизийная и постколлизийная геодинамика эволюции
океана Тетис, во взаимосвязи с региональным метаморфизмом,
вулканизмом и металлогенией, на примере Евразийской
активной окраины**

ISBN 978-9941-0-9730-0

Tbilisi, 2017

Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology

Vladimir I. Gugushvili

Pre-collision and Post-collision Geodynamic Evolution of the Tethys Ocean
and its Relation with Regional Metamorphism, Hydrothermal Activity and
Metallogeny Along the Eurasian Continental Margin

**Dedicated to Academician George S. Dzotsenidze,
the founder of paleovolcanology in Georgia.**

Editors: Richard F. Goldfarb, USGS

Robert Moritz, University of Geneva

Guram Zakariadze, Tbilisi State University

Tbilisi, 2017

Academician George Dzotsenidze (1910-1976)

Forty years have passed since the premature death of the academician George Dzotsenidze - the founder of the paleovolcanologic investigations in Georgia. The transition from the twentieth to twenty first century was marked by establishing of plate tectonics as a working theory among the Georgian geological community. The beginning of his geological career was related to the time when the theory of geosyncline development of the earth crust was widely applied in geological interpretations and the plate tectonic was not popular among the scientists of George Dzotsenidze generation. He was among the first researchers who realized the relevance of this theory and foresaw actively implementing perspectives of the theory in the future geological investigations. His last work, which he prepared for publication was based on the plate tectonic evidencing the innovation character of George Dzotsenidze personalyty. Earlier the mainstreams of his innovation research were focused on the establishing of relationships between volcanic and tectonic processes. He was determined to show the relation of alkali volcanism with the stable tectonic setting and relation of calc-alkaline volcanic activity with mobile geosynclines zones on example of Georgia. He defined the calc-alkaline, alkaline and subalkaline series for the Georgian region. It was essential for the future understanding of plate tectonic and volcanism interrelation and was established on the high scientific level by his pupil Manana Lordkipanidze on the example of the Caucasus and worldwide.

The 70% of Georgian territory consists of volcanic rocks. Being the university student 20 years old George Dzotsenidze began studying of various age volcanic series of Georgia and later established the paleovolcanologic investigations in Georgia and dedicated to this issue all his

life. He founded the Paleovolcanological School in Georgia. The young scientists are continuing the investigation of volcanic and volcanogenic-sedimentary formations of Georgia. Under leadership of George Dzotsenidze the paleovolcanological research of his pupils achieved a great progress.

George Dzotsenidze was the organizer of the science in the Georgia. He was a scientific secretary, a vice president of the Academy of Science, the Rector of the Tbilisi State University. At the same time he was continuing pedagogical activity and led the course of lithology in the state university. During many years he borrowed high position in the government of Georgia and was a chairman of presidium of the Supreme Council of GSSR. At the same time he was continuing geological investigations and published fundamental work on the volcanic-sedimentary formations meritoriously continued and developed by his pupil Merab Beridze, and on the interrelation of volcanism and mineralization. This publication was awarded by highest state premium and he was elected as a member of Academy of Science of the Soviet Union. He was proceeding the guidance of postgraduates and young scientists. In the conditions of the authoritarian regime he managed to commit a lot of kind and fair affairs. For instance in the 50ies of the last century the famous Georgian scientists – philosopher Shalva Nutsubidze, linguist Vikol Beridze and philologist Simon Kauhchishvili on the unfair and false accusation were exiled from university and their scientific degrees were annulled, George Dzotsenidze used his high state position for their rehabilitation , organized their restitution in the scientific degrees and university position. Afterwards they did lot of useful and significant affairs for Georgian state and community.

The Georgian community fairly apprised deeds of George Dzotsenidze. His name was awarded to one street of Tbilisi, the capital of Georgia. He left for us a meritorious successor. His son Zurab Dzotsenidze - professor and doctor of chemistry in the hard period of the incipience of independent Georgia always supported Georgian state and community.

Prof. V. Gugushvili.

Doctor of geological science.

აკადემიკოსი გიორგი ძოწენიძე (1910-1976)

ორმოცი წელი გავიდა აკადემიკოს გიორგი ძოწენიძის გარდაცვალებიდან. მეოცე საუკუნიდან ოცდამეერთეში გადავედით. ამ ორმოცი წლის მანძილზე გეოლოგიურ მეცნიერებაში ახალი გლობალური ტექნიკა დამკვიდრდა და მას დაეფუძნა კვლევები გეოლოგიის სხვადასხვა დარგში, მათ შორის ვულკანოლოგიაში. გიორგი ძოწენიძე საქართველოში პალეოვულკანური კვლევების ფუძემდებელია. ის მუშაობდა იმ პერიოდში როცა გეოლოგიური მეცნიერება ახალი გლობალური ტექტონიკის წინამორბედ გეოსინკლინურ თეორიას ეფუძნებოდა. აღსანიშნავია, რომ ყოფილ საბჭოთა კავშირში მისი თაობის გეოლოგებში ძნელად იმკვიდრებდა ადგილს ახალი გლობალური ტექნიკა და მასზე დაფუძნებული კვლევები. ამავე დროს, გიორგი ძოწენიძის ბოლო ნაშრომი, რომელსაც იგი გამოსაქვეყნებლად ამზადებდა უკვე ახალ

გლობალურ ტექტონიკას ეფუძნებოდა, რაც მის ნოვატორულ ბუნებას ადასტურებს. გიორგი ძოწენიძის ნოვატორობა ვულკანიზმისა და ტექტონიკის ურთიერთობის დადგენაში გამოვლინდა. მან, საქართველოს გეოლოგიური ვითარების მაგალითზე, დაადგინა ტუტე ვულკანიზმის კავშირი მყარ ტექტონიკურ ერთეულებთან, ხოლო კირ-ტუტე ვულკანიზმისა მობილურ გეოსინკლინურ ზონებთან. მისი დამსახურებაა კირ-ტუტე, ტუტე და სუბტუტე ვულკანური სერიების განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე. ამას დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა პლეიტექტონიკისა და ვულკანიზმის ურთიერთკავშირის განსაზღვრაში, რაც შემდგომ ღირსეულად განახორციელა მისა მოწაფემ მანანა ლორთქიფანიძემ კავკასიასა და მსოფლიოს სხვა რეგიონების მაგალითზე.

საქართველოს ტერიტორიის 70% ვულკანური ქანებითაა აგებული. ოცი წლის ასაკში ჯერ კიდევ სტუდენტმა გიორგი ძოწენიძემ დაიწყო სხვადასხვა ასაკის ვულკანური სერიების შესწავლა და შემდგომ პალეოვულკანურ კვლევას ჩაუყარა საფუძველი, რომელიც მას სიცოცხლის ბოლომდე არ შეუწყვეტია. მან დააარსა საქართველოში პალეოვულკანური სკოლა და საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურ ინსტიტუტში ჩამოაყალიბა ვულკანოლოგიის განყოფილება. ახალგაზრდა მეცნიერებმა გააგრძელეს ვულკანოლოგიური კვლევები საქართველოს ტერიტორიაზე. გიორგი ძოწენიძის სამეცნიერო ხელმძღვანელობით განხორციელდა პალეოვულკანოლოგიური კვლევების სრულყოფა მისი მოწაფეების მიერ.

გიორგი ძოწენიძე საქართველოში მეცნიერების ორგანიზატორი იყო. იგი სხვადასხვა დროს გახლდათ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის სწავლული მდივანი, ვიცეპრეზიდენტი, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის რექტორი. ამავე დროს მას არ შეუწყვეტია პედაგოგიური მოღვაწეობა. იგი კითხულობდა ლითოლოგიის კურსს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში. მას მრავალი წლის განმავლობაში ეჭირა მაღალი სახელმწიფო პოსტი. იგი იყო საქართველოს უმაღლესი საბჭოს პრეზიდიუმის თავმჯდომარე. აღსანიშნავია, რომ ამ დროს მას არ შეუწყვეტია

გეოლოგიური კვლევები და გამოაქვეყნა ფუნდამენტალური ნაშრომი ვულკანოგენურ-დანალექ სედიმენტოლოგიაში და ვულკანიზმის კავშირზე მადანწარმოშობასთან. ამ ნაშრომს უმაღლესი სახელმწიფო პრემია მიენიჭა და გიორგი ძოწენიძე საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის ნამდვილ წევრად აირჩიეს. მისი კვლევები სედიმენტოლოგიაში შემდგომ ღირსეულად გააგრძელა და განავითარა მისმა მოწაფემ დოქტორმა მერაბ ბერიძემ. ამავე დროს იგი აგრძელებდა ასპირანტებისა და მეცნიერ მუშაკთა ხელმძღვანელობას. იმ მძიმე ავტორიტარული რეჟიმის პირობებში მან ბევრი სამართლიანი საქმე განახორციელა, რაც იმ დროს მისი დონის სახელმწიფო მოღვაწისთვისაც კი სულაც არ იყო ადვილი. კერძოდ, წინა საუკუნის 50-იან წლებში გამოჩენილი ქართველი მეცნიერები - ფილოსოფოსი შალვა ნუცუბიძე, ენათმეცნიერი ვუკოლ ბერიძე და ფილოლოგი სიმონ ყაუჩხიშვილი, მოგონილი მიზეზით და ფორმალიზმში ცრუ ბრალდებით დაითხოვეს უნივერსიტეტიდან და მათ ჩამოერთვათ სამეცნიერო წოდებები. გიორგი ძოწენიძემ თავისი მაღალი სახელმწიფო პოსტი გამოიყენა მათი რეაბილიტაციისთვის. მისი ძალისხევით მათ აღუდგინეს სამეცნიერო წოდებები, ისინი დააბრუნეს უნივერსიტეტში და მათ ქართული მეცნიერებისათვის და საქართველოს საზოგადოებრიობისათვის მრავალი მნიშვნელოვანი საქმე განახორციელეს.

ქართულმა საზოგადოებრიობამ ღირსეულად დააფასა ბატონი გიორგი ძოწენიძის ღვაწლი, მისი სახელი მიენიჭა საქართველოს დედაქალაქის - თბილისის ერთ-ერთ ქუჩას. მან ღირსეული მემკვიდრეც დაგვიტოვა. მისი ვაჟი ქიმის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი ზურაბ ძოწენიძე დამოუკიდებელი საქართველოს გარიჟრაჟზე ქვეყნისთვის ურთულეს ვითარებაში გვერდში ედგა საქართველოს და ქართველ ხალხს. ბატონი ზურაბი მამის გიორგი ძოწენიძის ღირსეული მემკვიდრეა, როგორც მეცნიერებაში, ისე ერის სამსახურში.

პროფ. ვლადიმერ გუგუშვილი,

გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა დოქტორი

Академик Георгий Дзоценидзе (1910-1976)

Прошло сорок лет после кончины академика Георгия Дзоценидзе. За эти сорок лет мы перешли из двадцатого века в двадцать первый и на их рубеже в геологии возникла теория новой глобальной тектоники (плейттектоника), сменившая фиксизм. На ее идеях основаны исследования последних лет в разных областях геологической науки, в том числе и в вулканологии. Георгий Дзоценидзе является основоположником палеовулканических исследований в Грузии. Он работал в те времена, когда геологами формирование земной коры рассматривалось с позиций геосинклинальной теории. В Советском Союзе «новая глобальная тектоника» и основанные на ее положениях геологические исследования не были популярны в кругу ученых его поколения. Однако, последняя работа, которую Георгий Дзоценидзе готовил для публикации, опиралась именно на концепции этой теории, что являлось несомненным свидетельством прогрессивности его мышления. Новаторская сущность исследований Г.Дзоценидзе проявилась ранее, когда он установил связь вулканизма с тектоникой на примере геологического развития территории Грузии. Им была выявлена взаимосвязь щелочного вулканизма со стабильными зонами земной коры, а известково-щелочной вулканической деятельности – с мобильными зонами геосинклиналей. На основе геологических данных он показал распределение щелочных, субщелочных и известково-щелочных серий в пределах тектонических единиц Грузии, что впоследствии имело большое значение для установления взаимосвязи плейттектоники и вулканизма. Это положение блестяще развила и доказала его правомочность ученица Г.Дзоценидзе, доктор геол.-мин.наук Манана Лордкипанидзе на примере Кавказа и других регионов мира.

70% территории Грузии состоит из вулканических пород. Еще будучи студентом, в возрасте 20 лет, Г.Дзоценидзе начал изучение разновозрастных вулканических серий и в

дальнейшем произвел их палеовулканонологический анализ, вопросам которого посвятил всю свою жизнь.

Г. Дзоценидзе основал в Грузии палеовулканонологическую школу. В Геологическом институте Академии наук Грузии по его инициативе был создан отдел вулканологии, молодые сотрудники которого под его руководством продолжили детальные исследования вулканических формаций на территории Грузии и за ее пределами. Георгий Дзоценидзе был замечательным научным руководителем, приветствовавшим и поощрявшим новые идеи и инициативы своих учеников и сотрудников.

В то же время он принимал активное участие в деятельности по организации науки в Грузии – являлся научным секретарем и вице-президентом Академии наук, ректором Тбилисского государственного университета, где долгие годы вел курс лекций по литологии на геологическом факультете.

В течение многих лет Георгий Дзоценидзе занимал государственный пост председателя президиума Верховного Совета Грузии, продолжая и на этом посту геологические исследования. Результаты их были опубликованы в фундаментальной монографии, посвященной роли вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Работа была заслуженно оценена - Георгий Дзоценидзе получил государственную премию и был избран действительным членом Всесоюзной Академии наук.

Параллельно Георгий Дзоценидзе продолжал руководить работами аспирантов и молодых научных сотрудников, защищавших кандидатские и докторские диссертации.

На высоком государственном посту, в условиях авторитарного режима, он сделал много добрых дел и принимал справедливые решения, что в то время было отнюдь не легко даже для государственного деятеля его уровня. Так, в пятидесятых годах прошлого века выдающиеся ученые - философ и литературовед Шалва Нуцубидзе, языковед Вукол Беридзе и филолог Симон Каукчишвили, на основании заведомо ложной информации, были обвинены в формализме и освобождены из Университета и из Академии наук с аннулированием всех ученых званий. Георгий Дзоценидзе, обладая личным мужеством и стремлением к справедливости, способствовал их реабилитации. Они вернулись в университет и были восстановлены в ученых званиях, что дало им возможность

продолжить свою плодотворную деятельность и сделать много полезного для грузинской науки.

Грузинская общественность всегда высоко ценила заслуги Георгия Дзоценидзе. Его именем была названа одна из улиц столицы Грузии - города Тбилиси.

Сын Георгия Дзоценидзе - Зураб Дзоценидзе является достойным наследником своего отца как в науке, так и в общественной жизни. Он доктор химических наук, профессор; на заре независимости Грузии, в сложных условиях он проявил себя патриотом и истинным гражданином своей Родины

Content

Abstract-----	13
Introduction-----	14
1. Relationship of subduction to regional metamorphism, volcanism, post-volcanic hydrothermal activity, and metallogeny-----	17
1.1 Relationship between subduction and regional metamorphism-----	18
1.2 The relationship of Phanerozoic geodynamics to volcanism and mineraldeposit formation-----	20

1.2.1 The temporal and spacial relationship of subduction to volcanic activity and mineral deposit formation-----	24
1.3 Pre-collision metallogeny-----	29
2.Post-collision metallogeny, magmatism, and hydrothermal activity-----	34
Review and analyses of the obtained data-----	40
Conclusions. -----	45
Summary-----	49
Figures-----	162
Refrences-----	174

სარჩევი

რეზიუმე-----	53
შესავალი -----	55
1. სუბდუქციის კავშირი მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ ჰიდროთერმულ აქტივობასთან და მეტალოგენიასთან-----	58

1.1	სუბდუქციისა და რეგიონალური მეტამორფიზმის ურთიერთ- დამოკიდებულების შესახებ-----	60
1.2	ფანეროზოული გეოდინამიკის კავშირი ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ პროცესთან და მადანწარმოშობასთან-----	63
1.2.1	სუბდუქციის კავშირი დროსა და სივრცეში ვულკანიზმთან და მადანწარმოშობასთან-----	68
1.3	პრეკოლიზიური მეტალოგენია-----	76
2.	პოსტკოლიზიური მეტალოგენია, მაგმატიზმი და ჰიდროთერმული პროცესი-----	84
	შედეგების განხილვა და ანალიზი-----	92
	ძირითადი დასკვნები-----	100
	შეჯამება-----	105
	naxazebi-----	162
	literatura-----	174

С о д е р ж а н и е

Резюме-----	110
Предисловие-----	112
1. Связь субдукции с метаморфизмом, вулканизмом,	

поствулканической гидротермальной активностью и металлогенией-----	115
1.1 О взаимосвязи субдукции с региональным метаморфизмом-----	116
1.2 Фанерозойская геодинамика, вулканизм, поствулканический процесс и рудообразование-----	118
1.2.1 Связь субдукции во времени и пространстве с вулканизмом и рудопроявлением-----	123
1.2.2 Преколлизийная металлогения-----	130
2. Постколлизийная металлогения, магматизм и гидротермальный процесс-----	137
Обзор и анализ результатов-----	145
Основные выводы-----	152
Заключение-----	158
рисунки -----	162
литература-----	174

and copper. We conclude that the sources of gold and lead are sialic crust. The post-collision settings are characterized by high grades of gold together with Sb, Mo, W and Hg. The post-collision setting is characterized by a very thick orogenic sialic crust, so the source of gold and mentioned rare metals is the sialic crust.

6. In pre-collision setting of geodynamic development and related metamorphism, magmatism, volcanism, post-volcanic alteration and mineralization alternate temporally. The alternation depends on steepening of the subducting slab and occurs in three directions: I-along the dip of

the subducting slab from South to North, II-laterally to deepening from East to West, and III-temporally in ascending succession.

- .In the subduction process the regional metamorphism precedes production of andesitic melt and island arc calc-alkaline volcanic activity, coincides with regional zeolite propylitization and gold-copper–base metal mineralization. During steepening of the subducted slab and incursion of mantle diapir we have backarc/interarc rifting, tholeiitic–alkali basaltic and shoshonite-trachyandesite volcanism, which coincides with regional high temperature epidote-zoisite propylitization and copper-zinc VMS mineralization. The more intense steepening and incursion of mantle diapir to shallower crustal levels characterized the ocean **Abstract**

The formation of earth crust in the Paleoproterozoic and Archean was related to the plume tectonic in the buoyant lithosphere. In Phanerozoic, after forming of hard (nonbuoyant) lithosphere, geodynamic development is controlled by modern plate tectonic. These two stages are distinguished by character of metamorphism, volcanism and metallogeny. We tried to show the Phanerozoic development of the earth crust and its relationship with metamorphism, volcanism and metallogeny, exemplified on the evolution of Tethys Ocean within the border of Eurasian continental margin.

Subduction to collision evolution of the Tethys ocean is marked as distinct relation with the regional metamorphism, volcanism, hydrothermal alteration and metallogeny related to the western segment of the Eurasian active margin metallogenic belt.

Regional metamorphism and formation of granite-metamorphic complexes are related to the first stage of subduction occurs before steepening of subducting slab. Further increasing of temperature and andesite melt fusion led to transition to island arc-calc-alkaline volcanism coincided with zeolite propylitization and gold-copper-base metal mineralization. The steepening of subducting slab (rollback, break off, detachment and delamination) and the invasion of the mantle diapir in the lithosphere induced interarc and backarc rifting, shoshonite-trachyandesite and tholeiite-alkaline-basalt volcanism with background chlorite-albite and epidote-zoisite propylitization and copper-zinc-pyrite mineralization. The further steepening of the subducting slab provoked intensive spreading and minor ocean setting with mantle type volcanic activity manifested in ophiolite series formation and ultrabasic dunite-peridotite magmatic activity with

related high temperature background epidote-actinolite propylitization, serpentinization and copper-pyrite mineralization.

The steepening of subducting slab and related volcanism and metallogeny spatially and temporally occurred in three directions: along the slab dipping, laterally to dipping and in the ascending succession. This transformation is related to alternation of intensity of the slab steepening in various directions as spatially so temporally.

The type of mineralization depends on the scale of participation of sialic, basaltic crusts and mantle in ore formation. In the island arc setting in gold-copper-zinc-lead mineralization are involved sialic and basaltic crusts and mantle. The back-arc and inter-arc settings, where participation of sialic crust is not defined are characterized by copper-zinc mineralization. In the Minor Ocean setting where sialic and basalt crusts participation hasn't been determined and volcanic activity is related to mantle only copper-pyrite mineralization occurs, without zinc, lead and gold. Therefore the source of gold and lead is the sialic crust, source of zinc is basaltic crust and source of copper is the mantle.

The collision of Tethys Ocean provokes the Afro-Arabian continent convergence with the Eurasian active margin, which revealed in the orogenesis, fold-thrust tectonics and synorogenic granitoid magmatism and was followed by precollision development stage transition into the postcollision stage. The latter is marked by subduction waning, but of subducted slab continuing steepening (shearing) with injection of the mantle material and high temperature fluids activity.

On the first stage of postcollision development the fluids are leaching gold and rare metals Sb, W, Mo and Hg from thick orogenous sialic crust. In postcollision setting the proper sulfide and low sulfidation gold-bearing mineralization occurs. The proper sulfide gold-base metal porphyry ores are characterized by high gold grades and low trend of base metals. The gold-bearing low sulfidation ores are presented by gold-antimonite, gold-sheelite and gold-wolframite quartz veins and stockworks. The proper sulfide porphyry and low sulfidation ores coincide with rare metals association (Sb, W, Mo and Hg). This association is the exploration criterion of gold mineralization. The association of mentioned rare metals occurs as in ore wall rocks, so generally in ore host rocks and is widespread in the postcollision setting. Accordingly it is generally may be regarded as a geochemical indicator of the postcollision setting. Whereas the postcollision

mineralization is overprinted on the precollision rocks and therefore this association is considered as a geochemical background of postcollision setting.

The next stage of postcollision activity is marked by the shoshonite and tholeiite-alkalibasalt volcanism and is related to invasion of mantle material in the magmatic chamber after the subducted slab shearing. The geochemical criteria of this stage volcanites are presented by shoshonite and tholeiite-alkalibasalts similarly to precollision volcanites, however rifting and any mineralization hasn't been defined here.

Therefore, the rearrangement of subduction process at precollision stage of development controlled of regional metamorphism, volcanism, hydrothermal alteration and metallogeny, from normal subduction to various grade of steepening. Whereas at postcollision stage subduction is accomplished, however shearing of subducted slab is continuing and controlled magmatism, volcanism, hydrothermal alteration and metallogeny.

Introduction

Phanerozoic geodynamic development of the Western Tethysides (Fig.1) was characterized by north-vergent subduction and steepening of the Tethys Ocean slab, as revealed in the character of regional metamorphism, volcanism, post-volcanic hydrothermal alteration, and metallogeny. The geodynamic evolution during the Phanerozoic occurred under conditions of a brittle lithosphere and was controlled by modern-day plate tectonics. Precambrian geodynamics were related to plume tectonics with a buoyant lithosphere active during cratonization events that included the migration of gold, lead, and zinc from the upper mantle to the developing crust, whereas copper mainly remained in the upper mantle until later migration to the crust during Phanerozoic plate tectonics. Formation of the modern lithosphere, which consists of sialic and basaltic crust and rigid upper mantle, took place in the Phanerozoic.

In the destructive subduction zones, ocean plates were subducted into the mantle and this was followed by melting to form andesitic magma, calc-alkaline volcanic activity and formation of the basalt-andesite-rhyolitic series magmas that incorporated continental (sialic) crust. It is noteworthy that melting to form andesite magma occurred at temperatures of 1000⁰-1100⁰C. It was preceded by high temperature activity (550-750⁰C), with hot flows producing almandine-

amphibolite and granulite metamorphism. During slab subduction, the temperature from metamorphism to melting of andesite gradually increased.

Along the borders of ocean ridges, the spreading of new oceanic crust coincides with melting of ophiolites. It was preceded by high temperature almandine-amphibolite metamorphism in the third geophysical layer and later resulted in the basaltic volcanic activity and dunite-peridotite intrusive emplacement.

Subduction below active margins is defined by steepening of the downgoing slab that provokes incursion of mantle diapirs and rifting. The mantle influence is manifested in the character of magmatism and metallogeny. During normal subduction, without steepening of the subducting slab and in island arc settings, calc-alkaline volcanism, low temperature propylitic alteration assemblages and gold-copper mineral occurrences are formed. The steepening of the subducting slab, by roll-back, break-off, detachment, and (or) delamination, provokes invasion of the mantle diapir and interarc and backarc rifting. The diapir invasion at various depths results in the different types of the magmatism and metallogenic signatures. The volcanic activity results in the formation of the tholeiite-alkali olivine basalt and shoshonite-trachyandesite series rocks, as well as copper-zinc-pyrite mineralization, whereas subsequent post-volcanic alteration is defined by high-temperature epidote-dominant propylitic assemblages.

In the settings where mantle diapir intensity is greatest and its emplacement depths are shallow, spreading becomes stronger and the backarc rifting is changed to a minor ocean setting with related ophiolitic volcanism and dunite-peridotite magmatic activity, high-temperature epidote- and actinolite-rich propylitic alteration and serpentinization are common. The mineralization here is represented by stratiform copper-pyrite ores, without significant lead, zinc, and gold. The latter is measured only at trace levels.

The described relationships are common for the pre-collision environments and gold-copper-lead-zinc mineralization indicates various stages of island arc, backarc-interarc, and oceanic settings. In an island arc setting, sialic and basaltic crust, as well as the mantle, take part in the ore-forming process, which leads to gold-copper-lead-zinc mineralization. In a backarc-interarc setting, basaltic crust and upper mantle are involved with the ore-forming processes, with deposition of copper-zinc ores without gold and lead. The oceanic setting is mainly linked to the

mantle and is represented by copper-pyrite mineralization. Therefore, the source of gold is sialic crust, the source of zinc is basaltic crust, and source of copper is the mantle.

Subduction is accompanied by terrane collision and suturing, and the pre-collision stage is replaced by the post-collision stage of tectonic activity. The latter results in orogenesis, including formation of fold and thrust deformational structures and emplacement of granitoid intrusions. The post-collision metallogeny is linked to the steepening of the subducted slab at great depths under the orogen and upward migration of high-temperature mantle fluids. The mineralization is represented here by gold-copper-molybdenum porphyry and low sulfidation epithermal gold-silver ores that may be accompanied by an association with Sb, W, Mo, and (or) Hg. The epithermal ores are characterized by high gold grades but with relatively low abundances of base metals. This metal association for the epithermal deposits is not known in the pre-collision mineral deposits. The only exception is molybdenum, which is present also in island arc ores; however, the most significant molybdenum deposits are related to post-collision settings. Gold-bearing ores are associated with base metal-rich porphyry deposits, low sulfidation epithermal systems, and quartz-stibnite, quartz-scheelite and wolframite vein and stockwork systems. It is noteworthy, that porphyry and low sulfidation ore hostrocks are characterized by the widespread distribution of the above listed trace metals. This association of the trace metals is indicated by their high geochemical background in post-collision settings.

The various stages of pre-collision events recorded in volcanic and intrusive rocks are characterized by different Sr and Pb isotope ratios and different trends in REE patterns. At the same time, post-collision settings show the juxtaposition of rocks from various settings on the pre-collision stage rocks. Therefore determination of geochemical indicators in fresh rocks of a post-collision setting is impossible. Thus the trace metals association (Sb, W, Mo, and Hg), uncommon for pre-collision stage and related to post-collision hydrothermal activity and represents geochemical indicator of the post-collision process, overlain on the pre-collision setting rocks and represents geochemical indicator of the post-collision activity. At the same time, it is a criterion for exploration for post-collision gold mineralization. The leaching of these trace metals from thick sialic crust of orogenic belts is caused by protracted high-temperature fluid flows under high pressure conditions and at great depth.

The subject of this investigation was the Eurasian active margin within the borders of Carpathian – Balkans, Turkey, Caucasus area, and Iran, which form the central part of the Eurasian metallogenic belt. The aim of the investigation was the detailed study of the Phanerozoic geodynamics and its link to magmatism, and post-magmatic hydrothermal alteration and metallogeny in the region. On the basis of the conducted research and analysis of existing material, we introduce our assumptions regarding the pre-, syn-, and post-collision development of the region. We describe the relationship of such tectonic evolution with regional metamorphism, magmatism, volcanic activity and post-volcanic alteration and metallogeny during the pre-collision stage, as well as with hydrothermal processes and metallogeny in the post-collision setting.

1. Relationship of subduction to regional metamorphism, volcanism, post-volcanic hydrothermal activity, and metallogeny.

The Phanerozoic geodynamic controls on metamorphism, volcanism, post-volcanic hydrothermal activity, and metallogeny is discussed for the region of the Caucasus, Iran, Turkey, and Carpathian–Balkans. The review of existing data is summarized from recent publications by Гугушвили и др (2014), Gugushvili (2015), Gugushvili et al. (2016), and Moritz et al. (2016).

The study region is the well suited for determining Phanerozoic geodynamic evolution as it controls metamorphism, volcanism, post-volcanic processes, and metallogeny. Related to this issue, important studies include: Adamia et al., (1977, 2011, 2016); Бабазаде и др., (2015); Гамкредидзе, Шенгелия, (2005); Gamkrelidze et al., (2015); Jamali et al., (2010); Lordkipanidze et al., (1988); Zakariadze et al., (1983); Gugushvili et al., (2001, 2002, 2010); Гугушвили, (1980); Tvalchrelidze, (1984, 1985); Tvalchrelidze, (1987); Схиртладзе, (1965); Беридзе и Буадзе, (1977); von Quadt et al., (2005); Moritz et al., (2004, 2006, 2016); Кекелия и др., (1993, 2000); Надарейшвили, (1999); Татишвили, (1970); Дзоценидзе и др., (1975); Okay and Tüysüs, (1999); Okay, (2000); Yigit, (2009); Kazmin et al., (1986, 2000); Güner, (1989); Imamverdiev, (2001); Jankovich, (1977); Мурадян, (1987); Рамазанов, (1992); Strashimirov et al., (2002); Sosson et al., (2010); Аревадзе и др., (1983). The data from these publications have been analyzed and used in the present work.

During subduction of the Tethys ocean slab, terranes were rifted from the Afro-Arabian passive margin and they migrated northward towards the European active margin. During terrane subduction and accretion, a series of oceanic basins were closed. The convergence led to collision and amalgamation of the terranes and basins. Precollision events were terminated by suturing and closure of the ocean basins. Subduction prior to final accretion was associated with formation of island arc, interarc, backarc and oceanic basin settings. Suturing terminated the pre-collision period and marked the onset of the post-collision events after docking of the Afro-Arabian rocks with the Eurasian continent (Adamia et al., 2016). This latter stage resulted in orogenesis, formation of fold-and-thrust structures, magmatic activity, and the post-collision metallogeny.

In the studied region, ages of sutures and any post-amalgamation reactivation vary from Late Cretaceous to late Eocene (fig.2). The Zagros-Bitlis suture divides the Taurid–Anatolides and Central Iranian terranes from the Arabian Platform. The Ankara-Ersinjan–Sevan suture (AES) divides the Pontides, Artvin-Bolnisi, and Lock-Garabakh zones from the Taurid–Anatolide terrane and Iranian Platform (fig.2). Offset of the AES suture in the Pontides is along the Intropontide suture (fig.3), which formed during accretion in late Eocene (Guner, 1980; Kazmin et al., 2000).

The pre-collision setting and related metamorphism, volcanism, post-volcanic activity, and gold- and copper-rich mineralization predate the suturing, whereas post-collision stage features formed after suturing. The ages of suturing are varied, but termination of the pre-collision stage and onset of post-collision corresponds with closure of the ocean basins.

1.1 Relationship between subduction and regional metamorphism.

Regional metamorphism related to the first stage of subduction predates the melting of andesite melt and calc-alkaline volcanic activity. It is expressed in high temperature amphibolite and granulite facies assemblages, which along with decreases in fluid temperature, exhibits retrograde greenschist, zeolite, and phyllite facies. The temperature of regional metamorphism is 350-750⁰C. At 700-750⁰C, granite magma forms from melting of the lithosphere and accordingly granite-metamorphic complexes form. The subsequent temperature rise to 1000-1100⁰C leads to

the formation of andesitic melts and calc-alkaline volcanic activity in island arc settings. In the studied region, as well as other regions of the world, this is defined by co-existing metamorphic complexes and calc-alkaline volcanic series rocks.

In the Caucasus, within the crystalline core of Great Caucasus range, the metamorphic complex is dated as Devonian–Early Carboniferous. In the middle Carboniferous, Dizi series andesite-dacite-rhyolite volcanic rocks occur (Адамия и др., 1977), which are the product of andesitic magma derived from melting of the subducted slab. Another example is that of the Transcaucasion Intermontane Block, where rocks of the Paleozoic granite-metamorphic complex are intercalated with those from the late Paleozoic calc-alkaline island arc volcanic series (Lower Tuffites) (Skhirtladze 1965, Adamia et al., 2016).

In the Adjara-Thrialeti fold zone, regional metamorphism predates calc-alkaline volcanic activity. This is supported by huge blocks of almandine-amphibolite metamorphic rocks emplaced upward into the tholeiites of the West Segment of the Adjara-Thrialeti zone (Лордкипанидзе & Закариадзе, 1978).

Numerous studies confirm that melting to form andesitic magma is preceded by regional metamorphism (e.g., Гугушвили, 1980). Such relationships are well-known in the Lake region of Wales, where amphibolites dated of 475-420 Ma predate calc-alkaline volcanic activity (Read, 1961). Another example is that of the Hertsinian Belt of West Europe (Moldanub structural zone), where 340-320 Ma migmatites are intercalated with Carboniferous mollasses comprising thick thachyandesite volcanic series units (Сатон, 1967). Saton (1967) also presents examples from Scotland, where Lower Devonian calc-alkaline volcanic series rocks overlie the amphibolite metamorphic facies units. Metamorphism here was related to Caledonian stage events at 420-400 Ma. The above mentioned volcanic series rocks are intruded by 410-400 Ma granite stocks. In the western Pacific Ocean arc region, thick andesite volcanic series rocks are underlain by a belt of regional metamorphic rocks (Miashiro, 1961).

The temperature of regional metamorphism is 350-750⁰C, whereas the temperature of melting to form andesitic magma is 1000-1100⁰C. Therefore, the regional metamorphism develops progressively and typically is terminated by generation of andesite magma. As post-magmatic

metasomatism coincides with and terminates magmatic activity, the regional metamorphism of the mobile zones predates the andesite melting process.

Many examples may be presented where regional metamorphism predates andesitic volcanic activity, however the metamorphism is not always terminated by slab melting and andesitic volcanism. Sometimes the temperature is not exceeded the formation of amphibolite and almandine facies and, subsequently, with lowering of the fluid temperature, these assemblages retrograde into epidote-amphibolite, prehnite- pumpellyite, greenschist facies.

Similarly, in the third geophysical layer of ocean ridges of constructive zones, high-temperature almandine-amphibolite metamorphic facies develop (Гугушвили, 1980). The facies originated at a depth of 6 km, at 4000 bars pressure and at anomalous hydrothermal temperatures of at least 550⁰C (Аументо и др.,1973). The metamorphism predates basalt extrusion from mantle in the second geochemical layer, coinciding with epidote-zoisite propylitic alteration. Thus regional metamorphism of constructive zones in the third geophysical layer predates ophiolite extrusion in the second layer. Characters of regional metamorphism in the destructive and constructive zones are distinguished. In destructive zones it is presented by granulite-amphibolite facies in ascended section transferred to epidote-amphibolite, prehnite-pumpellyite, greenschist and zeolite facies. In the oceanic setting of constructive zone was not determined low temperature metamorphites lower than amphibolite facies. It is depended on the stable high temperature heat flows, related to mantle diapir incursion on the high levels. The heat flow in backarc and oceanic setting vary in 2.5-8.30 u.h.f. (Miashiro, 1972), whereas in the destructive (island arc) settings, heat flows are only 0.7u.h.f. (Хатертон, 1978). It is noteworthy that regional metamorphism characterized by schistose and gneiss structures. Their recrystallization took place without leaving any signs of protolith composition. At the same time, they are not characterized by leaching of material and mineralization.

1.2 The relationship of Phanerozoic geodynamics with volcanism and mineralization.

The relationship of Phanerozoic geodynamic development with volcanic activity and metallogeny is reviewed in details in a monograph by Gugushvili (2015). The results are compared with data from various regions of the world. The possible sources for gold, copper, and other base metals in mineral deposits in various geodynamic settings were described. In the

Phanerozoic, the source of copper must be the upper mantle, source of zinc is basaltic crust, whereas the source of gold, lead, and trace metals (Sb, W, Mo and Hg) is sialic crust (Gugushvili, 2015).

The determination of sources of metals in mineral occurrences is important for comprehension of regional metallogeny. The key for understanding lies in a comparison of Archean-Proterozoic (Precambrian) and Phanerozoic geodynamic development and metallogeny. Ore formation in the Paleoproterozoic and Archean was controlled by the buoyant lithosphere and related to plume tectonics, and characterized by gold, lead, and zinc reconcentration from the mantle to the lithosphere and granitic cratons (Goldfarb et al., 2001). Thus gold and base metal mineralization on early Earth was related to formation of juvenile continental crust (Goldfarb et al., 2001, Groves et al, 2005).

Phanerozoic geodynamics and metallogeny are clearly distinct from those of the Precambrian. Deposits are formed in the nonbuoyant lithosphere and controlled by recent plate-tectonic movements. In the Phanerozoic, the modern-day lithosphere was forming and it consists of sialic, basaltic crust and solid upper mantle. The migration of gold, lead, and zinc from the upper mantle to the lithosphere was terminated, but copper still remains enriched in the upper mantle. However, the copper is concentrated with gold, lead, zinc, and related trace metals during Phanerozoic pre-collision and post-collision mineralization processes.

In the studied region, convergence between the Afro-Arabian and Eurasian continents was characterized by northward subduction of the Tethys ocean slab. The subduction event was marked by rifting of terranes from the passive margin of the Afro-Arabian continent and their north-vergent migration. The subduction was coeval with pre-collision terrane migration, which was terminated by collision and suturing of the terranes. The first stage of subduction occurred without steepening of the subducting slab and we refer to this as normal subduction. At the next stage, steepening of the slab subduction angle was caused by incursion of a mantle diapir and backarc to interarc rifting. After further steepening of the subduction angle, asthenospheric mantle invasion and backarc spreading led to development of relatively small ocean basins. An illustration of such a model is exemplified by the geodynamic development, magmatism, and metallogeny of the studied region. The northvergent subduction in the study region began in Late Proterozoic and was terminated by late Eocene collision and suturing.

The metallogeny linked to normal subduction and an island arc setting was best developed during Late Jurassic and Cretaceous volcanism in the studied region. This included formation of the Jurassic Gedabek, Alaverdi, Shamlug, Chovdar, and Gosha Au-Cu porphyry deposits and related epithermal deposits, as well as the Cretaceous calc-alkaline volcanic related Madneuli district orebodies and the Dagkesaman group of deposits. The eastern Pontides are represented by gold-, copper-, and other base metal-bearing low sulfidation epithermal and Kuroko type deposits such as Madenkoy, Lahanos, Murgul, Cherapete, Guzelayla, and Derekoy (fig.6). Normal subduction controlled the gold-copper-base metal mineralization in the Balkans (Panaguirishte ore district) represented by deposits at Chelopech, Elatsite, and Elshitsa (Moritz et al.,2004; von Quadt et al.,2005), as well as the Serbian Timok district copper porphyry ores, low sulfidation deposits at Bor and Maidanpek (Jancovich,1977; Moritz et al.,2004), and copper porphyry and epithermal deposits of the Romanian Carpathians (Popa I. and Popa S, 2005) (fig.4). The magmatism, volcanic activity, related metallogeny, and comparative analysis of deposits associated with normal subduction was also examined by Gugushvili (2015).

In the Bolnisi and Panaguirishte ore districts, a Late Cretaceous incipient stage of backarc development (Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2005; Gugushvili, 2015), was related to steepening of the subducting slab, mantle diapirism, and rifting. These events are represented by the geological development, magmatism, and metallogeny of the region. In the Bolnisi ore district, Late Cretaceous orebodies (fig.5) include those at Madneuli and Bectaqari (Gugushvili, 2015).The Madneuli cluster of deposits is related to normal subduction. The age of mineralization is 90-88 Ma. The mineral occurrences are mainly classified as porphyry and epithermal types. They include gold-, copper-, and base metal-bearing sulfides, as well as sulfide-poor gold-bearing quartz-chalcedony and quartz-barite lodes and stockworks. The mineralization is zoned from gold-copper -base metal ores at depth to shallower gold mineralization that lacks sulfides (Gugushvili et al., 2004; Gugushvili, 2015).

The steady state subduction and island arc setting occurred in the Bolnisi ore district (Georgia) Fig.2. It is exemplified in Madneuli cluster. Here in the Turonian-Santonian rhyodacite volcanic series (Mashavera suite) occurs the most significant in the Bolnisi ore district Madneuli deposit with gold-copper-polymetallic and nonsulfide and low sulfidation gold-bearing mineralization. Here ore forming process of gold-copper-porphyry and epithermal nonsulfide

gold mineralization are synchronous and revealed in zonality. Lower porphyry zone upward transfers into epithermal nonsulfide gold mineralization in quartz-chalcedony and quartz-barite stockworks. Here also, occurs subordinate galena-barite-polymetallic Kuroko type mineralization [7,1,2].

Island arc setting and steady state subduction here confirmed by geochemical indicators: ratio of Sr and Pb isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.706-0.710$) ($^{206}\text{Pb}/\text{Pb}^{204}=18.6$, $^{208}\text{Pb}/\text{Pb}^{204}=38.7$), calc-alkaline petrochemistry and Au, Pb, Zn, Cu mineralization. The idealized scheme of steady state subduction with coincide volcanism and mineralization is presented on fig. 2.1.

The deposits and ore districts of the studied regions in west segment of Eurasian metallogenic belt are characterized by similar geochemical, volcanological, petrochemical and metallogenic indicators and they would be related to steady state subduction, island arc calc-alkaline volcanism and characterized by Au, Pb, Zn, Cu mineralization of porphyry, high and low sulfidation and Kuroko type mineralization. That's are significant gold-copper-base metal porphyry and epithermal deposits Bor and Maidanpek of Timok ore district (Serbia), the porphyry, epithermal and Kuroko type deposits of Eastern Pontides Chaeli (Madenkoy), Lahanos, Ceratepe, deposits of Locky-Garabakh zone Shamlug, Alaverdy, Tekhut, Gedabek, Karadag and Chovdar etc.

Later, in Campanian at the Bolnisi ore district, in the Beqtakari cluster the steady state subduction transferred in incipient stage of steepening of subducting slab, provoked rifting and incursion of mantle diapir at low levels occurs in subalkaline thachyrhyodacite and trachybasalt-alkali olivinebasalt volcanic activity in the Beqtakari cluster. The first stage hydrothermal alteration here occurs in K-feldspathization with nonsulfide gold mineralization, later substituted by gold-polymetallic mineralization and synore epidote-zoisite alteration.

At the incipient stage in zone of volcanic activity and mineralization participates the sialic, basaltic crusts crusts and mantle. Here occurs gold-copper base metal mineralization, because sialic crust yet was not rifted out and participates in the zone of rifting. The idealized scheme of development of incipient stage of steepening is shown at Fig. 2.II.

Similar consequences is described in Panaguirishte ore district (Bulgaria) related to steady state subduction and incipient stage of steepening, where the Chelopech high sulfidation gold-bearing deposit as well as other deposits of this ore district consist high grade of gold [8,9]. The Chelopech deposit is richest by gold in Europe.

The further reinforcement steepening of subducting slab revealed in incursion of mantle diapir at higher level and strengthen the rifting with spreading out of sialic crust from zone of ore formation and volcanic activity (Fig.2.III). So, at this stage the sialic crust was not participates in ore forming. The ores here are represented by copper-zinc-pyrite mineralization without gold and lead. The distinct example of this setting is the region of Khudes group of deposit (Khudes, Urup, Daud) in the Forrange of the Caucasus. The mineralization is related to tholeiites of interarc rift and represented of VHMS copper-zinc-pyrite ores. The mineralization is not containing gold and lead, therefore sialic crust was not participates in mineralization process. The source of zinc here must be subducting slab and basaltic crust during rifting and source of copper was mantle diapir.

The other example of intensive backarc rifting is the Jurassic marginal sea of Southern Slope of Great Caucasus. Here to tholeiite series ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704$) is related group of VMS type copper-zinc-pyrrhotite deposits (Filiz-Chai, Katsdag, Kizildere and Adange).

The tholeiites are volcanological indicator, whereas Zn and Cu are metallogenic indicators of backarc setting. Noteworthy, that tholeiites are not known in the setting, where sialic crust participates in zone of volcanic activity (island arcs and incipient stage of backarc settings).

The further reinforcement of spreading stipulate transforming backarc into minor ocean setting, where the mantle diapir is incursed at highest level there volcanic activity and mineralization are fed from mantle (Fig.2.IV). It is exemplified in the late Paleozoic-Early Jurassic Küre complex of Central Pontides, consists of ophiolite volcanics and dunite-peridotite intrusive bodies (Ustaömer, Robertson, 1993) and related Cyprus type copper-pyrite deposits Ashikoy and Bakibaba. The ores here lack of Au, Pb, and Zn. The Küre complex consists of tholeiite-olivine basalts are cut by stockworks of diabase veins. The intrusive bodies are dunite-peridotite stocks, the petrological indicator of ocean setting. The syn-ore alteration is actinolite-epidote-zoisite propylitization and serpentization. The latter is the indicator of hydrothermal alteration of the ocean setting, whereas metallogenic - indicator is only Cu.

The Madneuli occurrences are separated from those at Bectaqari by a fault. The age of mineralization in the Bectaqari cluster is 81-79 Ma. The mineralization here includes gold, copper, and other base metal enrichments, as well as gold-rich quartz-K-feldspar metasomatites that lack sulfides. Sulfide and nonsulfide gold mineralization in contrast to Madneuli is not

characterized by zoning and gold-copper-polymetallic mineralization overprints the gold-bearing quartz–K-feldspar metasomatites. The sulfide-bearing ores formed coevally with high-temperature epidote-zoisite propylitic alteration of wallrocks, whereas precursor K-feldspathization indicates highly alkaline fluids. These features at Bectaqari were caused by asthenospheric input (mantle diapirism). The sulfide-rich mineralization is controlled by gabbro-diabase stocks (Gugushvili, 2015). These stocks are the apophyses of volcanic chambers of erupted later alkaline olivine basalts of the Shorsholeti suite. The Campanian Shorsholeti suite is made up of alkaline and subalkaline olivine basalts and these rocks overlie the ore-bearing rocks of Gasandami suite. Thus Madneuli deposits are presumably related to normal subduction, whereas the Bectaqari cluster is linked to incipient backarc development (fig.5) that was induced by incipient steepening of the subducted slab and diapirism (Gugushvili,2015).

The gold-copper-base metal ores in Madneuli district differ distinctly in gold grades from the ores of the Bectaqari cluster. In Madneuli, the average gold content in sulfide-rich ores is 0.8 ppm, whereas in Bectaqari cluster it is about 5 ppm. Here, impact of mantle contributions and high temperature fluids on the late subduction and incipient backarc stages is stronger. Gold was leached during the mineralization process from the sialic crust, whereas, in contrast, such a process was not as extensive during the normal subduction stage associated with lower temperature hydrothermal activity.

In the Southern slope and the Fore Range of the Caucasus, an area of strong mantle diapirism and backarc and interarc rifting, tholeiite-alkali basalt volcanism and stratiform VMS copper-zinc mineralization took place. In the Fore Range of the North Caucasus it includes Paleozoic interarc rift-related tholeiite volcanic rocks and the related stratiform copper-zinc Khudes deposits (Khudes, Urup, Daud). Lower Jurassic backarc rifting in the Southern Slope of the Great Caucasus is reflected by tholeiitic volcanic units and the stratiform copper-zinc-pyrrhotite Filiz-chai deposits.

Intense spreading and mantle diapirism is reflected by the Küre complex of the central Pontides. Steepening of the subducted slab in this region in the late Paleozoic-Triassic under the Eurasian active margin provoked development of small backarc ocean basins (fig.6).

The Küre complex consists of MORB-type ophiolites and dunite-peridotite intrusions (Ustaömer, Robertson 1993, 1997). Their oceanic nature is confirmed by geochemistry of immobile

elements and they lack economic Pb and Zn mineralization. The Cyprus-type copper-pyrite deposits at Ashikoy and Bakibaba have been investigated in detail. They comprise only traces of Zn and Pb. The complex contains serpentinized peridotite, cumulate gabbro, pillow lavas, and intercalated massive lava flows with lava breccias cut by diabase dikes.

In the southeastern Turkey, ophiolites divide the Borderfield and Tauride terranes and contains the Madenkoy (Siirt) and Maden (Elazig) Cyprus-type VMS deposits .This belt comprises the eastern flank of the Cyprus ophiolitic belt, and consists of pillow lavas, gabbro-dunite, pyroxenite, verlite, harzburgite, dunite, and diabase dikes (Engin, 1994).The mineralization is related to pillow lavas of the ophiolite complex cut by diabase dikes. Mineralization is mainly stratiform VMS type pyrite-chalcopyrite ores, without economic lead and zinc.

It is noteworthy that these oceanic ores lack lead and zinc enrichments. It is recognized that the main source of copper in the Phanerozoic is the mantle.

In the 1970s, Hutchinson (1970) indicated that ores formed in oceanic settings do not contain gold, lead and zinc. Only at the early stage of oceanic spreading, when relics of basaltic crust become involved in the ore-forming process, minor amount of zinc may be present (Hutchinson, 1973).

In backarc rifts and oceanic settings, gold is known only in trace amounts. This suggestion is also confirmed by data from Rona and Scott (1993). The authors investigated in detail ore-forming processes in the oceanic settings and completely ruled out participation of sialic crust.

1.2.1 The temporal and spatial relationship of subduction with volcanism and mineralization.

During subduction, slabs temporally and spatially tend to steepening and diapirism of various intensity caused alternation of island arc, interarc, backarc and minor ocean setting, reflect along and laterally to dipping, as well as temporally in ascending succession. The shifting of geodynamic settings is distinctly seen in the Caucasus region (fig7).

The first stage of subduction is displayed along the Southern Slope of the Caucasus in rocks of the Dizi series. These include the Paleozoic calc-alkaline andesite–basalt-dacitic suite, which is related to normal subduction in an island arc setting (fig.7.I). In the north, on the Fore Range of

the Caucasus, steepening of the subducting slab resulted in spreading, rise of asthenospheric mantle, and formation of a Paleozoic interarc setting (fig.7.I). Tholeiitic volcanic activity here was associated with deposition of the Khudes Cu-Zn deposits (Khudes, Urup, Daud). The tholeiites according to iron fractionation data belong to abyssal type; however, their Ti content and K/Rb ratio are attributed to island arc tholeiites (Shavishvili, 1983). Such geochemical dualism is common for basalts in modern interarc rifts (New Georgia, Hebrides). The Khudes group deposits are characterized by copper-zinc-pyrite ores without lead. The source of zinc is the subducted slab and spreading basaltic crust, whereas the source of copper is the mantle. It is noteworthy, that sialic crust was not involved in the mineralization and this was the reason for the absence of lead in ores. The Paleozoic interarc rifting to the south was preceded by the northvergent normal subduction of the Paleotethys plate and suprasubduction island arc calc-alkaline volcanism of the andesite-basalt-dacitic suite of the Dizi series on the Southern Slope of the Caucasus (Adamia et al., 2016).

The Early Jurassic backarc of the Southern Slope of the Caucasus is represented by a marginal sea setting (Adamia et al., 2016) – (fig.7.II). The tholeiitic volcanic activity here is concurrent with turbidite sedimentation. The associated Filiz-chai deposits (Filiz-chai, Catsdag, Kizildere, Adange) are stratiform VMS type pyrite-chalcopyrite-sphalerite-pyrhotite ores. Tholeiites are characterized by a backarc geochemical signature including low total REE, normal chondrite trend for Nb, Zr, Hf, and Y, and high content of Ni and Ti, which are characteristic of island arc tholeiites (Lordkipanidze et al., 1979, 1988). The ores of these deposits comprise gold and lead. The bottom of the Early Jurassic marginal sea during spreading was partly imbricated by sialic crust. The tholeiitic extrusive events and turbidite sedimentation in the Early Jurassic occurred in an area of thin continental crust (Lomize and Panov, 2002) and this must have been the source of gold and lead during the mineralization process. The source of zinc was the subducting slab and blocks of basaltic crust during the spreading, whereas the source of copper must have been the mantle diapir controlled by the spreading. The formation of an Early Jurassic backarc and marginal sea predates Paleozoic–Triassic- Early Jurassic subduction and related calc-alkaline dacitic-rhyolitic volcanism that formed the Narula suite of rocks. These rocks overlie the Paleozoic granite-metamorphic complex of the Dzirula salient in the Transcaucasus (Adamia et al., 2016).

In the Transcaucasus, calc-alkaline volcanic rocks of the Bajossian island arc alternate with the Late Jurassic backarc alkali olivine basalt and trachyandesite suite of rocks that are cut by monchikite and camptonite extrusions (Дзоценидзе, 1948). In the Rioni River depression, drilling exposed the thick (>2200m) Kimeridge—Thitonian volcanic suite of tholeiites, highly titanous olivine basalts, and trachites (Лордкипанидзе, 1980). Lordkipanidze (1980) attributed these to interplate rifting, which we relate to asthenospheric upwelling. Southwards, in the Locki-Garabakh zone of the Lesser Caucasus, calc-alkaline volcanic rocks can be related to normal northvergent subduction with steepening of the slab shifting the magmatism into a backarc setting and to a tholeiite-basalt composition.

In the Locki-Garabakh zone, significant gold-copper-base metal mineralization occurs in the Shamlug, Alaverdi, Tekhut, Gedabeck, Karadag, and Chovdar deposits. Deposit types include porphyry, epithermal, and VMS systems (Баба-заде и др.,2015). To the north in the Transcaucasus, steepening of the subducted slab and rising asthenosphere is recognized by the Late Jurassic alkali-basalt backarc volcanism. This was preceded in the Locki-Garabakh zone by Late Jurassic calc-alkaline volcanic activity and mineralization (fig.7.III).

A similar situation occurred in the Cretaceous (fig.7.IV) in the Transcaucasus, where the Turonian –Santonian Mtavari volcanic suite consists of picrite-basalts, alkali olivine basalts, trachyandesites, and trachites and these rocks are cut by ultra-alkaline phonolite extrusions (Дзоцеидзе,1948; გუგუშვილი, 1968). According to petrochemical and geochemical indicators, these rocks belong to a backarc volcanic series. To the south, in the Artvin-Bolnisi and Locki-Garabakh zones, a Late Cretaceous calc-alkaline volcanic series is controlled by normal subduction. Gold-copper porphyry and low- and high-sulfidation epithermal deposits in the Caucasus, eastern Pontides, Balkans, and Carpathians are related to the subduction. At the same time these deposits formed, in the Bolnisi district of the Lesser Caucasus and Panaguirishte (Bulgarian Srednegorie), the Campanian marked the beginning of the first stage of slab steepening, roll-back, and break-off, and incursion of rising asthenosphere as the setting changed from island arc to an incipient backarc. It is recorded in the formation of the Shorsholeti suite and related metallogeny. The suite consists of high-magnesian alkali olivine basalts and trachyandesites with petrochemical and geochemical characteristics attributed to a backarc setting. To the north, in the Transcaucasus, the subducting slab was steepened, leading to greater

mantle influence and volcanic activity as revealed by picrite-basalts, alkali olivine basalts, and phonolites of the Mtavari suite (fig.7.IV).

The steepening of the subducting slab and related asthenospheric upwelling continued into the Eocene. This is clearly observed in the area of the Adjara-Thrialeti rift. Eocene slab steepening and rifting was preceded in the southeastern Pontides and in the Artvine-Bolnisi zone by normal subduction and island arc calc-alkaline volcanic activity and gold-copper-base metal mineralization (Gugushvili et al., 2016). At the same time in the Adjara-Trialeti zone, from the west to the east, steepening of the slab and rising asthenosphere diminished with further transformation to a more typical subduction angle (fig.8).

The Adjara-Thrialety zone belongs to the mobile system of the Eurasian active margin and records its pre-collision development. The zone extends to the west to the Black Sea with its small ocean basins. The onset of rifting in the Adjara-Thrialeti area is marked by Paleocene turbidites (flysch) that grade upward into an early Eocene shoshonite-trachyandesite volcanic series defined by the Peranga and Nagvarevi suites. The latter suite belongs to an incipient stage of interarc volcanic activity, related to the first stage of mantle diapirism. It is imbricated by a thick series of tholeiite-alkali basalts (Chidila suite), an indicator of interarc rifting related to intense mantle upwelling during spreading. From the end of middle Eocene to the late Eocene, revival of the shoshonite-trachyandesite volcanic activity took place and was followed by the deposition of the Adigeni and Upper Adigeni suites above the Chidila suite that indicated the waning of rifting. The Adjara-Thrialety is divided into three segments: western, central, and eastern (Лордкипанидзе, 1980). The described relationship occurs in the western segment. In the central segment (the Adjara-Imereti ridge and Akhltsikhe depression), the intensity of rifting was less and rocks of the shoshonitic trachyandesite-dellenite volcanic event are dominant. Olivine basaltic volcanic series rocks occur only in the lower part of the Likani suite. The thickness of the Eocene series here is reduced. It was 7 km thick in the western segment, it is decreased to 4 km here in the central part, and to the east, in the Trialeti ridge area, the average thickness is only 2.5-3 km where rifting was minor and there was more of an island arc setting.

The geochemistry and petrochemical characteristics of volcanic units in the Adjara-Thrialety zone indicate there was a waning of rifting from the west to the east, with interarc transition into an island arc setting (M.Lordkipanidze et al., 1979; Лордкипанидзе, 1980). Such a transition is

suggested to reflect a shallowing of the subducting slab angle from west to east and transition to an island arc setting with a normal subduction angle in the eastern segment.

The lateral differences of the subducting slab angle in the Adjara-Thrialeti zone also are reflected in variations in hydrothermal alteration (fig.8). In the western segment, where slab subduction was most steep and middle Eocene mantle magmatism led to the tholeiite – alkali basalt volcanic activity, epidote-zoisite and actinolite propylitic alteration assemblages developed. The temperature of the hydrothermal fluids, according to the epidote thermometer of Strensens methodics and homogenization and decrification temperatures of fluid inclusions in quartz, was 360-470⁰C (unpub. data, R. Akhvlediani). The high-temperature alteration was recognized in rocks of the Middle Eocene Chidila suite, as well as in areas underlain by rocks of the Peranga and Nagvarevi suites. The latter suites consist of units of the shoshonite-trachyandesite series. Coeval hydrothermal alteration of the Upper Eocene shoshonite-trachyandesite volcanic rocks of the Adigeni and Upper Adigeni suites, which are overlain with the Chidila suite rocks, includes lower temperature chlorite-albite and zeolite propylitic assemblages. The chlorite-albite alteration of the lower part of Adigeni/ suite upper transferred in zeolite propylitization. Thus, here from middle to late Eocene steepening of slab was relaxed with reducing of fluid temperature. Such a transition is reflected by the replacement of tholeiitic basaltic volcanism by the shoshonite-trachyandesite activity and by the chlorite-albite and mainly zeolite alteration. The temperature of chlorite-albite alteration was 250-300⁰C and zeolite alteration took place at < 250⁰C, whereas the temperature of the epidote-zoisite event was 350-470⁰C.

In the Adjara-Thrialety zone, the gradual waning of rifting took place laterally as well. In the western (Adjara-Guria region) and central (the Adjara-Imeretian ridge and Akhaltsikhe depression) sections rifting and mantle influence gradually slowed. In these areas, minor basaltic volcanism took place during middle Eocene and was characterized by epidote-zoisite propylitic alteration (fig.8). The magmatic activity evolved into extrusion of shoshonite-trachyandesite-dellenite magmas with associated chlorite-albite and zeolite alteration. In the western segment, the thickness of the tholeiitic basalt is 5 km, whereas in the central segment it is diminished to several hundred meters and is overlain by 3 km of shoshonite-trachyandesite series rocks. The high temperature epidote-zoisite propylitic alteration assemblage occurs only in association with the basaltic Likani suite and formed concurrently with the chlorite-albite and zeolite phases that

are widespread in shoshonite-trachyandesite-dellenite series (fig.8). The chlorite-albite and zeolite alteration is characteristic of the period of decreased rifting induced by mantle diapirism and lowering of temperature. In the eastern segment (fig.8), the shoshonite series rocks are replaced by andesite extruded during an interarc rifting transition into an island arc setting during normal subduction (Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016). Initial rifting in Paleocene is represented by flysch-turbidite sedimentation, followed by Eocene volcanism in the island arc setting. Despite a volcanic series thickness >3 km, the propylitic assemblage here is low temperature zeolite type, which is characterized by zoning from an analcite-lomontite lower zone to a β -leongardite-clynoptilolite upper zone (Гугушвили, 1980). The low temperature regime relates to termination of mantle magmatism and the great depth of volcanic chambers. Generation of calc-alkaline magma in the Kuril-Kamchatka island arc setting occurs at 100-230 km depth (Федотов, 1974). In comparison, the level of magma generation at mid-ocean ridges and the emplacement of mantle diapirs is no deeper than 15-20 km (Горшков, 1974). In the western segment of the Adjara –Thrialety interarc area, a thermal gradient of $120^{\circ}\text{C}/\text{km}$ is associated with rifting and high-temperature stream, which could be explained by high level mantle upwelling.

In the central and eastern segments of the Adjara-Thrialeti zone, where chlorite-albite and zeolite alteration facies are typically dominant, epidote-chlorite and zoisite are localized at the contacts between diorite intrusions and volcanic rocks or in skarns in the contact zones with limestones. These reflect local high temperature areas near intrusions (Гугушвили, 1980).

The rift in the western segment of the Adjara-Thrialeti zone continues to the Black Sea (fig.9) (Adamia et al., 2016). The small ocean basin itself extends to the west in the Burgas syncline in Bulgaria, which is underlain by tholeiitic and alkali basalts. (Vasileff and Stanisheve-Vassileva, 1981). The volcanic sequence is similar to that of the Adjara-Thrialetiyinterarc rift.

A similar situation occurs in Azerbaijan, where the middle-late Eocene Talysh backarc continues to the Caspian Sea (fig.9) (Мамедов, 1998). The Talysh backarc is controlled by Ankara-Erzinjan –Sevan suture and its formation is related to Tethys ocean subduction and steepening of the subducting slab. It is bordered by Eocene Alborz-Azerbaijan trachyandesite rocks imbricated with Cretaceous calc-alkaline andesite-dacite volcanic rocks related to normal island arc subduction. In the Eocene, during initial slab subduction, steepening of the slab resulted in

shoshonitic series magmatism. Additional steepening and asthenospheric upwelling resulted in formation of the Talysh backarc (fig.9), where middle Eocene alkali olivine basalt-phonolite volcanic rocks, similar those in the Adjara-Thrialeti area, were deposited. These were overlain by late Eocene volcano-sedimentary rocks that are cut by peridotite, picrite, and gabbro-peridotite stocks and dikes. The Talysh backarc extends eastwards into the Caspean Sea basin (Lordkipanidze et al., 1988).

It is noteworthy that in the Adjara-Thrialeti during middle to late Eocene, mantle influence lessened and subsequently the late Eocene is marked by formation of shoshonite series rocks. In contrast, in Talysh increased mantle influence in late Eocene led to the formation of a small ocean basin with emplacement of alkali-ultramafic peridotite stocks.

1.3 Pre-collision metallogeny

The pre-collision metallogeny and volcanism is controlled by subduction and transformation of a subducting slab. The mineralization is related to the island arc, interarc, backarc, and minor ocean basin development in a pre-collision environment. The mineralization in these settings is controlled by the participation rate of sialic and basaltic crust, as well as mantle processes.

In the East Paratethys, Phanerozoic volcanism and mineralization are controlled by north-vergent subduction of the Tethys ocean slab, which predates closure of the ocean basin and formation of the late Eocene Ismir-Ankara-Erzinjan-Sevan suture (IAES).

The Cretaceous and Eocene mineralization in East Pontides is represented by porphyry (Guzelaila, Derecoy, Gumushane, Balicoy), epithermal (Tack, Mastra, Koraki, Acbaba), and Kuroko VMS (Chaeli, Cheratepe, Lahanos, Copubas) type ores (fig.6) It is noteworthy that porphyry deposits in the East Pontides are gold-poor, whereas high sulfidation epithermal and Kuroko VMS deposits are gold-bearing (Yigit, 2009).

Calc-alkaline volcanism and mineralization in the Balkans are also related to north-vergent subduction of the Tethys ocean slab. Metallogeny is controlled by normal subduction and is mainly represented by gold-, copper-, and base metal-rich porphyry and epithermal deposits (fig.4). The most significant deposits in the Panagiurishte district include Chelopech, Elatsite, Elshitsa, and Vlaikov Vrukh. Epigenetic high sulfidation epithermal mineralization in the

Chelopech deposit is the highest grade major gold deposit in Europe. Significant gold, copper, and base metal deposits are also known in the Serbian Timok – Bor and Maidanpek districts. In contrast to the Chelopech deposit, both the porphyry and epithermal ores of these districts are rich in gold. The Romanian Carpathians host the significant Bae-Mare and Almaz Stanidja porphyry deposits, as well as sulfide-poor epithermal gold mineralization related to quartz–chalcedony and quartz-barite stockworks. The porphyry ores are gold poor and mainly comprise copper-base metal mineralization.

The shift in geodynamic processes is revealed by metallogeny, volcanism, and post-volcanic hydrothermal alteration. The gold-copper-base metal mineralization is specifically associated with various stages of pre-collision tectonism. In the western segment of Adjara-Thrialety zone, gold-copper-base metal porphyry mineralization is related to late Eocene cessation of rifting and is controlled by syenite-diorite and syenite stocks that released fluids from deep chambers. Middle Eocene VMS type stratiform ores are not associated with tholeiitic and alkali basalt interarc volcanism. It is well known that interarc and backarc volcanic activity is characterized by copper-zinc mineralization, such as in the Khudes and Filiz-chai rifts (Gugushvili, 2015). Tholeiite- and alkali-basalt and shoshonite-trachyandesite rocks of the Adjara-Thrialety zone contain anomalous concentrations of copper and zinc. They were concentrated in the magma but did not enter the fluid phase. A similar situation is described by Frolova and Burikova (1977) for basalts of the South Ural interarc rift that are enriched in copper and zinc, but where there is not known stratiform mineralization. The authors argue that the magma was enriched in the metals, but these did not pass into a magmatic hydrothermal fluid.

A high content of copper, ten times greater than the Clarke value, characterizes the rocks of the Adjara–Thrialety shoshonite-trachyandesite series. The copper and base metal mineralization here is related to sericitization along the margins of syenite-diorite intrusions. The sericitized rocks are characterized by low copper concentrations (16-34 ppm) and high amounts of lead (97ppm); therefore, the source of copper must be fresh host rocks. During sericitization, the copper was leached from tholeiitic basalt and shoshonite-trachyandesitic to form porphyry and epithermal ores. The sericitized rocks are enriched in lead, whereas basalts and trachyandesites contain only 9.3-15 ppm lead. In the Adjara ore district, syenite and syenite-diorite stocks have wide sericitization haloes. The high copper in the volcanic rocks and leaching of the copper

during sericitization are undoubtedly essential for the formation of these gold-copper-base metal deposits. The significant role of sericitization in the mineralization process is supported by chlorite-carbonate precipitation in altered wallrocks of the ores. It could be related to the leaching of Ca, Fe, and Mg from the host rocks during sericitization in the exocontact zones of intrusive bodies (Гугушвили, 1980).

A completely different source is required to explain lead-zinc participation during the mineralization process. In volcanic and intrusive rocks, their concentrations approximate the Clarke value, whereas the sericitized rocks are notably enriched in lead and zinc. They contain eight to ten times more lead and two times more zinc than primary andesites and trachyandesites (Иваницкий и др., 1969). Our data confirm a juvenile fluid source for enrichments in lead and zinc (Гугушвили, 1980). Thus, sericitization is part of the ore-forming process for copper, which is leached from host rocks, whereas lead and zinc are added by juvenile fluids.

We suggest that the source of copper is the mantle, the source of zinc is the basaltic crust, and source of gold and lead is the sialic crust (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015). The oceanic setting is favorable for Cyprus-type copper-pyrite mineralization, interarc and backarc settings for copper-zinc ores, and island arc environments for gold, lead, zinc, and copper mineralization. Therefore metallogeny may be distinctly related to geodynamic processes. The oceanic copper-pyrite deposits are represented by statiform mineralization and syn-ore high-temperature epidote-zoisite and actinolite propylitic alteration. The mineralization associated with interarc and backarc rifts is related to tholeiitic-alkali basalt volcanic activity and is represented by copper-zinc ores within zones of high-temperature propylitic assemblages. The island arc setting controls gold-copper-base metal mineralization, calc-alkaline volcanic activity, and includes porphyry ores, high and low sulfidation epithermal systems, and locally sulfide-poor gold deposits related to quartz –chalcedony stockworks. In the island arc settings, Kuroko-type VMS ores are characterized by high concentrations of lead and gold. Examples include the Eurasian active continental margin (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015) and other regions of the world.

In the Bolnisi ore district and in Panagiuorishte (Bulgarian Srednegorie), areas characterized by the transition from island arc to incipient backarc setting, Late Cretaceous gold-copper-base metal mineralization is present (von Quadt et al., 2005; Gugushvili, 2002, 2015). Sialic and

basaltic crust are both involved in the mineralization process and the first stage of the mantle diapirism occurs. Porphyry and high sulfidation epithermal mineralization in the Bolnisi ore district is associated with syn-ore high-temperature epidote-zoisite alteration and low sulfidation epithermal gold mineralization. The latter is controlled by quartz-K-feldspar metasomatism. High-temperature propylitic and potassic alteration processes are controlled by mantle upwelling, with a high-temperature fluid carrying gold under alkaline conditions. This interrelation is confirmed by fluid-rock geochemical modeling (Mernagh and Bierlein, 2008). The sulfide-poor gold mineralization related to alkali-carbonate fluid activity occurs at 220⁰C, with unmixing of CO₂ and CH₄ revealed in the K-feldspar and silica alteration. The high-temperature gold mineralization was associated with sulfide complexing, low acidity, low fugacity of O₂, and CO₂ phase separation. Copper-base metal ores and epidote-zoisite alteration occurred at the 350-400⁰C. In the Bectaqari occurrences in Bolnisi, the homogenization temperature of aqueous-carbonic fluid inclusions in the gold bearing quartz-K-feldspar metasomatites is 220-230⁰C (Гугушвили, 2014), whereas the temperature of such inclusions in the gold-copper-base metal porphyry ores is 350-400⁰C (Гогішвили, Зуліашвили, 1959) and it thus is identical to the temperature of propylitic alteration.

The first stage of hydrothermal activity and mineralization in the Bectaqari deposit was related to trachyryholite volcanism and the gold-bearing K-feldspar alteration. The next stage is represented by gold-copper-base metal mineralization, controlled by gabbro-diabasic stocks, and includes an epidote-zoisite alteration assemblage that overprints gold-bearing quartz-K-feldspar metasomatites (Гугушвили, 2014; Gugushvili, 2015). The gabbro-diabase stocks and veins are located in the apophyses of volcanic chambers, which were the source of the Shorsholeti suite of alkali olivine basalt erupted during late Campanian backarc rifting (Gugushvili, 2015).

The pre-collision magmatism and metallogeny of the studied region can be related to the north-vergent normal subduction of the Tethys ocean slab in an island arc setting and prior to final suturing. Subsequently, as a result of slab steepening and mantle upwelling, the island arc setting transformed into an incipient backarc. The increased upwelling and backarc to interarc rifting led to opening of a small ocean basin marked by ophiolite sequences and Cyprus-type copper mineralization, with traces of lead and zinc and minor gold.

Calc-alkaline andesitic volcanism, zeolite alteration, and gold-copper-base metal mineralization were associated with the normal subduction in the island arc setting. During changing slab subduction angle and waning rifting, mantle-related shoshonite-trachyandesite volcanic activity was associated with chlorite-albite and zeolite alteration and gold-copper-base metal metallogeny. During incipient rifting, gold was deposited in the quartz-K-feldspar metasomatites by migration of alkali-carbonic fluids. During the next period of more intense rifting, low alkali, high-temperature fluids in the Bolnisi ore district were responsible for gold-copper-base metal mineralization and syn-ore high-temperature epidote-zoisite alteration. The gold in the fluids was related to sulfide complexes. Initial steepening of the subducting slab resulted in mineralization that involved basaltic crust, mantle, and sialic crust. Further slab steepening, leading to break-off, detachment, and delamination, correlates with intense backarc and interarc rifting with tholeiitic-alkali basalt volcanism and epidote-zoisite and actinolite propylitic assemblages. At this stage, sialic crust was not involved in the mineralization process and the ores lacked gold and lead. Further steepening of the slab and mantle upwelling to shallow levels caused intense spreading and the backarc setting was transformed into a local ocean basin. Neither basaltic nor sialic crust took part in the related mineralization and it was controlled solely ophiolitic magmatism and emplacement of ultramafic intrusions during rise of asthenosphere. The mineralization is Cyprus-type comprising copper-pyrite ores without gold and lead. Zinc is present in trace amounts. The Küre complex of the Central Pontides hosts examples of such Cyprus-type copper-pyrite deposits at Ashikoy and Bakibaba (Ustaömer, Robertson 1993, 1997), as does southeastern Turkey where an ophiolite belt includes the Cyprus-type deposits at Madenkoy (Siirt) and Maden (Elazig) (Engin, 1994).

In the west segment of the Adjara-Thrialety rift, the alkali-basalt volcanic series rocks lack stratiform VMS ores, which generally form in interarc and backarc rifts. The tholeiite –alkali basalt rocks here are enriched in copper relative to the Clarke value. The copper probably was not concentrated in hydrothermal fluid and remained in the magmas. Similar examples are described in basaltic series rocks of the South Ural interarc rift (Фролова и Бурикова, 1977). However, in the Adjara district, significant copper-base metal porphyry mineralization is present. Here the syenite–diorite intrusive stocks cut tholeiitic alkali basalt and shoshonite-trachyandesite series rocks, and are characterized by immense halos of sericitization that are ten times poorer in copper than unaltered host rocks. The copper mineralization might be related to the sericitization.

However, the sericitically altered rocks are significantly enriched in lead and zinc. The copper-base metal mineralization is located in the halo of the sericitization. Probably during sericitization, copper was leached from the country rocks and the fluids causing the sericitization were enriched in juvenile lead and zinc. Therefore, sericitization resulted in the copper-base metal mineralization in the Adjara ore district.



In the studied region, subduction, and related volcanism and metallogeny, changes temporally and spatially in three directions: up succession, from south to north following the dip of the subducted slab, and laterally from east to west. Vertical changes are related to fluctuations in slab subduction dynamics. In Bolnisi ore district, the vertical succession records a history of normal subduction that switches to incipient backarc formation with related volcanism and metallogeny. In the Adjara ore district, the up-section sequence indicates slab flattening and shows middle Eocene tholeiitic-alkali basalt series rocks replaced by a late Eocene shoshonite-trachyandesite suite (fig.8).

The south to north change in volcanism and metallogeny in the studied region is supported by the switch from a normal subduction island arc setting to a backarc /interarc rift setting. An example of such lateral change is the Adjara-Thrialeti interarc rift, which, to the west, merges with the small Black Sea oceanic basin and the Burgas rift zone in Bulgaria, whereas to the east it is connected to the East Black Sea oceanic basin. Another example is the Talysh backarc rift, which is connected to the small Caspean Sea oceanic basin. In Talysh, the up succession change in middle to late Eocene associated with slab steepening included emplacement of ultramafic dunite-peridotite intrusions. In contrast, in the Adjara-Thrialeti are in late Eocene, flattening of slab subduction caused a change from middle Eocene tholeiite basalt series rocks to eruption of shoshonite-trachyandesite.

The Adjara-Thrialety rift in the middle Eocene weakened from west to east and tholeiitic-alkali basalts were replaced by shoshonite-trachyandesites. The latter changes to the east into andesite series rocks of an island arc setting (fig.8).

Thus, geodynamic development at pre-collision stage revealed in character of volcanic activity, hydrothermal alteration and metallogeny are controlled by alteration intensity of

steepening and level of mantle diapir invasion as along deepen of subducting slab, so laterally and temporary way up succession.

2. Post- collision metallogeny, magmatism and hydrothermal alteration

The convergence of Eurasian and Afro-Arabian continents resulted in the closure of the Tethys Ocean. Under the Afro-Arabian continent stress, the Eurasian margin developed a post-collision stage (Adamia et al., 2016). After the post-collision stage subduction ceased, but steepening of the subducted slab under the orogen resulted in intrusive activity and fold-thrust belts.

The steepening of subducted slab under the thick orogenic crust resulted in incursion of asthenospheric material and high temperature mantle fluids. The hot fluids stipulated gold and rare metals leaching from orogenic crust and post-collision metallogeny.

The post-collision development and mineralization is related to fold-thrust zone and post-orogenic intrusive activity. It is distinct from pre-collisional. The mineralization includes porphyry and epithermal gold-base metal ores, low-sulfidation gold-bearing quartz-antimony, scheelite, wolframite and mercury vein-stockwork mineralization. The porphyry and low-sulfidation mineralization is associated with rare metals (Sb, W, Mo and Hg). In the studied region the post-collision setting and related metallogeny was investigated in magmatic belts of Ahar-Arasbaran, Alborz-Azerbaijan and Megri-Ordubad, in the Central Iran block and in the Sanandaj-Sirjan zone (fig.10, 11), as well as in the Main Range of Caucasus and in its Southern slope (fig7,YI) so in the Lesser Caucasus and in Menderes massive (Turkey)-(fig6). The post-collision mineralization in Iran occurs in Cenozoic porphyry deposits of Ahar-Arasbaran metallogenic belt (fig.10,11) and is represented by gold-copper-porphyry deposits of Sungun and Mazra, the epithermal deposit of Harvana group (Mivehrud, Anderian, Astarjan, Halfian etc), Muteh deposit of Sanandaj–Sirjan zone, as well as by deposits of the East Iran magmatic belt-Zarsharan, Akdareh, Kom, Dashkesan etc (fig.10).

All these deposits are presented by gold-bearing porphyry and lode type base metal mineralization and non-sulfide and low-sulfidation veins and stockworks. They all are related to Oligocene–Miocene dacite-granodiorite and granite intrusive stocks cross-cutting Paleozoic and

Mesozoic rocks. The stocks serve as pathways for deep-seated fluids, which moved along these stocks and systems of faults and shear zones in the rocks of various ages.

The gold mineralization, as sulfide, so low and non-sulfide ores associates with the above mentioned rare metals.

At the Mivehrud deposit (Harvana group), the gold mineralization also includes a Sb, Mo and W association. Gold-bearing quartz-antimony veins and their host rocks are associated with Sb, Mo, Zn, Pb, Te and Se. The geochemical background of the Harvana group of deposits consists of Cu-200-253ppm, Au 88-121 ppm, Mo-3.0-5.7 ppm, W-6.3-7.1 ppm, Pb -120-517 ppm, Zn-121-160ppm, and Sb-7-10ppm.

In the Mivehrud deposit, gold-base metal ores contain Zn-Ag-Sb and Pb-Bi oxides and silver-bearing quartz-antimony veins

In the Alborz magmatic belt, Central Iran block and in Sanandaj-Sirjan zone gold-copper-porphyry and gold-base metal lode and stockwork mineralization is controlled by Oligo-Miocene dacite, granodiorite-porphyry and granite intrusive stocks, which cut Paleozoic and Mesozoic complexes of rocks (Moritz et al., 2006; Report of Geological Survey of Iran, 2007).

Gold-copper-base metal mineralization associated with Sb, Mo, Hg and W, is known in the East Iran magmatic belt and is presented by the Carlin type deposit Zarshuran, the Aldareh prospect, the Dashkesan and Binalud gold-bearing lead-zinc deposits, and the Hash-Zadehan base metal and gold-antimony ore field, where Paleogene turbidites are cut by Oligo-Miocene subvolcanic and hypabyssal granitoids, which control mercury and antimonite mineralization. Thus, related to Oligocene-Miocene magmatic province postcollision gold mineralization of Iran (fig.10) is characterized by the association of rare metals (Sb, W, Mo and Hg).

The post-collision setting is continuing from Iran to the Lesser Caucasus, in the Meghri-Ordubad Cenozoic magmatic province, where Oligocene-Miocene stocks are related to significant gold-molybdenum mineralization associated with Sb, W and Hg. Significant gold deposits at Zod and Merhadzor including by gold-bearing quartz-antimonite mineralization with Sb and W (Melikian, 1997), and controlled by granodiorite-porphyry Cenozoic intrusive stocks, occur along the Sevan-Akera.

The rare metals (Sb, W, Mo and Hg) and gold post-collision mineralization occur in the fold-thrust zone of the Caucasus (fig.7.VI). Epithermal lode mineralization is also related to the post-collision stage. The most significant is the Zopkhito deposit, which is explored and studied in detail by Sh. Khaduri (reports of Geological Survey of Georgia 1980-1990 years). The mineralization consists of quartz-antimonite and gold-copper base metal porphyry ores. Ore wall rock alteration zone consists of silica, sericite and pyrite alteration in association with Sb. Ore-bearing veins cross-cut Lower Jurassic schists. The gold content in the veins is 4.35ppm, and silver is 4.15 ppm. The gold reserves exceed 34t, reserves of Sb are 41223t, and silver are 39t.

The formation of the Zopkhito deposit is related to Late Alpine activation (G.Tvalchrelidze, 1984). Post-collision mineralization occurs in the fold-thrust belt of the Great Caucasus ridge and its Southern Slope. It is known as gold-bearing rare metals (Au, Sb, W, Mo and Hg) mineralization prospects - Avadhara, Akhey, Notsarula etc. The mineralization is controlled by Oligocene-Miocene dacite extrusions and granodiorite intrusive stocks.

Another significant orogenic deposit with gold-arsenopyrite-antimonite mineralization is Lukhumi. It is controlled by shear and fault zones developed in Upper Liassic schist and limestone. The mineralization occurs as quartz-antimony, quartz-antimonite-realgar-orpiment and quartz-scheelite stockworks. The gold grade in veins is 5.10 ppm, As is 6.7 wt%, and Sb is 7.37 ppm. The ore reserve is 483000t, including Au at 14.40 t, Sb at 2580t, and As at 1800t.

In the Caucasus mountain range, the Ocrila-Achapara prospect is controlled by a regional fault (Okrostsvavidze, Bluashvili, 2008), where gold is associated with Sb and W. The gold mineralization occurs as quartz-scheelite, quartz-pyrite, quartz-base metal and gold-bearing quartz veins. Ore wall rocks are silicified, chloritized and sericitized. The gold grade in ores is with Sb and W.

In the Caucasus numerous rare metal prospects are known. Among them are the Carobi molybdenum deposit (reserve of molybdenum are 50t), the prospect Notsara with scheelite mineralization – W-3.5%, Au-2.30ppm (50t W and 18882 kg Au). The mineralization is controlled by Cenozoic granitoid stocks. There are also mercury prospects –Akhey – Hg-0.34% (reserve 2546t), Avadhara Hg-0.29%(1353t), and Akhahcha Hg-0.5% (2200t). Antimony is present in the mercury mineralization. Mineralization is located in the Lower Jurassic schist and

controlled by fault zones. The post-collision gold mineralization in association with Hg and Sb is known at the Menderes Paleozoic massive (West Anatolides), presented by Cüngürlü , Emirli and Halıcoy deposits (fig.6). They are controlled by Cenozoic fault and shear zones. The gold mineralization is associated with Sb, W and Hg (Yigit, 2009). Fault-controlled zone gold mineralization is also known in the Eastern Rhodopean Ada-Tepe deposit (Marchev et al., 2004).

Thus, the post-collision mineralization in the studied region is everywhere controlled by fold-thrust zones and orogenic diorite - porphyry and dacite stocks. It replaces the Phanerozoic host rocks of different ages (from Paleozoic to Cenozoic). The mineralization is represented by gold-copper-porphyry and low-sulfidation vein-stockwork gold and rare metal (Sb, W, Mo and Hg) ores. The mentioned rare metals association which comprises as gold-copper porphyry base metal and low sulfidation ores, widespread in host rocks.

The beginning of the post-collision development coincided with collision and suturing of the oceanic realms separated by terranes. The ages of the sutures alternate from Late Cretaceous until Late Eocene-Oligocene. The suturing occurred during subduction of the Tethys Ocean. Though the real and complete post-collision setting is related to the closure of Tethys Ocean after the end of convergence and accretion of the Afro-Arabian continent to the Eurasian active margin. The compression stipulated the orogenesis, fold-thrust tectonics and granitoid intrusive activity, which controlled gold-copper-base metal, low-sulfidation and rare metal mineralization. The geochemical indicator of this stage of post-collision development is the association of rare metals (Sb, W, Mo and Hg) forming background of the mineralization and of its host rocks. The situation occurred in the studied regions of Iran, Caucasus and Turkey of the Central part of Eurasian margin. The age of syn-orogenic intrusions is Oligo-Miocene. They coincide with the association of rare metal indicators of the post-collisional setting. Therefore the termination of subduction, ocean closure, the related orogenesis and magmatic activity is dated as Oligocene-Miocene. The next stage of the post-collision process was expressed by Pliocene-Quaternary volcanic activity.

The relation of post-collision volcanism with geodynamic development is studied in detail by Dilek et al. (2010). Their study area encompasses Arabia, Iran, the Lesser Caucasus and East Turkey. They investigated post-collision calc-alkaline dacitic, shoshonite-trachyandesite and tholeiitic-alkalic basaltic volcanism and detected the spatial and temporal impact of the

asthenosphere on the character of volcanism. The first stage of volcanic activity is Late Miocene–Early Pliocene revealed in shoshonite – trachyandesite volcanism, later during the Pliocene–Quaternary began tholeiitic–alkalic basaltic volcanic activity, characterized by an increasing growth of mantle influence manifested in the tholeiitic–alkalic basaltic volcanic activity. By petrochemical and geochemical criteria it is similar to pre-collision interarc-backarc volcanism; however it is not characterized by rifting and is characterized by fissure eruptions from deep-seated chambers. Mineralization is not related to post-collision volcanic activity.

In the studied region Oligocene-Miocene dacite-porphyry and grano-diorite porphyry magmatism and gold-copper-porphyry and low-sulfidation gold mineralization precede post-collision volcanic activity. The mineralization is associated with widespread rare metals (Sb, W, Mo and Hg). At this stage of post-collision development, the association of rare metals is an indicator of the post-collision setting.

The similar situation is characteristic for post-collision setting regions worldwide. The gold and association of rare metals are detected in the Tethys-Eurasian metallogenic belt exemplified by the Muruntau group of deposits. In the Altaid orogen at the Late Paleozoic stage of its collision generation of giant gold deposits (Muruntau, Kumtor, Cholboy and etc.) is related to the final amalgamation and collage stage in the Tianshan Province (Yakubovich et al., 2002). The gold mineralization here is associated with Sb, Mo and W.

In the Kumtor deposit we have a Au, W, Cu, Te, Ag, Pb, Sn and Sb association.

In the Muruntau deposit: Au, As, W, Bi, Te, and Cu.

In the Cholboy deposit: Au, Sb, Hg, Pb, Mo, W and Cu.

In the Dauguztan and Amantaitan deposits: Au, Ag, As, Sb, Mo and Cu.

The similar association of gold with rare metals occurs in the Tombstone gold belt of Yukon (Canada). Here the post-collision mineralization is related to Cretaceous and Jurassic orogenesis and is controlled by syn-orogenic intrusions (Mair et al., 2006). Post-collision development here was linked to Triassic - Cretaceous convergence between the North American and Farallon plates, which led to the collision of oceanic terranes with the continental margin. Here gold

mineralization goes with Te, Bi, As, W and Sb association and is related to quartz veins in association with W, Au, Ag, Pb, Zn, Sb (Mair et al., 2006).

Similarly, in the Western Lachlan orogeny, Southern Australia, syn-collision orogenic gold mineralization is followed by the Bi, Te, As, W, Mo, Sn and Sb association.

Consequently, the most significant gold deposits in association with Sb, W, Hg and Mo are related to post-collision orogenesis and magmatic activity. Among them are giant gold deposits: Muruntau (Au-175 Moz), Kumtor (Au-19 Moz), and Zarmitan (Au-11.2 Moz).

It should be mentioned that Sb, W, Hg and Mo are associated with gold deposits related to post-collision orogenic and intrusive activity and have not been defined in pre-collision backarc, interarc and oceanic settings aside from molybdenum which participates in island arc setting mineralization. The latter is not characterized by the tendency of Sb, W, and Hg participation. At the same time in the studied region such giant Mo-deposits as Kajaran is related to post-collision setting.

Therefore, the post-collisional process in the studied region consists of two stages. The first – Oligocene-Miocene is related to post-collision tectonics and granitoid magmatic activity and is presented by gold-copper porphyry, base metal and epithermal low sulfidation gold mineralization in association with rare metals (Sb, W, Mo and Hg) and deposits of these rare metals in particular. The rare metals at the same time are geochemical indicators of postcollision setting. The postcollision process post-dates pre-collision rock complexes of various ages. The mentioned rare metals are not characteristic for pre-collision setting and present geochemical background of the post-collision process. The next stage of post-collision process is marked by the formation of post Miocene-Pliocene-Quaternary shoshonite-trachyandesite and tholeiitic-alkali-basaltic volcanic rocks characterized by similar geochemical and petrochemical indicators to backarc-interarc pre-collision setting volcanic series. However, the post-collision situation is not characterized by rifting and mineralization. The volcanic activity is controlled by fissure eruptions from deep magma chambers.

Thus, post-collision gold-copper-base metal metallogeny is characterized by the following criteria:

- The mineralization resulted in porphyry and epithermal vein-stockwork ores and never stratiform VMS mineralization.
- The mineralization is controlled by fold-thrust zone in orogens and orogenic magmatic activity.
- The post-collision mineralization is characterized by high gold grades associated with rare metals (Sb, W, Hg and Mo) as in porphyry and in low sulfidation and nonsulfide ores, so in the host rocks. The rare metals association is the the exploration criteria for gold mineralization.
- Rare metals in post-collision setting are introduced in proper deposits of antimony, scheelite, wolframite and mercury.
- Gold and rare metals genesis in post-collision setting is related to the steepening of the subducted slab on the depth and invasion granitoid magma and high temperature fluid flows into the lithosphere. The fluids leached gold and rare metals from thick orogenic sialic crust and formed porphyry and epithermal vein-stockwork mineralization.
- The post-collision setting is characterized by a high geochemical background of rare metals (Sb, W, Hg and Mo). Accordingly the association of mentioned rare metals simultaneously is the indicator of post-collision setting. It is noteworthy, that in pre-collision setting these rare metals are not present. The only exception is molybdenum.

Review and analyses of the obtained data

Investigation of metamorphism, magmatism (volcanism), postvolcanic hydrothermal alteration and metallogeny in the studied region within the border of the Eurasian active margin revealed the following tendencies:

The geodynamic development consists of pre-collision and post-collision stages. The pre-collision stage, related to north-verging subduction of the Tethys Ocean during convergence of the Eurasian and Afro-Arabian continents, began in Late Proterozoic and was continuing until the Eocene, and ended with collision and closure of the Tethys Ocean.

During subduction, detached terranes from the Afro-Arabian passive margin and their migration toward the Eurasian active margin. During convergence, as result of separating the terranes and ocean realms collision, the oceanic sutures were developed. After the ocean collision as a result of the high stress impact of Afro-Arabian continent on the Eurasian margin post-collision stage began.

The geological and geodynamic development is characterized by subduction, which in turns controlled metamorphism, volcanism, hydrothermal alteration and mineralization at the pre-collision stage until closing of the ocean. At the post-collision stage, the subduction was finished, however steepening of the subducted slab was continuing at the depth under the orogeny, resulting in mantle diapir incursion and high temperature hot stream activity in postorogen fold-thrust zones with related magmatic activity, hydrothermal alteration and mineralization. The process ended with shoshonite-trachyandesite and tholeiitic-alkali-basaltic volcanism.

During pre-collision development, its first stage revealed in normal subduction, when the slab was deepening in the mantle without steepening and mantle diapir incursion. The Phanerozoic regional metamorphism was related to the incipient stage of subduction before the production of andesite melt from the subducting slab. Characterized by high temperature hot fluid stream, the regional metamorphism resulted in the formation of granulite and amphibolite high temperature facies. The latter upward transferred into epidote-amphibolite and greenschist facies. The temperature of regional metamorphism varied within 350-750⁰C at 4000 bar pressure conditions. At this temperature and high pressure, before production of andesite melt from the subducting slab and lithosphere, the granitic magma might be smelted and formed of the granite-metamorphic complexes. Accordingly, the regional metamorphism preceded calc-alkaline volcanism. This consistency is exemplified in the Caucasus where Hercynian metamorphism in the crystalline core of the Great Caucasus, which took place in the Devonian-Carboniferous. During the Middle Carboniferous, metamorphic rocks were overlain by andesite-dacite-rhyolite volcanic series. Another example is known from the Transcaucasus, where Late Paleozoic-Triassic andesite-dacite calc-alkaline series overlay the Paleozoic granite metamorphic complexes of Loki and Dzirula salients. The similar succession of regional metamorphism and calc-alkaline volcanic activity in the Phanerozoic is also known in other regions of the world and confirms that regional metamorphism precedes the production of andesitic magma from the subducting slab (Гугушвили, 1980). Such sequence is described in the Lake District (Wales), where amphibolite facies of the regional metamorphism of age 475-420 Ma, preceded Paleozoic calc-alkaline volcanic activity (Read, 1961). Thus, the Hercynian belt (340-320 Ma) of the Western Europe (Moldanub structure zone) is overlain by Carboniferous molasses, which consists of trachyandesite volcanic series (Сатон, 1967), as well as in the Pacific Ocean, where thick andesite series are underlain by a regional metamorphic belt (Miashiro,1972). It is

noteworthy, that episodes of metamorphism are not, always terminated by andesite production and volcanic activity. Therefore the hot fluid stream action not always prevails during the stage of granulite and amphibolite facies, which transfers upwards into epidote-amphibolite, prehnite-pumpellyite, greenschist and zeolite facies (Гугушвили, 1980). The regional metamorphic rocks, in contrast to postvolcanic metasomatized rocks, are always characterized by gneiss and schist structures due to their formation at depth in high pressure conditions. At the same time regional metamorphism was not accompanied by mineralization, however within the metamorphic complexes, there are various types of mineralization and ore deposits, but they always are superimposed and related to later processes. During the ongoing subduction, the temperature of hot streams increased and began the production of andesite melt from the subducted slab with calc-alkaline volcanic activity and gold-copper-base metal mineralization. Steepening (deformation, break off, detachment and delamination) of the subducted slab and mantle diapir incursion conditioned the interarc or backarc rifting. At the incipient stage of transformation the shoshonite-trachyandesite volcanic activity occurs, after strengthening of diapir incursion and rifting began the tholeiitic-alkalic basaltic explosions with related high temperature epidote-zoisite propylitization and copper-zinc mineralization. The subsequent strengthening of diapir incursion and spreading back-arc rift transformed into the minor ocean setting with ophiolite volcanism and ultramafic dunite-peridotite intrusion, epidote-zoisite and actinolite propylitization and serpentization coincided with Cyprus type VMS copper-pyrite mineralization. The described sequence occurred in the studied region, similar geodynamic settings developed in other regions of the world.

The gold-copper-base metal mineralization in an island arc setting is controlled by participation of sialic, basaltic crust and mantle as a result of subducted slab deepening in the mantle. The sialic crust does not participate in mineralization of backarc setting and ore forming here is controlled by basaltic crust and mantle. The oceanic setting development is characterized by mantle melt activity without participation of basaltic and sialic crust and characterized by copper-pyrite mineralization. Therefore, we suppose, that the source of gold and lead is the sialic crust, source of zinc is basaltic crust, whereas source of copper would be the mantle.

In the Caucasus, there is a distinct spatial and temporal alternation of normal subduction and transformation of subducting slab with related volcanic activity and mineralization. The alternation occurred as along deepening of the subducted slab from the South to the North, so laterally to deepening from the West to the East. Here is fixed the following subsequence:

In the Southern Slope of Great Caucasus in the Paleozoic Dizi series occurs calc-alkaline, andesite-dacite-rhyolite volcanic suite controlled by normal subduction. Northward in the Forerange of the Caucasus, the subducted slab steepening with mantle diapir incursion is characterized by formation of Paleozoic—Triassic interarc rift with tholeiitic volcanic activity and copper-zinc mineralization (Khudes group of deposits).

The north-verging transformation of the subducted slab is fixed also in Lower Jurassic in the Southern Slope. Here mantle diapir incursion revealed by backarc rifting and marginal sea with tholeiitic volcanism and pyrite-chalcopyrite-sphalerite – pyrrhotite mineralization (Filiz-chai group of deposits). In the Transcaucasus (Georgian Block) it was preceded by Late Paleozoic-Lower Jurassic calc-alkaline volcanic activity, also in the Locki-Garabakh zone (Lesser Caucasus) by Lower Jurassic calc-alkaline basalt-andesite-dacite volcanism of island arc setting.

In the Locki-Garabakh zone, normal subduction and calc-alkaline volcanism occurred also in the Upper Jurassic, characterized by andesite-dacite rhyolite volcanic series with gold-copper-base metal mineralization (deposits: Shamlug, Alaverdi, Gedabeck etc). To the North, in the Georgian Block (Transcaucasus) the steepening of the subducted slab caused backarc rifting and resulted in Upper Jurassic , thick tholeiitic-alkalic basaltic-trachytic volcanic series. The similar development occurred in the Upper Cretaceous. In Artvin-Bolnisi zone (Lesser Caucasus)-to normal subduction in island arc setting is related calc-alkaline-andesite-dacite – rhyolite volcanic activity and gold-copper-base metal mineralization (Madneuli and Dagkesaman deposits). Further to the North, in the Georgian Block (Transcaucasus), the subducting slab steepening revealed in picritic basaltic, alkaline-olivine basalt, trachyandesite and trachyte volcanic activity, with phonolite extrusions, characteristic for backarc setting.

Transformation of normal subduction occurred in the Eocene as well. The interarc development of the Adjara –Trialeti with tholeiitic-alkalic basaltic activity to the South in the Turkish

Pontides and Artvin-Bolnisi zone, preceded normal subduction with calc-alkaline volcanism and gold-copper-base metal mineralization.

In the Caucasus and in the Bulgarian Srednegorie zone there is a distinct temporal transformation of the subducted slab in way-up succession and its relation to intensity of diapir incursion. It is exemplified in the Adjara –Trialeti and in the Bolnisi ore district.

Thus, in the Western segment of the Adjara –Trialeti zone at the incipient stage of rifting in Lower Eocene shoshonite –trachyandesite volcanic activity occurred. Later in the Middle Eocene rifting strengthening revealed in the tholeiitic-alkalic basaltic explosions, whereas in the Upper Eocene slackening and waning of rifting is evidenced by shoshonite-trachyandesite volcanic activity. The tholeiitic-alkalic basaltic volcanism coincided with epidote-zoisite background propylitization, whereas in the Upper Eocene shoshonite-trachyandesite series the chlorite-albite and zeolite propylitization occurred. The background hydrothermal alteration zonality here may be explained by lowering of fluids temperatures and deeper level of diapir incursion.

The different development occurred in the Bolnisi ore district where in the Madneuli and Bectaqari clusters temporally in the way-up section the incursion of diapir was strengthening and its level of invasion was decreasing. The genesis of the Santonian Madneuli deposit is related to normal subduction and island arc setting, but the adjacent Bectaqari deposit is localized in the Campanian trachyandesite suite, which is imbricated by Upper Campanian Shorsholeti suite presented by alkaline basalts and trachy-andesites. According to petrochemical and geochemical criteria it is related to backarc setting. So, here temporal steepening of subducting slab was strengthened. The similar development occurs in the Balkans (Bulgarian Srednegorie), where temporally upwards in the cross section normal subduction according to strengthen steepening of the slab transferred into the incipient stage of backarc.

In the Caucasus, in the Adjara-Trialety and Talysh rifts is distinctly seen the lateral transformation of subducted slab and alternation of related volcanism, background hydrothermal alteration and mineralization.

The Adjara-Thrialeti laterally to the west is continuing into the Black Sea minor ocean consisting of ophiolites. The transformation of interarc rift in the minor ocean setting is related to intensification of mantle diapir incursion. At the same time the Black Sea minor ocean to the

west is continuing in the Burgas backarc rift in Bulgaria and consists of tholeiitic-basaltic volcanic series, related to slackening of diapir incursion.

The similar sequence occurred in Talysh region (Azerbaijan). Here the backarc presented by tholeiitic-subalkaline basalts laterally to the East is continuing to the Caspian Sea minor ocean ophiolites. Here we have a similar sequence, as in the Adjara-Trialeti and Black Sea minor ocean. However, there are some distinctions, as well. In the Adjara-Trialeti Middle Eocene tholeiitic-basaltic series in the Upper Eocene transferred in the shoshonite-trachyandesite suite, according to temporal slackening of rifting, whereas in Talysh the Middle Eocene tholeiitic-basaltic series are overlain by Upper Eocene sandstones cut by dunite-peridotite stocks characteristic to oceanic setting. So, in contrast to the Adjara-Trialeti, there was a temporal increasing incursion of the mantle diapir.

In the studied region, post-collision setting began after the collision and closure of Tethys Ocean, characterized by the stress of Afro-Arabian continent on the Eurasian margin. Post collision metallogeny is controlled by fold-thrust zones and syn-orogenic Oligo-Miocene granodiorite intrusive stocks.

The post-collision process in the studied region is revealed by two stages. The first Oligo-Miocene occurs in forming of fold-thrust structures and syn-orogenic magmatic activity. The second, post-Miocene stage is revealed by shoshonite-trachyandesite and tholeiitic-alkalibasalt volcanism without any mineralization. To the first stage of the post-collision process is related the significant mineralization controlled by fold-thrust structures and intrusion activity. It is introduced by gold-copper-base metal and low sulfidation and non-sulfide gold mineralization. The ores, with the low grade of base metal are characterized by high grade of gold associated with rare metals (Sb, W, Mo and Hg). The gold-bearing, scheelite, wolframite and mercury deposits are widespread. The rare metals of this association are not known in pre-collision setting, only molybdenum among them participates in the mineralization of island arc setting; however the most significant molybdenum deposits (Karjaran) are controlled by post-collisional development. The source of gold and rare metals is the sialic crust of orogens. Their leaching from thick orogenic crust is produced by high temperature fluid streams under high-pressure conditions. The streams are coming from deep chambers. They are related to post-collision

steepening of subducted slab. In the post-collision setting occurs high geochemical background of mentioned rare metals in the host rocks as well.

The post-collision granitoid, granodiorite porphyry and dacite porphyry magmatic activity widespread in the studied regions of Iran, Caucasus and Turkey with related gold-copper-base metal and low sulfidation gold mineralization coincides with the association of rare metals (Sb, W, Mo and Hg) - geochemical indicator of post-collision setting. All these intrusive bodies are dated as Oligocene-Miocene. It enables us to presume, that post-collision development, stipulated by stressing of the Afro-Arabian continent on the active margin of Eurasian began in the Oligo-Miocene. It is confirmed by the age of termination of of AES and Intrapontide sutures formation is the Late Eocene (Okay and Tuysus,1999). The stress coincides with orogenesis and brittle tectonics revealed in the fold-thrust structure and mineralization. The post-collision development is continuing in the Pliocene–Quaternary volcanic activity.

The association of these rare metals is related to the most significant postcollision deposits, as in Eurasian gold-copper-base metal belt (Muruntau group of deposits in the Tianshan province), so in the Tombstone gold field (Canada) and in Lachlan orogenic gold deposits (Australia) etc. Thus, according to the above mentioned data we conclude that rare metals association (Sb, W, Mo and Hg) is the distinct indicator of the post-collision setting. It is noteworthy, that geochemical indicators of this stage of post-collisional development are not known, whereas the pre-collision indicators of island arc, backarc, interarc and oceanic settings are characterized by distinct geochemical criteria (Sr^{87}/Sr^{86} , Pb^{206}/Pb^{204} , chondrite and REE contents etc.). At the same time the geochemical criteria for distinction of pre-collision and post-collision settings is unknown, because of postcollision processes juxtaposed on the rocks of pre-collision settings. Rare metal association (Sb, W, Mo and Hg) defines the geochemical background of the post-collision setting and it is not common for pre-collision. It presents the distinct geochemical indicator of the first stage of the post-collision development. It is confirmed by data from other regions with post-collision settings worldwide

Conclusions

1. The geodynamic development of the studied region at the pre-collision stage and its relation with regional metamorphism, magmatism, volcanic activity, hydrothermal alteration and metallogeny is characterized by north-verging subduction and steepening of the subducting slab, but at the post-collision stage it is related to orogenesis, fold-thrust tectonics, syn-orogenic magmatism and post-subduction steepening of the subducted slab under the orogen.

2. At the first stage, before melting of the subducting slab and production of the andesitic melt, during dipping of subducting slab in the mantle, the ascension of hot fluid streams in the lithosphere resulted in regional metamorphism. At this stage, high temperature almandine-amphibolite facies was developed. The temperature of regional metamorphism varies within the limits of 350-750⁰C. At this temperature the genesis of granite magma and granite-metamorphic complex formation would have been possible. After production of the andesite melt at the temperature 1000-1100⁰C began the calc-alkaline volcanism in an island arc setting. It was characterized by normal subduction.

The calc-alkaline volcanic series are imbricated on granite-metamorphic complexes. The regional metamorphism preceded calc-alkaline volcanic activity and both of them were controlled by the stage of normal subduction.

3. During subduction, subducted slab was steepening (deformation, break off, detachment and delamination). The steepening characterized by the incursion of a mantle diapir caused rifting and formation of a backarc-interarc setting with shoshonite-trachyandesite volcanism at the incipient stage. The strengthening of the diapir incursion is revealed by tholeiitic-alkalic-basaltic volcanic activity, copper-zinc mineralization and regional epidote-zoisite propylitization.

4. The subsequent slab steepening and diapir incursion resulted in spreading and transformation of the backarc in a minor ocean setting with ophiolite, volcanism and ultramafic dunite-peridotite magmatic activity. They coincided with regional high temperature epidote-zoisite-actinolite propylitization, serpentization and copper-pyrite Cyprus-type mineralization.

5. Thus, to the various geodynamic settings are related different types of mineralization. At the same time in mineralization of the various settings are involved different proportions of sialic, basaltic crust and mantle components. Therefore we conclude that the sources of gold, lead, zinc and copper are in the Phanerozoic crust and mantle. In the oceanic setting the mineralization is

controlled only by mantle and is introduced by the copper-pyrite ore. Therefore the source of copper is the mantle. In the interarc-backarc settings of the ore forming process participates mantle and basaltic crust. In this case we have copper-zinc mineralization, therefore the source of zinc is basaltic crust. In the island arc setting in the mineralization process participates sialic, basaltic crusts and mantle and in this case the ores comprise gold, lead, zinc setting, with ophiolite volcanism and dunite-peridotite intrusive activity on the regional epidote-zoisite-actinolite propylitization, serpentization and copper-pyrite Cyprus type mineralization.

- The spatial latitudinal transformation of subducting slab with various intensity of incursion of mantle diapir characterized lateral conversion of oceanic, backarc/interarc and island arc settings, revealed in appropriate volcanism, hydrothermal alteration and metallogeny similar to the described alternation related to subduction along the dip of the subducting slab. In the studied regions the interarc of Adjara-Trialety to the West is continuing in the Black Sea minor ocean. The latter to the west transferred in the Burgas backarc rift (Bulgaria). In the Adjara-Trialeti, the Middle Eocene interarc rift was introduced by tholeiitic-basaltic volcanic activity. Eastwards, with slackening rifting it transferred in shoshonite-trachyandesite volcanism. The latter to the East transferred in andesitic volcanic activity expressed by waning of rifting and island arc setting. In Azerbaijan the Talysh rift laterally passes in the minor ocean of Caspian Sea.

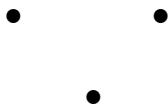
- The transformation of subduction and related processes, also temporally alternate in ascending succession. In the Western segment of the Adjara-Trialety, the incipient stage of interarc rifting revealed in the Lower Eocene shoshonite-trachyandesite series. Temporally upward it is overlain by Middle Eocene tholeiitic-alkalic basaltic series coincided with high temperature epidote-zoisite propylitization. In the Upper Eocene it is again transferred in shoshonite-trachyandesite series indicating upward slackening of rifting. In the Talysh rift Middle Eocene tholeiitic series upward in the Upper Eocene alternate with ultramafic dunite-peridotite magmatic activity, characteristic for oceanic setting and marking more intense mantle diapir incursion. In the Bolnisi ore district (Lesser Caucasus) in the way-up section and temporally the island arc transferred in backarc setting. The same situation is defined in the Bulgarian Srednogie belt.

7. At the post-collision stage, after closure of the Tethys ocean, the subduction process is terminated, but under orogeny the steepening of the subducted slab was continuing. During the Oligocene - Miocene it stimulates the streaming of fluids and production of granite magma from

sialic crust, activity of granodiorite–dacite intrusions and fold-thrust structure formation. We conclude that as a result of pressure of passive margin of the Afro-Arabian on the active margin of the Eurasian continent, we had the real and full post-collision setting in the Oligocene-Miocene, which is continuing during the Pliocene-Quaternary volcanic activity. These intrusions and fold-thrust structures controlled post-collision mineralization consisting of porphyry gold-base metal mineralization and low-sulfidation gold-bearing quartz-antimonite, quartz-scheelite, wolframite and quartz-mercury veins and stockworks.

The porphyry and epithermal low-sulfidation mineralization and its host rocks are characterized by rare metal association- Sb, W, Mo, Hg, which are widespread in the hostrocks, control the mineralization and are exploration indicators of the gold. The mentioned association of rare metals is not known in pre-collision setting. This association is widespread in the post-collision setting and presents the geochemical background for the setting. The rocks of the pre-collision setting are characterized by distinct geochemical criteria ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, the REE and chondrite elements etc.). The post-collision setting is overlain on the pre-collision rocks, so the mentioned association of rare metals is the distinct geochemical indicator of post-collision setting and it might be used to confirm the post-collision activity in the region. The mentioned rare metals are characteristic for post-collision mineralization in the various regions of the world.

In the Caucasus and Turkey (East Anatolia) at the post-collision stage we have Pleistocene-Quaternary andesite, shoshonite and tholeiitic–basalt volcanic activity. It is according to geochemical and petrochemical criteria similar to volcanic rocks of the pre-collision settings, therefore it is confirmed, that at post-collision development in the various sites occurred intense steepening of the subducted slab and incursion of mantle material revealed by the tholeiitic-basaltic volcanic activity. In conclusion, during the first stage we have granodiorite magmatism and later after more intense subducted slab steepening we have incursion of mantle material and shoshonite and tholeiitic – basaltic volcanic activity. However in contrast to the pre-collision setting, rifting and related mineralization is not known here.



The investigation of Phanerozoic geodynamic, volcanic activity and metallogeny in the Eurasian active margin, revealed that at the pre-collision stage geodynamic development started with regional metamorphism, island arc, backarc-interarc and minor ocean settings, controlled by the character of volcanism (magmatism), background hydrothermal activity and metallogeny. Thus, the island arc setting is characterized by calc-alkaline volcanic activity, coinciding with zeolite propylitization and gold-copper-base metal mineralization. Backarc-interarc settings, revealed in tholeiitic-alkalic basaltic and shoshonite-trachyandesite volcanism and regional epidote-zoisite and chlorite-albite propylitization, coincided with copper-zinc-pyrite VMS mineralization. The minor ocean setting is associated with ophiolite volcanism and ultramafic dunite-peridotite magmatism, epidote-zoisite-actinolite propylitization and serpentinization and Cyprus type copper-pyrite metallogeny. In addition, there is a transitional stage from island arc to an incipient backarc stage of geodynamic development, with characteristic volcanic activity and metallogeny. At the post-collision stage subduction stopped, but steepening of subducted slab was continuing according to the tectonic setting of the continents controlled of fluid stream, post-collision magmatism and metallogeny at the first stage coincides with rare metal (Sb, W, Mo, Hg) association. The latter is the geochemical indicators of the first stage. The second stage of post-collision development is revealed by shoshonite and tholeiitic-basaltic volcanic activity, characterized by the incursion of mantle material by analogous geochemical criteria, as of pre-collision setting. But they are not coincided by rifting and mineralization.

Summary

During evolution of Tethys ocean the relation of Phanerozoic geodynamics with volcanism, hydrothermal process and metallogeny within the limits of Eurasian active margin temporally and spatially revealed in the following succession of occurrences: at the precollision (synsubduction) stage evolution of Tethys ocean, on the incipient stage of subduction, before smelting of calc-alkaline andesite, the regional metamorphism and smelting of granitoid magma occurred with formation of granite-metamorphic complexes, at the temperature 350-750⁰C. At the temperature 1000-1100⁰C after smelting from subducted slab and lithosphere of andesite melt, the calc-alkaline volcanic activity was beginning occurred at island arc setting, coincided with background of zeolite propylitization and gold-copper-base metal metallogeny, presented by

porphyry and Kuroko type mineralization. The regional metamorphism and island arc calc-alkaline volcanic activity coincided with hydrothermal alteration and metallogeny was stipulated by normal subduction, without steepening of subducted slab and mantle material incursion.

The next stage of subduction revealed in the beginning of steepening of subducting slab (roll back and break off) and incursion of asthenosphere occurred in volcanism of transition type from calc-alkaline to shoshonite-trachyandesite, at the first stage and in tholeiite-alkalibasalt at the second, coincide with rifting. The first stage significant by gold-copper-base metal mineralization and quartz-K-feldspath alteration transferred at the second stage in the high temperature epidote-zoisite background propylitization and the stratimorph VMS copper-zinc-pyrite mineralization without participation of gold and lead, or with their minimal content, related to relies of sialic crust in the rifting.

The strengthening steepen of subducting slab (break off, detachment and delamination) and intensification incursion of mantle diapir and intensive spreading, with ophiolite mantle type volcanism and ultramafic dunite-peridotite invasions, coincided high temperature epidote-actinolite propylitization, serpentinization and mantle related copper-pyrite metallogeny, occurred without participation during ore formation sialic crust source of lead and gold and basaltic crust source of zinc.

The analyse of metallogeny with relation of subduction and volcanic activity show, that source of lead and gold is the sialic crust, source of zinc is the basaltic crust, whereas source of copper is the mantle.

At the precollision stage the subduction are stipulated by various steepening of subducting slab temporally and spacially in the three directitions: along its dipping from North to South, laterally to dipping along the strike from East to West and vertically-temporally in ascending succession. It is revealed in alternation of geodynamic settings in the three mentioned direction. The lateral alternation of the settings was described also in the East Pontides (Delibash et. al.,2016).

Thus, pre-collision and post-collision development are controlled by following, hydrothermal activity and metallogenic indicators:

- 1) The steady state subduction of island arc setting is revealed in regional metamorphism, calc-alkaline volcanism, zeolite and chlorite – albite background propylitization and Au, Pb, Zn, Cu mineralization;
- 2) The incipient stage of rifting alkali and subalkali trachyrhyodacite and trachybasalt volcanic activity, with background K-feldspathization with related low sulfidation gold mineralization, (at first stage) and Au-Pb-Zn-Cu mineralization epidote-zoisite synore propylitization at the second;
- 3) The backarc-interarc rifting is coincided with tholeiite volcanic activity background epidote-zoisite alteration and Zn-Cu mineralization;
- 4) The ocean setting is indicated by ophiolite volcanism, dunite-peridotite magmatism serpentinization and Cu-Pyrite mineralization.
- 5) The indicators of post-collision stage are Sb-W-Mo-Hg geochemical signature and high grade of gold at low grade of base metals in the proper sulfide mineralization.

The closing of Tethys ocean and transmissing of precollision development in the postcollision was stipulated by convergation Gondvana and Eurasian continents. At postcollision stage process of subduction is terminated, however the steepening of the subducted slab was continuing. It was stipulated by ascending stream of fluids and mantle material incursion in the thick orogenous lithosphere. With postcollision stage is related orogenesis, fold-thrust structures and synorogenic granitoid magmatism. At the first stage the fluid stream ascending in the thick orogenous lithosphere, leaching the gold and rare metals (Sb, W, Mo, Hg) and formation of porphyry and low sulfidation quartz-antimonate, quartz-sheelite and quartz-wolframite goldbearing veins and stockworks. The high grade of gold in porphyry mineralization are fixed on the background of low trend of base metals. The rare metals association (Sb, W, Mo, Hg) widespread as in ore wall altered rocks, so is widely in the orebearing rocks. It represents geochemical indicator of postcollision process, as well as exploration criterion of gold mineralization. In the studied region the first stage of postcollision process dated of Oligocene-Miocene are substituted the rocks of precollision setting; they represent high geochemical background of mentioned rare metals, which are geochemical criteria of the postcollision activity. The second stage is presented by shoshonite-tholeiite –alkalibasalt volcanic activity of Pliocene–Quaternary age and are characterized by geochemical indicators (ratio of the Sr and Pb isotopes, contents of REE

and chondrite elements) as of the same rocks of precollision setting characterized by VMS mineralization. However here rifting was not occurred and the postcollision series are not consist of mineralization. Postcollision volcanic activity here related with fault explosions from deep volcanic chambers. The thick lithosphere of orogens would be prevent of the rifting process

Acknowledgments

The research was supported by the Rustaveli National Science Foundation FR/81/9-152/14 and SCOPEs Joint Research JB7620-118901 Projects. I would like to thank the group of researchers of Rustaveli Project R. Migineishvili, T. Beridze, S. Khutsishvili, T Chkhotua, H. Gugushvili and R. Chagelishvili for collaboration, analyse the data and discussion. Especially gratitude to D. Zakaraia for comprise the book and geological advises, Sh. Adamia for analyse data of regional geology, as well as to colleagues of A. Janelidze Institute of Geology for discussion, helping and collaboration during investigation. I am very grateful editors R. Goldfarb, R Moritz and G. Zakariadze for their critical reviews and comments that help very much improving presented material.

ი. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისი უნივერსიტეტი,

ა. ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიის ინსტიტუტი

ვ. გუგუშვილი

ტეთისის ოკეანის პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური გეოდინამიკური ევოლუცია რეგიონულ მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, ჰიდროთერმულ პროცესთან და მეტალოგენიასთან კავშირში, ევრაზიის აქტიური კიდის მაგალითზე

eZRvneba saqarTveloSi paleovulkanologiis fuZemdeblis,

akademikos giorgi ZoweniZis xsovnas

რედაქტორები: რიჩარდ გოლდფარბი, აშშ-ს გეოლოგიური სამსახური

რობერტ მორიცი, ჟენევის უნივერსიტეტი

გურამ ზაქარიაძე, თბილისის სახ. უნივერსიტეტი

თბილისი, 2017

რეზიუმე

დედამიწის ქერქის ფორმირება პალეოპროტეროზოულსა და არქეულში, ბლანტი ლითოსფეროს პირობებში პლუმური ტექტონიკითაა განპირობებული. ფანეროზოურში მყარი ლითოსფერო ჩამოყალიბდა და გეოდინამიკური განვითარება ამ დროს, უკვე თანამედროვე პლეიტტექტონიკით კონტროლდება. გეოდინამიკური განვითარების ეს ორი ეტაპი ერთმანეთისგან ძირეულად განსხვავდება მეტამორფიზმის, მაგმატიზმის და მეტალოგენიის ხასიათით. ჩვენ შევეცადეთ დედამიწის ქერქის ფანეროზოული განვითარება და მისი კავშირი მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან და მეტალოგენიასთან წარმოგვედგინა ტეთისის ოკეანის ევოლუციის მაგალითზე, ევრაზიის კონტინენტური კიდის ფარგლებში.

ტეთისის ოკეანის ევოლუცია, სუბდუქციის პროცესში ოკეანის კოლიზიამდე, მკაფიოდ აისახა რეგიონულ მეტამორფიზმში, ვულკანურ და ჰიდროთერმულ პროცესში და მეტალოგენიაში ევრაზიის აქტიურ კიდეზე, ევრაზიის მეტალოგენური სარტყლის დასავლურ სეგმენტში.

სუბდუქციის პირველ ეტაპს, როდესაც სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია ჯერ არ დაწყებულა, უკავშირდება რეგიონული მეტამორფიზმი და გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსის ფორმირება, რომელსაც მოსდევს სუბდუცირებული ფილიდან ტემპერატურის ზრდის პროცესში ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობა და კუნძულთა რკალური ტიპის კირ-ტუტე ვულკანიზმი, ფონური ცეოლითური პროპოლიტიზაცია და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მადანწარმოშობა. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციამ (დეფორმაცია, რღვევა, დეტაჩმენტი და დელამინაცია) ფილის მანტიაში დაძირვის პროცესში განაპირობა მანტიური დიაპირის შემოჭრა ლითოსფეროში, რომელმაც გამოიწვია შიდარკალური და რკალსუკანა რიფტინგი შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური და ტოლეიტ-ტუტეზალტური ვულკანიზმით, ქლორით-ალბიტური და ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპოლიტიზაციით და სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური გამადნებით. ფილის ტრანსფორმაციის შემდგომმა გაძლიერებამ და მანტიური დიაპირის ქერქის მაღალ დონეებზე შემოჭრამ გამოიწვია ინტენსიური სპრედინგი და მცირე ოკეანური ვითარების ფორმირება მანტიური ტიპის ოფიოლიტური ვულკანიზმითა და ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმური აქტივობით, რომელსაც ახლავს ფონური მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაცია და სერპენტინიზაცია და სპილენძ-კოლჩედანური გამადნება.

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია და მასთან დაკავშირებული ვულკანიზმი და მეტალოგენია დროსა და სივრცეში სამი მიმართულებით გამოვლინდა: ფილის მანტიაში დაძირვის მიმართულებით, დაძირვის მიმართ ლატერალურად და დროში აღმავალ ჭრილში ვერტიკალური მიმართულებით, რაც უკავშირდება სუბდუცირებული ფილის დეფორმაციის ინტენსივობის ცვალებადობას ფილის დაძირვის პროცესში სხვადასხვა უბანზე დროსა და სივრცეში.

გამადნების ტიპი განისაზღვრება სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობით მადანწარმოშობის პროცესში. კუნძულთა რკალურ ვითარებაში

გამადნების პროცესში მონაწილეობს სიალური, ბაზალტური ქერქი და მანტია და გამადნება წარმოდგენილია ოქრო-ტყვია-თუთია-სპილენძის მინერალიზაციით. ინტარკალურ და ბეკარკულ ვითარებასთან, სადაც გამადნების პროცესში სიალური ქერქის მონაწილეობა არ ფიქსირდება, დაკავშირებულია სპილენძ-თუთიის გამადნება. მცირეოკეანურ გარემოში, სადაც გამადნების პროცესში არ მონაწილეობს არც სიალური და არც ბაზალტური ქერქი, ხოლო ვულკანიზმი ოფიოლიტურ, მანტიური ტიპითაა წარმოდგენილი, მხოლოდ სპილენძ-კოლჩედანური გამადნებაა ცნობილი თუთიის, ტყვიის და ოქროს მონაწილეობის გარეშე.

ამ მონაცემებიდან გამომდინარეობს, რომ ოქროსა და ტყვიის წყარო სიალური ქერქია, თუთიის წყარო ბაზალტური ქერქი უნდა იყოს, ხოლო სპილენძის წყარო მანტიაა.

ტეთისის ოკეანის კოლიზია აფრო-არაბეთის კონტინენტის ევრაზიის აქტიურ კიდეზე წნეხთანაა დაკავშირებული, რაც გამოვლინდა ოროგენიზსში, ნაოჭა-სხლეტვით ტექტოგენეზში და სინოროგენულ გრანიტოიდულ მაგმატიზმში. აქ დასრულდა პრეკოლიზიური ვითარება და იწყება პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპი. ამ ეტაპზე დასრულდა სუბდუქციის პროცესი, თუმცა სუბდუქციურებული ფილის ტრანსფორმაცია (რღვევა), მასთან დაკავშირებული მანტიური მასალის შემოჭრა და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ნაკადის აღმასვლა გრძელდება.

პოსტკოლიზიური განვითარების პირველ ეტაპზე, ფლუიდების ნაკადების ზემოქმედებით, ოროგენის მძლავრი სიალური ქერქიდან ოქროსი და იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, Hg) გამოტუტვა ხდება. პოსტკოლიზიური ვითარება საკუთრივ სულფიდური და მცირე სულფიდური მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი.

საკუთრივ სულფიდური გამადნება ოქროს მაღალი შემცველობით და პოლიმეტალების დაბალი ტრენდით ხასიათდება. მცირე სულფიდური ოქროს მინერალიზაცია უკავშირდება ოქრო-ანთიმონიტურ, ოქრო-ვოლფრამიტულ და ოქრო-შეელითურ კვარცის მარღვებსა და შტოკვერკებს. ამავე დროს, როგორც

საკუთრივ სულფიდურ, ისე მცირე სულფიდურ გამაღებებს ახლავს იშვიათ მეტალთა Sb, W, Mo და Hg -ს ასოციაცია, რომელიც ოქროს გამაღების საძებნ კრიტერიუმს წარმოადგენს. ეს ასოციაცია ზედადებულია, როგორც მადანმომიჯნე ზონებზე, ისე ზოგადად მადანშემცველ ქანებზე და ვრცელდება პოსტკოლიზიური ვითარების დიდ ფართზე. მაშასადამე, იგი წარმოადგენს პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორს. ვინაიდან პოსტკოლიზიური გამაღება ზედდადებულია პრეკოლიზიური ვითარების ქანებზე, ხსენებული იშვიათ მეტალთა ასოციაცია წარმოადგენს ამ ეტაპის პოსტკოლიზიური პროცესის გეოქიმიურ ფონს.

პოსტკოლიზიური ვითარების შემდგომი ეტაპი წარმოდგენილია შოშონიტური და ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანური აქტივობით. იგი უკავშირდება სუბდუცირებული ფილის მსხვრევას კონტინენტების კონვერგენციის პროცესში და ვულკანურ კერებში მანტიური მასალის შემოჭრას. ამ ეტაპის შოშონიტების და ტოლეიტ-ტუტებაზალტების გეოქიმიური კრიტერიუმები პრეკოლიზიური ვითარების ვულკანიტების ანალოგიურია, თუმცა მათ არ ახლავს პრეკოლიზიური ვითარებისათვის დამახასიათებელი რიფტინგი და მადანწარმოშობა.

შესავალი

ფანეროზოური გეოდინამიკა დასავლეთ ტეთისიდების ფარგლებში (ნახ.1), განპირობებულია სუბდუქციით და ოკეანური ფილის ტრანსფორმაციით. იგი კონტროლდება მეტამორფიზმით, ვულკანიზმით, პოსტვულკანური ჰიდროთერმული აქტივობით და მეტალოგენიით. ფანეროზოული დროიდან, დედამიწის ქერქის გეოდინამიკური განვითარება მიმდინარეობს მყარი ლითოსფეროს პირობებში და თანამედროვე პლეიტ-ტექტონიკით კონტროლდება, იმ დროს როდესაც პრეკამბრიული გეოდინამიკა ძირითადად პლუმების ტექტონიკას უკავშირდება შედარებით პლასტიური (less buoyant) ლითოსფეროს კრატონიზაციისა და ქერქის ჩამოყალიბების პროცესში. ამ დროს ხდება მანტიისა და ქერქის დიფერენცირება და გრანიტული კრატონების ფორმირება. კრატონიზაციის პროცესში

მიმდინარეობს ოქროსა და ტყვია-თუთიის მიგრაცია ზედა მანტიიდან ქერქში, ხოლო სპილენძი ძირითადად ზედა მანტიაში რჩება და მისი ქერქში მიგრაცია უკვე ფანეროზოურ პლექტონიკას უკავშირდება.

ფანეროზოურში ჩამოყალიბდა თანამედროვე ლითოსფერო, რომელიც კონტინენტებზე შედგება სიალური და ბაზალტური ქერქიდან ზედა მანტიის მყარი ფენიდან, ხოლო ოკეანეებში მხოლოდ ბაზალტური ქერქიდან და მყარი ზედა მანტიიდან.

დესტრუქციულ ზონებში ხდება ოკეანური ქერქის ფილის სუბდუქცია მანტიაში და ამ ფილიდან, ანდეზიტური მაგმის გამოღობა კირტუტე ვულკანური აქტივობით და დიფერენცირებული ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოლითური სერიების ფორმირებით, რომლებიც ემატებოდა კონტინენტურ (სიალურ) ქერქს. აღსანიშნავია, რომ ანდეზიტური მაგმის გამოღობას, რომლის ლღობის ტემპერატურა 1000° - 1100° C ფარგლებში იგულისხმება, წინ უძღოდა სუბდუქციის პროცესში რეგიონული მაღალტემპერატურული ალმანდინ - ამფიბოლიტური და გრანულიტური მეტამორფიზმი, რომლის ფორმირების ტემპერატურა 550° - 750° C უდრის. უნდა ვიგულისხმოთ, რომ ფილის მანტიაში სუბდუქციების პროცესში ტემპერატურა მეტამორფიზმიდან ანდეზიტური მაგმის გამოღობამდე თანდათანობით იზრდება. კონსტრუქციულ ზონებში, შუა ოკეანური ქედების ფარგლებში, სპრედინგის პროცესში მანტიიდან ოფიოლიტების გამოღობა ხდება. ოფიოლიტების გამოღობას წინ უსწრებს ოკეანური ქერქის მესამე გეოფიზიკურ შრეში მაღალტემპერატურული ალმანდინ-ამფიბოლიტური მეტამორფიზმი, რომელსაც მოგვიანებით ბაზალტური ვულკანური ამოფქვევები მოჰყვება და ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმური აქტივობა.

სუბდუქციას, აქტიურ კონტინენტურ კიდეზე, სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაცია ახლავს მანტიური დიაპირის შემოჭრით და რიფტინგით. მანტიური გავლენა მაგმატიზმის და მეტალოგენიის ხასიათშიც ვლინდება. ფილის ნორმულ,

ტრანსფორმაციის გარეშე, სუბდუქციას კუნძულთა რკალური ვითარება, კირტუტე ვულკანიზმი, ფონური დაბალტემპერატურული პროპილიტიზაცია და ოქრო სპილენძპოლიმეტალური პორფირული, ეპითერმული და კუროკოს ტიპის სტრატიმორფული მინერალიზაცია უკავშირდება. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციამ (გალუნვამ, გახლეჩვამ, დეტაჩმენტმა და დელამინაციამ) მანტიური დიაპირის შემოჭრა და რკალს უკანა და შიდა რკალური (ბეკარკი და ინტერარკი) რიფტების ფორმირება განაპირობა. დიაპირის სხვადასხვა სიღრმეზე შემოჭრა მაგმატიზმისა და მეტალოგენიის სხვადასხვა ხასიათში გამოიხატა. ვულკანური აქტივობა აქ ტოლეიტ-ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებისა და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ სერიების ფორმირებაში და ძირითადად სპილენძ-თუთიის კოლჩედანურ მინერალიზაციაში გამოვლინდა, ხოლო ფონური პოსტვულკანური პროცესი მაღალტემპერატურულ ეპიდოტ-ცოიზიტურ პროპილიტიზაციაშია გამოხატული.

იქ სადაც, მანტიური დიაპირის შემოჭრის ინტენსივობა მატულობს, მისი შეჭრის სიღრმე მცირდება, სპრედინგი ძლიერდება და ინტერარკულ-ბეკარკული რიფტინგს მცირე ოკეანური ვითარება ცვლის, იფიოლიტური ვულკანიზმითა და ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმით, მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ცოიზიტ-აქტინოლიტური პროპოლიზაციით და სერპენტინიზაციით. ოკეანურ ვითარებაში გამაღწევა წარმოდგენილია სტრატიმორფულ სპილენძ-კოლჩედანურ ე.წ. კვიპროსის ტიპის მინერალიზაციით. იგი არ შეიცავს ტყვიას, თუთიას და ოქროს, რომლებიც აქ მხოლოდ კვალის დონეზე ფიქსირდება.

ყოველივე ზემოთთქმული გეოდინამიკური განვითარების პრეკოლიზიურ ეტაპს უკავშირდება და აქ ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის გამაღწევა ამ ეტაპის სხვადასხვა ვითარების: კუნძულთა რკალურის, ბეკარკ-ინტერარკულის და ოკეანურის ინდიკატორია. კუნძულთა რკალურ ვითარებაში გამაღწევის ფორმირებაში სიალური, ბაზალტური ქერქი და მანტია მონაწილეობს და იგი ოქრო-სპილენძ-ტყვია

თუთიის მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი. ბეკარკ-ინტარკულ ვითარების მადანწარმოშობაში ძირითადად ბაზალტური ქერქი და ზედა მანტია მონაწილეობს, იგი სპილენძ-თუთიის გამადნებით ხასიათდება, ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობა მისთვის არ არის დამახასიათებელი. ოკეანური ვითარების მაგმატიზმი ძირითადად მანტიურია და იგი სპილენძ-კოლჩედანური გამადნებითაა წარმოდგენილი. აქედან გამომდინარე ოქროს და ტყვიის წყაროს მადანწარმოშობის პროცესში სიალური ქერქი წარმოადგენს, თუთიისა - ბაზალტური ქერქი, ხოლო სპილენძის წყარო მანტიაა.

სუბდუქციის პროცესი ოკეანის კოლიზიით და სუტურების ფორმირებით სრულდება. ამის შემდეგ იწყება პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპი, რომელიც ოროგენეზის, ნაოჭა-სხლეტვითი სტრუქტურების ფორმირებას და გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრას განაპირობებს. პოსტკოლიზიური მადანწარმოშობა დიდ სიღრმეზე, სუბდუქცირებული ფილის ტრასფორმაციას და მაღალტემპერატურული მანტიური ფლუიდების აღმასვლას უკავშირდება. იგი წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული და ეპითერმული მინერალიზაციით, რომელსაც ახლავს იშვიათ მეტალთა ასოციაცია, წარმოდგენილი: Sb, W, Mo და Hg-ით. გამადნება ოქროს მაღალი შემცველობით ხასიათდება პოლიმეტალების შედარებით დაბალი ტრენდის ფონზე. იშვიათ მეტალთა ხსენებული ასოციაციის არსებობა არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური გამადნებისთვის, გარდა მოლიბდენისა, რომელიც კუნძულთა რკალურ ვითარებაშიცაა ცნობილი, თუმცა მოლიბდენის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი საბადოები პოსტკოლიზიურ ვითარებას უკავშირდება. ოქროს შეიცავს, როგორც პორფირულ-პოლიმეტალური გამადნება, ისე ოქროს უსულფიდო ან მცირე სულფიდური კვარც-ანთიმონიტური, კვარც-შეელიტური და ვოლფრამიტური ძარღვები. აღსანიშნავია, რომ როგორც სულფიდურ, ისე მცირე სულფიდურ მადანს ახასიათებს ზემოაღნიშნული Sb, W, Mo, Hg ასოციაცია, რომელიც მადანმომიჯნე არეალის დიდ ფართზე ვრცელდება. ეს ასოციაცია პოსტკოლიზიურ ვითარებაში მაღალი გეოქიმიური ფონით ხასიათდება. როგორც ცნობილია, პრეკოლიზიური ვითარების სხვადასხვა ეტაპი ვულკანურ და

მაგმურ ქანებში ხასიათდება სტრონციუმისა და ტყვიის იზოტოპების განსხვავებული შეფარდებით, ქონდრიტული ელემენტების და იშვიათმიწა მეტალთა განსხვავებული ტრენდით. რაც შეეხება, პოსტკოლიზიურ ვითარებას იგი ოროგენულ ზონებში პრეკოლიზიური ეტაპის სხვადასხვა ვითარების ქანებზეა ზედდადებული, ამდენად აქ პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიური ინდიკატორის განსაზღვრა საღ ქანებში შეუძლებელი ხდება. ამიტომ იშვიათ მეტალთა კომპლექსი Sb, W, Mo და Hg, რომელიც პოსტკოლიზიურ ეტაპზე ჰიდროთერმულ აქტივობას და მადანწარმოშობას უკავშირდება და რომელიც არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური პროცესებისათვის, პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორს წარმოადგენს. ამავე დროს იგი ოქროს გამადნების ძებნა-ძიებით კრიტერიუმადაც გამოდგება. აღნიშნულ იშვიათ მეტალთა კომპლექსის გამოტუტვა ოქროსთან ერთად მძლავრი ოროგენული სიალური ქერქიდან ხდებოდა დიდი სიღრმეებიდან წამოსული, ხანგძლივ მოქმედი მაღალტემპერატურული ფლუიდებით, მაღალი წნევის პირობებში.

ჩვენი კვლევის ობიექტს ევრაზიის აქტიური კიდის რეგიონი წარმოადგენდა კარპატ-ბალკანების, თურქეთის, კავკასიისა და ირანის ფარგლებში, რომელსაც ევრაზიის მეტალოგენური სარტყლის ცენტრალური ნაწილი უკავშირდება. ამ რეგიონში ფანეროზოული გეოდინამიკა და მისი კავშირი მაგმატიზმთან, პოსტმაგმურ პროცესთან და მეტალოგენიასთან დეტალური კვლევების ობიექტს წარმოადგენდა. ჩვენ შევეცადეთ რეგიონში ჩატარებული კვლევების და არსებული ლიტერატურული მასალის ანალიზის საფუძველზე გადმოგვეცა ჩვენი მოსაზრება ამ რეგიონში პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური განვითარებისა და მისი კავშირის შესახებ მეტამორფიზმთან, მაგმურ და ვულკანურ აქტივობასთან, პოსტკოლიზიური ჰიდროთერმულ პროცესთან და მეტალოგენიასთან.

1. სუბდუქციის კავშირი მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ ჰიდროთერმულ აქტივობასთან და მეტალოგენიასთან

ევრაზიის აქტიური კიდის ფანეროზოულ გეოდინამიკას და მის ეტაპობრივ კავშირს მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ პროცესებთან და მეტალოგენიასთან განვიხილავთ ჩვენი მრავალწლიანი კვლევის ობიექტის კავკასიის, ირანის, თურქეთის და კარპატ-ბალკანეთის რეგიონის ფარგლებში. ფაქტიური მასალა და კვლევის მიღებული შედეგების განხილვა მოტანილია ამ ბოლო წლებში გამოქვეყნებულ შრომებში (Гугушвили и др. 2014, Gugushvili 2015, Gugushvili et. al., 2016, Moritz et al., 2016). აღსანიშნავია, რომ საკვლევი რეგიონი წარმოადგენს შესაბამის ობიექტს ფანეროზოული გეოდინამიკური განვითარების კავშირის დასადგენად მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ პროცესთან და მეტალოგენიასთან. ამ მიმართულებით ჩატარებული კვლევები ასახულია შემდეგ შრომებში: Adamia et al., 1977, 2011, 2016; Баба-Заде и др., 2015; Гамкрелидзе, Шенгелая, 2005; Gamkrelidze et. al., 2015; Jamali et al., 2010; Lordkipanidze et.al., 1988; Zakariadze et. al., 1983; Gugushvili et. al., 2000, 2002, 2010; Гугушвили, 1980; G.Tvalchrelidze, 1984; А.Твалчрелидзе, 1987; Схиртладзе, 1965; Беридзе и Буадзе, 1977; von Quadt et al., 2005; Moritz et al., 2004, 2006, 20016; Кекелия и др., 1993, 2000; Надареишвили, 1999; Татишвили, 1970; Н.Дзоценидзе, 1972, 1975; Okay and Tüysüs, 1999; Okay, 2000; Yigit, 2009; Kazmin et al., 1986, 2000; Güner, 1989; Imamverdiev, 2001; Jankovich, 1977; Мурадян, 1987; Рамазанов, 1992; Strashimirov et.al., 2002; Sosson et al., 2010; Апревадзе и др., 1983; მონაცემები ამ შრომებიდან გაანალიზებული და გამოყენებულია ჩვენს კვლევებში.

სუბდუქციისა და ტეთისის ოკეანის კოლიზიის პროცესში ხდებოდა ტერეინების მოწყვეტა აფრო-არაბეთის კონტინენტის პასიური კიდიდან და მათი მიგრაცია ევრაზიის აქტიური კიდის მიმართულებით. სუბდუქციისა და კორვენგენციის პროცესში ტერეინები ერთმანეთისგან ოკეანური შტოებით იყო გამოყოფილი. კორვენგენციამ ამ შტოების კოლიზია განაპირობა, ტერეინებს შორის სუტურების წარმოშობით. ოკეანის დახურვით დასრულდა პრეკოლიზიური განვითარების ეტაპი.

პრეკოლიზიური განვითარების პროცესში სუბდუქციამ განსაზღვრა კუნძულთა რკალური, ინტერარკული, ბეკარკული და ოკეანური ვითარებები. სუტურების ფორმირების შემდეგ სრულდება პრეკოლიზიური განვითარება და იწყება პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპი, გამოწვეული აფრო-არაბეთის კონტინენტის წნეხით ევრაზიულზე (Adamia et al., 2016), რომელიც გამოვლინდა ოროგენეზისში, ნაოჭა-სხლეტვის სტრუქტურების ფორმირებაში, ოროგენულ მაგმურ აქტივობასა და პოსტკოლიზიურ მადანწარმოშობაში.

საკვლევ რეგიონში სუტურების და მათი განშტოების ასაკი მერყეობს გვიან ცარცულიდან - გვიან ეოცენურამდე (ნახ. 2). ზაგროს-ბიტლისის სუტურა გამოყოფს ტაურიდ-ანატოლიდებისა და ცენტრალური ირანის ტერეინებს არაბეთის პლატფორმისაგან. ჰოივანის სუტურა (ზაგროსის სუტურის განშტოება) ჰყოფს ირანისა და ტაურიდ-ანატოლიდების ტერეინებს. ანკარა-ერზინჯან-სევანის სუტურა გამოჰყოფს პონტიდებს, ართვინ-ბოლნისის და ლოქ-ყარაბახის ზონებს ტაურიდ-ანატოლიდების ბლოკისგან და ირანის პლატფორმისაგან (ნახ. 2). პონტიდებში ანკარა-ერზინჯან-სევანის სუტურის გაგრძელებას ინტრაპონტიდების სუტურა წარმოადგენს. (ნახ. 3), რომლის კოლიზია ზედა ეოცენში დასრულდა (Güner, 1980; Kazmin et al; 2000).

პრეკოლიზიური ვითარება და მასთან დაკავშირებული მეტამორფიზმის, ვულკანიზმის, პოსტვულკანური აქტივობის და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მადანწარმოშობის პროცესი წინ უძღოდა სუტურების ფორმირებას, ხოლო პოსტკოლიზიური ვითარება მათი ფორმირების შემდეგ იწყება. სუტურების ფორმირების ასაკი ერთმანეთისგან განსხვავდება, ამდენად პრეკოლიზიური ეტაპის დასასრული და პოსტკოლიზიურის დასაწყისი მათ ასაკს შეესაბამება (Gugushvili 2015).

1.1. სუბდუქციისა და რეგიონული მეტამორფიზმის

ურთიერთ-დამოკიდებულების შესახებ

ფანეროზოულში სუბდუქციის პირველ ეტაპთან, ანდეზიტური მლღვარის გამოლღობამდე და კირტუტე ვულკანიზმამდე, დაკავშირებულია რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესი. იგი წარმოდგენილია მაღალტემპერატურული ალმანდინ-ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესებით, რომელიც ფლუიდების ტემპერატურის ვარდნასთან ერთად, მწვანეეჭვისებრ და ცეოლითურ და ფილიტურ მეტამორფიზმში გადადის. მეტამორფიზმი უკავშირდება სუბდუცირებული ფილის მანტიაში დაძირვის პირველ ეტაპს. მეტამორფიზმის ტემპერატურა $350-750^{\circ}\text{C}$ ფარგლებშია. $700-750^{\circ}\text{C}$ ხდება ლითოსფეროდან გრანიტული მაგმის გამოლღობა. ამგვარად ყალიბდება გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსი, ხოლო ტემპერატურისა და სითბური ნაკადის შემდგომი ზრდის შედეგად, $1000-1100^{\circ}\text{C}$ - მდე, იწყება ანდეზიტური მლღვარის გამოლღობა, კუნძულთა რკალებისთვის დამახასიათებელი კირტუტე ვულკანიზმით. როგორც საკვლევ რეგიონში, ისე მსოფლიოს სხვა რეგიონებშიც ფიქსირდება მეტამორფული კომპლექსების მონაცვლეობა კირტუტე ვულკანურ სერიებთან.

კავკასიის რეგიონში, კავკასიონის კრისტალურ გულში, მეტამორფული კომპლექსი დევონ-ადრე კარბონით თარიღდება, შუა კარბონში მას მოსდევს დიზის სერიის ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ვულკანური აქტივობა (Адамия и др., 1977), რომელიც უკავშირდება ანდეზიტური მლღვარის გამოლღობას სუბდუცირებული ფილიდან. მეორე მაგალითი ცნობილია ამიერკავკასიის მთათაშუაეთში. აქ, ძირულის პალეოზოურ გრანიტ-მეტამორფულ კომპლექსზე, განლაგებულია გვიანპალეოზოური ნარულის კირტუტე ვულკანური წყება (ქვედა ტუფიტები), რომელიც კუნძულთა რკალურ ვითარებას უკავშირდება (Adamia et al., 2016).

აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონაში კირტუტე ვულკანურ აქტივობას წინ უძღოდა რეგიონული მეტამორფიზმი, რაც დასტურდება ტოლეიტებში დიდი სიღრმიდან შეტაცებული ალმანდინ-ამფიბოლიტური მეტამორფიტების მსხვილი ბლოკების

არსებობით აჭარა-თრიალეთის დასავლურ სეგმენტში, დადგენილი მ.ლორთქიფანიძის და გ.ზაქარიადის მიერ (Лордкипანიძე, Закариадзе, 1978).

გარდა ამისა, შეიძლება მოვიტანოთ მრავალი მაგალითი გეოლოგიური ლიტერატურიდან, რომელიც ადასტურებს, რომ ანდეზიტური მაგმის გამოღობას სუბდუცირებული ფილიდან, წინ უძღოდა რეგიონალური მეტამორფიზმი (Гугушвили, 1980). ამგვარი მოვლენები ცნობილია უელსში (ლეიკის ოლქი), სადაც ამფიბოლიტებით წარმოგენილი მეტამორფიზმი, რომლის ასაკი 475-420 მლნ წელს შეესაბამება, წინ უძღოდა კირტუტე საშუალო და მჟავე შედგენილობის ვულკანურ აქტივობას (Read, 1961). მეორე მაგალითი ცნობილია დასავლეთ ევროპის ჰერცინულ სარტყელში (მოლდანუბის სტრუქტურული ზონა), სადაც მიგმატიტები, რომელთა ასაკი 340-320 მლნ წელია, გადაფარულია კარბონული მოლასით, რომელიც მძლავრ ტრაქიანდეზიტურ ვულკანურ სერიას შეიცავს (Сатон, 1967). ჯ.სატონს მოჰყავს მეორე მაგალითიც შოტლანდიიდან, სადაც ქვედა დევონური კირტუტე ვულკანური სერია თავზე ადევს რეგიონული ამფიბოლიტებით წარმოდგენილ კომპლექსს, რომელმაც 420-400 მლნ წლის წინ განიცადა მეტამორფიზმის ბოლო, კალედონური ეტაპი. ამავე დროს, ზემოაღნიშნული ვულკანური სერია გაკვეთილია გრანიტული შტოკებით, რომელთა ასაკი 410-400 მლნ წელია. გარდა ამისა, წყნარი ოკეანის რკალში დადგინდა, რომ მძლავრ ანდეზიტურ ვულკანურ სერიას ქვეშ უდევს რეგიონალური მეტამორფიზმის სარტყელი (Miashiro, 1961).

ცნობილია, რომ რეგიონული მეტამორფიზმის ფორმირების ტემპერატურა 350-750⁰C ფარგლებში მერყეობს, ხოლო ანდეზიტური მაგმის გამოღობა სუბდუცირებული ფილიდან 1000-1100⁰C უდრის. მაშასადამე, აქტიური კონტინენტური კიდის მობილური ზონების რეგიონულ მეტამორფიზმს აქვს სითბური ნაკადის ზემოქმედებით განპირობებული პროგრესული მიმართება, რომელიც უმეტესად ანდეზიტური მაგმის გამოღობით სრულდება. თუ პოსტმაგმური მეტასომატიზმი

მაგმური აქტივობის თანადროულია და ასრულებს მას, მობილური ზონების რეგიონალური მეტამორფიზმი მაგმის გამოლღობის წინმსწრები პროცესია.

კიდევ მრავალი მაგალითის მოყვანა შეიძლება, როცა რეგიონული მეტამორფიზმის ეპიზოდები წინ უძღვის ანდეზიტურ ვულკანურ აქტივობას, თუმცა აღსანიშნავია, რომ ყოველი მათგანი არ მთავრდება სუბდუცირებული ფილიდან ანდეზიტური მაგმის გამოლღობითა და ვულკანიზმით. ზოგჯერ სითბური ნაკადის ზემოქმედება არ აღემატება ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესის ფორმირებას, რომელიც დედამიწის ზედაპირისკენ აღმავალი სითბური ნაკადის თანდათან ჩაქრობის პროცესში ტრანსფორმირდება ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ, პრენიტ-პუმპეილიტურ, მწვანე ფიქლებისა და ცეოლიტურ ფაციესებში (Гугушвили, 1980). ანალოგიურად, ოკეანური ქედების (კონსტრუქციული ზონები) მესამე გეოფიზიკურ შრეში განვითარებულია მაღალტემპერატურული ალმანდინ-ამფიბოლიტური მეტამორფიზმი, ფორმირებული 6 კმ სიღრმეზე 4000 ბარის წნევისა და 550⁰C მინიმალური ტემპერატურის პირობებში, ანომალურად მაღალი სითბური ნაკადის ზემოქმედებით (Аументо и др., 1973), იგი წინ უძღვის მანტიური დიაპირიდან მეორე გეოფიზიკური შრის ბაზალტების ამოფრქვევას, რომელსაც თან სდევს ეპიდოტ-ციოზიტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაცია. მაშასადამე, აქაც რეგიონული მეტამორფიზმი მესამე გეოფიზიკურ შრეში, წინ უძღოდა მეორე გეოფიზიკური შრის ოფიოლიტების ამოფრქვევას. რეგიონული მეტამორფიზმის ხასიათი დესტრუქციულ და კონსტრუქციულ ზონებში ერთმანეთისაგან განსხვავდება. დესტრუქციულ (კუნძულთა რკალურ) ზონებში იგი წარმოდგენილია გრანულიტ-ამფიბოლიტური ფაციესით, რომელიც აღმავალ ჭრილში გადადის ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ, პრენიტ-პუმპეილიტურ, მწვანეფიქსებრ და ცეოლიტურ ფაციესებში. კონსტრუქციულ ზონებში, ოკეანურ ვითარებაში არ არის დადგენილი ამფიბოლიტებზე უფრო დაბალტემპერატურული მეტამორფიტები, რაც განპირობებულია მაღალი სითბური ნაკადით და მცირე სიღრმეზე შემოჭრილი მანტიური დიაპირით. სითბური ნაკადი ბეკარკულ და ოკეანურ ვითარებაში 2.5-8.30 ს.წ.ე.-ს შეესაბამება (Miyashino, 1972),

ხოლო დესტრუქციულ, კუნძულთა რკალურ ზონებში იგი 0.7ს.ნ.ე.-ს არ აღემატება (Хатертон, 1978). აღსანიშნავია, რომ რეგიონალური მეტამორფიტები, როგორც მობილურ, ისე ოკეანურ ზონაში, განსხვავებით პროპილიტებისაგან, ხასიათდება ფიქლებრივი და გნეისური ტექსტურით, სრული განკრისტალეობით, სადაც პირველადი ქანის სტრუქტურა და მინერალური შედგენილობა არ ფიქსირდება. ამავე დროს, ისინი ხასიათდება კომპონენტების შიდა.

1.2. ფანეროზოური გეოდინამიკის კავშირი ვულკანიზმთან,

პოსტვულკანურ პროცესთან და მადანწარმოშობასთან.

ფანეროზოური გეოდინამიკის, ვულკანიზმის და მეტალოგენიის ურთიერთკავშირი საკვლევ რაიონში, დეტალურად არის აღწერილი მონოგრაფიაში (Gugushvili, 2015). მიღებული შედეგები მსოფლიოს სხვა რეგიონებში აღწერილ მონაცემებთან არის შეჯერებული. სხვადასხვა გეოდინამიურ ვითარებაში მადანწარმოშობის პროცესში მეტალთა წყაროს შესახებ გამოვლინდა შემდეგი ტენდენციები. კერძოდ, ფანეროზოურში სპილენძის წყაროდ ზედა მანტიაა მიჩნეული, თუთიის წყაროდ - ბაზალტური ქერქი, ხოლო ოქროს, ტყვიისა და იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo Hg) წყარო სიალური ქერქია (Gugushvili, 2010, 2015).

ფანეროზოური მეტალოგენიის არსის წვდომისთვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია მეტალთა წყაროს განსაზღვრა მადანწარმოშობის პროცესში. წყაროს განსაზღვრის გასაღები არქეულ-პროტეროზოური (პრეკამბრიული) და ფანეროზოური გეოდინამიკური განვითარებისა და მეტალოგენიის ურთიერთ შედარებაში უნდა ვეძებოთ.

მადანწარმოშობა პალეოპროტეროზოური და არქეული პლასტიური ლითოსფეროს ფორმირების პროცესში პლუმურ გეოდინამიკას უკავშირდება და განპირობებულია ოქროს, პოლიმეტალების (თუთიისა და ტყვიის) მიგრაციით მანტიიდან ლითოსფეროში და გრანიტოიდულ კრატონებში (Goldfarb et al., 2001) ოქროსა და

პოლიმეტალების საბადოების გენეზისი აქ იუვენილური კონტინენტური ქერქის ფორმირებას უკავშირდება (Goldfarb et al., 2001, Groves et al., 2005).

პრეკამბრიული გეოდინამიკისგან და მეტალოგენიისგან სრულიად განსხვავდება ფანეროზოური, რომელიც უკვე მკვრივ ლითოსფეროს უკავშირდება და თანამედროვე პლექტეტონიკითაა განპირობებული. ფანეროზოურში თანამედროვე სახის ლითოსფერო უკვე ჩამოყალიბებულია და შედგება სიალური და ბაზალტური ქერქისგან და მკვრივი ზედა მანტიისგან. ამ დროს უკვე დასრულდა ოქროს, იშვიათ ლითონების თუთიის და ტყვიის მიგრაცია ზედა მანტიიდან ლითოსფეროში, ხოლო სპილენძი ჯერ კიდევ შემორჩა ზედა მანტიას. იგი ოქროსთან, ტყვიასთან, თუთიასთან და იშვიათ მეტალებთან ერთად მონაწილეობს ფანეროზოურ პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური მადანწარმოშობის პროცესში.

საკვლევ რეგიონში აფრო-არაბეთისა და ევრაზიის კონტინენტების კონვერგენცია განპირობებულია ტეთისის ჩრდილოვერგენტული სუბდუქციის პროცესით, რომელმაც პასიური აფრო-არაბული კიდიდან ტერეინების მოწყვეტა და მათი ჩრდილოეთისკენ მიგრაცია გამოიწვია. სუბდუქციის პროცესმა, საკვლევ რეგიონში პრეკოლიზიური განვითარება განაპირობა, რომელიც ოკეანის კოლიზიითა და ტერეინებს შორის სუტურების ფორმირებით დასრულდა. სუბდუქციის პირველი ეტაპი მიმდინარეობდა სუბდუცირებული ფილის დეფორმაციისა და დეტაჩმენტის გარეშე და მას პირობით ნორმალურ სუბდუქციას ვუწოდებთ. შემდეგ ეტაპზე სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის შედეგად მანტიური დიაპირის შემოჭრამ და სპრედინგმა ბეკარკის და ინტერარკის ფორმირება განაპირობა. მანტიური დიაპირის შემოჭრის შემდგომი გაძლიერების შედეგად სპრედინგი ძლიერდება და ბეკარკი მცირე ოკეანური ვითარების სტადიაში გადადის. აღწერილ ვითარებებს ერთმანეთისგან განსხვავებული მაგმატიზმი და მეტალოგენია ახლავს და მათთან დაკავშირებული ოქრო-პოლიმეტალური მადანწარმოშობა გვადლევს მეტალთა წყაროს განსაზღვრის საშუალებას.

წარმოდგენილი მოდელის ილუსტრაცია შესაძლებელია საკვლევი რეგიონის გეოდინამიკური განვითარების და მასთან დაკავშირებული მეტალოგენიის მაგალითზე. ტეთისის ოკეანის ჩრდილოვერგენტული სუბდუქცია აქ გვიან პროტეროზოურში იწყება და გვიან ეოცენური კოლიზიითა და სუტურიებით სრულდება.

ნორმულ სუბდუქციასთან, კუნძულთა რკალურ ვითარებასთან დაკავშირებული მეტალოგენია საკვლევ რეგიონში მკაფიოდ გამოიხატა კავკასიაში ზედა იურულ და ცარცულ კირტუტე ვულკანიზმთან დაკავშირებულ მადანწარმოშობაში, კერძოდ, ზედა იურული ასაკის გედაბეკის, ალავერდის, შამლულის, ყარადაღის, ჩოვდარის და გომას ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური ტიპის პორფირულ და ეპითერმულ საბადოებზე. ცარცული ასაკის კირტუტე ვულკანურ აქტივობას კუნძულთა რკალურ გარემოში უკავშირდება მადნეულის კვანძისა და დაგვესამანის ჯგუფის ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური და მცირე სულფიდური ოქროს გამადნება კავკასიაში, სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული და კუროკოს ტიპის ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური საბადოთა ჯგუფი მადენკოი, ლაჰანოსი, მურგული, ჩერატეპე, გიუზელაილა, დერეკოი და სხვები აღმოსავლეთ პონტიდებში (იხ.ნახ.6.). ნორმული სუბდუქციით კონტროლდება ბალკანების პანაგიურიშტეს მადნიანი რაიონის საბადოები ჩელოპეჩი, ელატსიტე, ელშიცა და სხვები, წარმოდგენილი პორფირული ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური და ეპითერმული მაღალსულფიდური ოქროს გამადნებით (Moritz et al., 2004; Von Quadt et al., 2005), სერბეთის ტიმოკის მადნიანი რაიონის სპილენძ-პორფირული და მცირე სულფიდური საბადოთა ჯგუფი - ბორი და მაიდანპეკი (Jancovich, 1977; Moritz et al., 2004), რუმინეთის კარპატების სპილენძ-პორფირული და ოქროს ეპითერმული უსულფიდო გამადნება ბაია-მარეს და აღმაზ-სტანიჯას საბადოებზე (ნახ.5.) (J.Popa and, S.Popa, 2005). ნორმულ სუბდუქციასთან დაკავშირებული მაგმატიზმი, ვულკანიზმი და მეტალოგენია და საბადოთა შედარებითი ანალიზი ვ.გუგუშვილის (Gugushvili, 2015) შრომაშიც არის განხილული.

ბოლნისის და პანაგიურიშტეს მადნიან რაიონებში გვიან ცარცში ნორმული სუბდუქციის ბეკარკის ადრეულ სტადიაში გადასვლა ფიქსირდება (Gugushvili, 2015; Moritz et al., 2004; Von Quadt et al., 2005), რაც სუბდუცირებული ფილის დეფორმაციასთან უნდა იყოს დაკავშირებული, რომელმაც მანტიური მასალის შემოჭრა და სპრედინგი განაპირობა. ეს მოვლენა რაიონის გეოლოგიურ განვითარებაში, მაგმატიზმში და მეტალოგენიაში გამოიხატა. სუბდუცირებული ფილის დეფორმაცია და მანტიური დიაპირის შემოჭრის პირველი ეტაპი მეტალოგენიის ხასიათშიც აისახა. ბოლნისის მადნიან რაიონში ორი მადნიანი კვანძი ჩამოყალიბდა: მადნეულისა და ბექთაკარის (ნახ.5.) (Gugushvili, 2015). მადნეულის კვანძის ფორმირება სუბდუქციის ნორმულ ეტაპს უკავშირდება. კვანძის გამადნების ასაკი 88-90 მლნ. წელია. გამადნება ძირითადად პორფირულ და ეპითერმულ ტიპს მიეკუთვნება. აქ მინერალიზაციის ორი ტიპი ისახება: საკუთრივ სულფიდური-ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური და უსულფიდო ოქროს გამადნება, რომელიც კვარც-ქალცედონურ და კვარც-ბარიტულ მარღვებსა და შტოკვერკებს უკავშირდება. გამადნებას აქ ზონალობა ახასიათებს: ქვედა ზონა საკუთრივ სულფიდური ოქრო-პოლიმეტალური მადნითაა წარმოდგენილი, ზედა - უსულფიდო ოქროს მადნით (Gugushvili et al., 2001; Gugushvili, 2015).

მადნეულის კვანძი რღვევით ემიჯნება ბექთაკარის კვანძს. გამადნების ასაკი ბექთაკარის კვანძში 79-81 წლის ფერგლებშია. გამადნება აქაც საკუთრივ სულფიდური ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი, ხოლო უსულფიდო ოქროს გამადნება კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებს უკავშირდება. საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო ოქროს გამადნება, განსხვავებით მადნეულისგან, არ ხასიათდება ზონალობით, ხოლო ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება აქ ოქროს შემცველ კალიშპატიტებზეა ზედადებული. საკუთრივ სულფიდურ მადანს ახლავს მადანმომიჯნე (სინმადნური) მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია, რომელიც ფლუიდების მაღალ ტემპერატურაზე მიგვანიშნებს, ხოლო წინამორბედი

კალიშპატიზაცია ხსნარების მაღალტუტიანობას ადასტურებს. ბექთაკარის კვანძზე ფლუიდების მაღალი ტუტიანობა ერთის მხრივ და მაღალი ტემპერატურა მეორეს მხრივ ასტენოსფერული მასალის შემოჭრით (დიაპირიზმით) აიხსნება. საკუთრივ სულფიდურ გამადნებას აქ გაბრო-დიაბაზური შტოკები აკონტროლებს (Gugushvili, 2015). ეს შტოკები იმ ვულკანური კერის აპოფიზებს წარმოადგენენ, რომლიდანაც შემდგომ შორშოლეთის წყების ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების ამოფრქვევა მოხდა. კამპანური ასაკის შორშოლეთის წყება, რომელიც პეტროქიმიურად ბეკარკისთვის დამახასიათებელი ტუტე და სუბტუტე ოლივინიანი ბაზალტებითა და ანდეზიტ-ბაზალტებითაა აგებული, თავზე ადევს კამპანური ასაკის მადანშემცველ გასანდამის წყებას. აქედან გამომდინარე, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ მადნეულის კვანძის გამადნების ფორმირება ნორმულ სუბდუქციას უკავშირდება, ხოლო ბექთაკარის კვანძის ფორმირება ბეკარკის საწყის სტადიას მიეკუთვნება, რაც სუბდუქციურული ფილის დეფორმაციის და დიაპირის შემოჭრის საწყისი ეტაპით არის გამოწვეული (Gugushvili, 2015).

ოქრო-სპილენძპორფირული გამადნება მადნეულისა და ბექთაკარის კვანძში მკვეთრად განსხვავებულია ოქროს შემცველობის თვალსაზრისით. მადნეულის კვანძში ოქროს შემცველობა საკუთრივ სულფიდურ მადანში საშუალოდ 0.8 გ/ტ არ აღემატება, ხოლო ბექთაკარის კვანძში იგი საშუალოდ 5 გ/ტ-ს უდრის. აქ სუბდუქციის გვიან სტადიაზე და ბეკარკის საწყის ეტაპზე შემოჭრილი მანტიური მასალის გავლენით და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზემოქმედების შედეგად გრანიტული ქერქიდან, რომელიც აქ ჯერ კიდევ მონაწილეობს მადანწარმოშობის პროცესში, ოქროს უფრო ინტენსიური გამოტუტვა ხდებოდა, ვიდრე სუბდუქციის ნორმულ ეტაპზე ფლუიდების უფრო დაბალი ტემპერატურის პირობებში.

სხვა ვითარება ისახება უფრო ინტენსიური მანტიური დიაპირიზმისა და ბეკარკული და ინტერარკული სპრედინგის პირობებში კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე და ჩრდილო კავკასიის წინაქედზე.

სუბდუცირებული ფილის უფრო ინტენსიური ტრანსფორმაცია და მანტიური დიაპირის შემოჭრის გაძლიერება ინტერარკალურ და რკალსუკანა რიფტინგში გამოვლინდა, რომელსაც ახლავს ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანიზმი და სტრატიმორფული VMS ტიპის თუთია-სპილენძის გამადნება. ამ ვითარებისა და მასთან დაკავშირებული მაგმატიზმის და მინერალიზაციის მაგალითად გამოდგება კავკასიის წინა ქედის ინტარკალური რიფტი, სადაც ტოლეიტურ ვულკანურ აქტივობას უკავშირდება ხუდესის ჯგუფის (ხუდესი, ურუპი, დაუდი) სტრატიმორფულ თუთია-სპილენძკოლჩედანურ საბადოთა ფორმირება. მეორე მაგალითს წარმოადგენს ქვედაიურული რკალსუკანა რიფტინგი კავკასიის სამხრეთ ფერდის ზინაში, ტოლეიტური ვულკანიზმით და სტრატიმორფული თუთია-სპილენძის გამადნებით (ფილიზ-ჩაის საბადოთა ჯგუფი).

კიდევ უფრო ინტენსიური სპრედინგი და დიაპირიზმი ცენტრალური პონტიდების კიურეს კომპლექსში გამოვლინდა. აქ ბეკარკი მცირე ოკენურ ვითარებაში გადაიზარდა . ზედა პალეოზოურ-ტრიასულში ევრაზიის აქტიურ კიდეზე პალეოტეთისის ფილის სუბდუქციამ საბოლოოდ განაპირობა ბეკარკის ტრანსფორმაცია მცირე ოკეანეში. კიურეს კომპლექსი დღეს ცენტრალურ პონტიდებში მდებარეობს (ნახ.6.). შედგება ოფიოლიტებისგან და აგებულია MORB-ის (შუა ოკენური ქედის ბაზალტები) და კუნძულთა რკალური(IAT) ტიპის ტოლეიტებით და დუნიტ-პერიდოტიტული ულტრაფუძე ინტრუზიებით (Ustaömer and Robertson, 1993, 1997). მათი ოკეანური ბუნება დასტურდება იმობილური ელემენტების გეოქიმიით და სპილენძის გამადნებით, მადანში თუთიის და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე. სპილენძის საბადოებს აქ წარმოადგენს აშიკოი და ბაკიბაბა, რომლებიც დეტალურად არის შესწავლილი და კვიპროსის ტიპის სპილენძ-

კოლჩედანური მასიური მადნითაა წარმოდგენილი. იგი Zn და Pb მხოლოდ კვალის დონეზე შეცავს. კომპლექსი წარმოდგენილია სერპენტინიზირებული პერიდოტიტებით, კუმულატური გაბროთი, პილოუ ლავებით, მასიური ლავური ნაკადებისა ლავური ბრექჩიების მორიგეობით და გაკვეთილია დიაბაზური დაიკების კომპლექსით.

სამხრეთ-აღმოსავლეთ თურქეთში ბორდერ-ფილდისა და ტავრიდების ტერენების გამყოფ ოფიოლიტურ სარტყელში კვიპროსის ტიპის ანალოგიური საბადოებია ცნობილი - მადენკოი (სიირტი) და მადენ (ელაზიგი). ეს სარტყელი წარმოადგენს კვიპროსის ოფიოლიტების აღმოსავლეთ ფლანგს და აგებულია პილოუ ლავებით, გაბრო-დუნიტებით, პიროქსენიტებით, ვერლიტებით, ჰარცბურგიტებით და დუნიტებით და გაკვეთილია დიაბაზების დაიკების კომპლექსით (Engin, 1994). გამადნება უკავშირდება ოფიოლიტური კომპლექსის პილოუ ლავებს, რომელსაც კვეთენ დიაბაზის დაიკები. მინერალიზაცია აქაც წარმოდგენილია სტრატიმორფული VMS პირიტ-ქალკოპირიტული მადნით, რომელიც არ შეიცავს Zn და Pb.

აღსანიშნავია, რომ ოკეანური ტიპის გამადნების პროცესში არ მონაწილეობს არც სიალური და არც ბაზალტური ქერქი, გამადნება აქ სპილენძ-კოლჩედანურია ტყვიისა და თუთიის მონაწილეობის გარეშე. ეს კიდევ ერთხელ ადასტურებს, რომ ფანეროზოურში სპილენძის ძირითადი წყარო მანტიაა.

ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 70-იან წლებში ჰატჩინსონმა (Hutchinson, 1973) დაადგინა, რომ ოკეანურ ვითარებაში არსებულ მადანში არ მონაწილეობენ არც ტყვია და არც თუთია. ოკეანური სპერედინგი მხოლოდ საწყის ეტაპზე, როდესაც ბაზალტური ქერქის რელიქტები მონაწილეობდნენ მადანწარმოშობის პროცესში, ოკეანური ტიპის სპილენძის გამადნებაში თუთიის უმნიშვნელო რაოდენობა მონაწილეობს (Hutchinson, 1973).

ბეკარკული რიფტინგის პროცესში და ოკეანურ ვითარებაში ოქროს მონაწილეობაც უმნიშვნელოა და იგი მხოლოდ კვალის დონეზე ფიქსირდება. ეს თეზისი რონასა და სკოტის მონაცემებითაც დასტურდება, რომლებმაც დეტალურად შეისწავლეს ოკეანურ ვითარებაში მადანწარმოშობის პროცესი (Rona and Scott, 1993). აქ სიალური ქერქის მონაწილეობა არ დასტურდება და მაშასადამე ოქროს წყაროსაც ძირითადად სიალური ქერქი წარმოადენს.

1.2.1 სუბდუქციის კავშირი დროსა და სივრცეში

ვულკანიზმთან და მადანწარმოშობასთან

სუბდუქცირებული ფილა სუბდუქციის პროცესში განიცდის ტრანსფორმაციას დროსა და სივრცეში, როგორც ფილის დაძირვის მიმართულებით, ისე მიმართებით (ლატერალურად) დაძირვის მიმართ, რაც ვლინდება პრეკოლიზიური განვითარების ეტაპის მონაცვლეობაში კუნძულთა რკალური ვითარებიდან ბეკარკ-ინტერარკულში, რომელიც ზოგჯერ ოკეანური ვითარებით სრულდება. ამგვარი მონაცვლეობა განსაკუთრებით მკაფიოდ იკითხება კავკასიის რეგიონის მაგალითზე, სადაც სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაცია ისახება ორივე მიმართულებით, როგორც სამხრეთიდან - ჩრდილოეთისკენ, ისე ლატერალურად დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (ნახ. 9.).

სუბდუქციის პირველი ეტაპი დადგენილია კავკასიის მთავარი ქედის სამხრეთი ფერდის ფარგლებში დიზის სერიაში, რომელსაც უკავშირდება პალეოზოური ანდეზიტ-ბაზალტ-დაციტური ვულკანური წყების ფორმირება, იგი წარმოიშვა ნორმულ სუბდუქციასთან დაკავშირებულ კირტუტე ვულკანური აქტივობის შედეგად და კუნძულთა რკალურ ვითარებას ასახავს (ნახ. 7.I.) ჩრდილოეთისკენ, კავკასიის წინა ქედის ფარგლებში, სუბდუქცირებულმა ფილამ ინტენსიური ტრანსფორმაცია განიცადა, რომელიც სპრედინგსა და მანტიური დიაპირის შემოჭრაში გამოვლინდა

და განაპირობა პალეოზოური ასაკის ინტერარკის ფორმირება (ნახ.7.I).აქ ტოლეიტურ ვულკანურ აქტივობასთან ხუდესის ჯგუფის საბადოთა (ხუდესი, ურუპი, დაუდი) სპილენძ-თუთიის გამადნებაა დაკავშირებული. ეს ტოლეიტები რკინის ფრაქციონირების მიხედვით აბისალურ ტოლეიტებს მიეკუთვნება. ამავე დროს ტიტანის შემცველობის მიხედვით და K/Rb შფარდებით ისინი კუნძულთა რკალური ტოლეიტების ტიპს შეესაბამება (Shavishvili, 1983). ასეთი გეოქიმიური დუალიზმი დამახასიათებელია თანამედროვე ინტერარკული რიფტების ბაზალტებისათვის (ნიუ ჯორჯია და ჰებრიდეები). ამავე დროს მათ ახასიათებს კონტინენტური რიფტების ბაზალტებზე P, Ti და მსუბუქი ლითოფილების უფრო დაბალი შემცველობა. ხუდესის საბადოთა ჯგუფი წარმოდგენილია სპილენძ-თუთიის გამადნებით და იგი არ შეიცავს ტყვიას. თუთიის წყარო აქ გამადნების პროცესში სუბდუცირებული ბაზალტური ფილა და ბაზალტური ქერქია სპრედიინგის პროცესში, ხოლო სპილენძის წყარო აქაც მანტიური დიაპირია. აღსანიშნავია, რომ რიფტინგის პროცესში აქ არ მონაწილეობდა სიალური ქერქი (ტყვიის წყარო), რამაც განაპირობა გამადნებაში ტყვიის არ არსებობა, ინტერარკულ რიფტინგს პალეოზოურში წინ უძღოდა პალეოტეთისის ფილის ჩრდილოვერგენტული სუბდუქცია და სუპრასუბდუქციური კუნძულთა რკალური კირტუტე ვულკანიზმი. შედეგად ჩამოყალიბდა კავკასიონის სამხრეთი ფერდის დიზის სერიაში ანდეზიტ-ბაზალტ დაციტური ვულკანური წყება (Adamia et al., 2016).

კავკასიის სამხრეთ ფერდზე ქვედა იურულმა ბეკარკმა განაპირა ზღვის ვითარება განაპირობა (Adamia et al., 2016), (ნახ. 7.II). ტოლეიტური ვულკანიზმი აქ ტურბიდიტული სედიმენტაციის თანადროულია, ხოლო გამადნება ფილიზ-ჩაის საბადოთა ჯგუფში (ფილიზ-ჩაი, კაცდაგი, კიზილდერე, ადანგე) სტრატიმორფულია და VMS ტიპის ძირითად პირიტ-ქალკოპირიტ-სფალერიტ-პიროტინული გამადნებითაა წარმოდგენილი. ტოლეიტები აქ ბეკარკისთვის დამახასიათებელი გეოქიმიური ინდიკატორებით ხასიათდებიან კერძოდ, REE დაბალი შემცველობით, Ni, Zr, Hf და Y ნორმულ ჰონდრიტული მახასიათებლებით, Ni და Ti კუნძულთა

რკალური ტოლეიტებისთვის დამახასიათებელი მაღალი შემცველობით (Lordkipanidze et al., 1988; Lordkipanidze et al., 1979). ამ ჯგუფის საბადოები ოქროს უმნიშვნელო შემცველობით და ტყვიის დამორჩილებული მონაწილეობით ხასიათდებიან. ქვედა იურული განაპირა ზღვის ფსკერი სპრედინგის პროცესში უბან-უბან გადაფარული იყო სიალური ქერქით. ტოლეიტების ამოფქვევა და ტურბიდიტული სედიმენტაცია ქვედა იურაში აქ მიმდინარეობდა გათხელებული კონტინენტური ქერქის პირობებში (Ломизе и Панов, 2002), სწორედ იგი უნდა ყოფილიყო ოქროსა და ტყვიის წყარო ფილიზ-ჩაის ჯგუფის საბადოთა ფორმირების პროცესში, ხოლო თუთიის წყარო სუბდუცირებული ფილა და სპრედინგის პროცესში არსებული ბაზალტური ქერქის ბლოკებია. სპილენძის წყარო კი მანტიური დიაპირია, რომელმაც ეს სპრედინგი განაპირობა. ქვედა იურული ბეკარკისა და განაპირა ზღვის ფორმირებას წინ უსწრებდა პალეოზოურ ტრიასულ-ქვედა იურული სუბდუქცია და მასთან დაკავშირებული კირ-ტუტე დაციტ-რიოლითური ვულკანური სერია, რომელიც ნარულის წყების სახელწოდებითაა ცნობილი და ამიერ კავკასიის მთათაშუეთში პალეოზოური ასაკის ძირულის მასივის გრანიტ-მეტამორფულ კომპლექსზეა განლაგებული (Adamia et al., 2016).

ამიერკავკასიის მთათაშუეთში ბაიოსური ვულკანურ კუნძულთა რკალურ ვითარებას და კირტუტე ანდეზიტურ ვულკანიზმს ზედა იურული ბეკარკის ტიპის ვულკანური აქტივობა ცვლის (ნახ. 7.III.) იგი ზედა იურულ ფერად წყებაში ტუტე ოლივინიანი ბაზალტის და ტრაქიანდეზიტის წყებითაა წარმოდგენილი, რომელიც მონჩიკიტებისა და კომპტონიტების ექტრუზიებითაა გაკვეთილი (Дзоценидзе, 1948).

მოგვიანებით რიონის დეპრესიაში ჩატარებული ბურღვის საფუძველზე დადგინდა მძლავრი (2200 მ-მდე) კიმერიჯ-ტიტონური ასაკის ტოლეიტებით, მაღალტიტანიანი ოლივინიანი ბაზალტებით და ტრაქიტებით აგებული ვულკანური წყების არსებობა (Lordkipanidze, 1980), რომელსაც მ. ლორთქიფანიძე შიდაფილაქნურ რიფტოგენეზს უკავშირებდა. ჩვენი ინტეგრეტაციით იგი მანტიური დიაპირის შემოჭრას და

სპრედინგს უკავშირდება. იგი, სამხრეთით ლოქ-ყარაბახის ზონაში დადგენილი ნორმული სუბდუქციის ბეკარკულ ვითარებაში ჩრდილოვერგენტული ტრანსფორმაციის შედეგი უნდა იყოს. სამხრეთით, ლოქ-ყარაბახის ზონაში ზედა და შუა იურული კირტუტე, კუნძულთა რკალურ ანდეზიტ-ბაზალტ-დაციტ-რიოლითურ წყებას მნიშვნელოვანი ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური საბადოები უკავშირდება (შამლუგი, ალავერდი, ტეხუტი, კედაბევი, ყარადალი, ჩოვდარი და სხები). გამაღნება აქ პორფირული და ეპიგენეტურია და ზოგჯერ სტრატიმორფულ კუროკოს ტიპის გამაღნებითაა წარმოდგენილი (Баба-заде и др., 2015). ზედა იურული ბეკარკი ჩრდილო მიმართულებით სუბდუქციურებული ფილის ტრანსფორმაციისა და მანტიური დიაპირის შემოჭრის შედეგად ჩამოყალიბდა ამიერკავკასიის მთათაშუეთის ტერეინში, რომელსაც წინ უძღოდა ნორმული სუბდუქცია ბაიოსურ-ზედა იურულ კირ-ტუტე ვულკანური აქტივობით და მეტალოგენიით ლოქი-ყარაბახის ზონაში.

მსგავსი ვითარება ისახება ცარცშიც (ნახ. 7.IV.). აქაც ამიერკავკასიის მთათაშუეთის ტერეინებში ბეკარკის ტიპის ტურონ-სანტონური ასაკის მთავრის წყების სახელით ცნობილი ვულკანური სერია ფიქსირდება. იგი შედგება პიკრიტ-ბაზალტებისაგან, ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებისაგან, ტრაქიანდეზიტებისაგან და ტრაქიტებისაგან და გაკვეთილია ულტრატუტე ფონოლიტური ექსტრუზიებით (Дзоценидзе, 1948; გუგუშვილი, 1968). პეტროქიმიური და გეოქიმიური ინდიკატორებით იგი ბეკარკულ ვულკანურ სერიას მიეკუთვნება, სამხრეთით ართვინ-ბოლნისისა და ლოქი-ყარაბახის ზონებში ზედა ცარცული კირ-ტუტე კუნძულთა რკალური ვულკანური სერიებია ცნობილი. ამ სერიების ფორმირებას ნორმული სუბდუქცია აკონტროლებს. მას უკავშირდება ოქრო-სპილენძპორფირული და ოქროს ეპიგენეტური მცირე და მაღალ სულფიდური მინერალიზაცია კავკასიაში, აღმოსავლეთ პონტიდებში, ბალკანებსა და კარპატებში. ამავე დროს კავკასიაში ბოლნისის მადნიან რაიონსა და პანაგიურიშტეში (ბულგარეთის სრედნეგორიე) კამპანში დაიწყო სუბდუქციურებული ფილის ტრანსფორმაციის (გალუნვა და დეტაჩმენტი) პირველი ეტაპი, რომელმაც

მანტიური მასალის შემოჭრა და კუნძულთა რკალური სიტუაციის ბეკარკის საწყისი სტადიაში გადასვლა გამოიწვია, ამგვარი ტრანსფორმაცია შორშოლეთის წყების ფორმირებაშია გამოხატული და მეტალოგენიაშიც გამოვლინდა. იგი მაღალმაგნეზიალური ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებით და ტრაქიანდეზიტებითაა აგებული და პეტროქიმიური და გეოქიმიური მახასიათებლებით ბეკარკულ სიტუაციას შეესაბამება. სუბდუცირებულმა ფილამ ჩრდილოეთით ამიერკავკასიის მთათაშუეთის ტერიტორიაზე ინტენსიური ტრანსფორმაცია განიცადა, სადაც სუბდუქციის პროცესში მანტიური გავლენა და დიაპირიზმი უფრო ძლიერი იყო და ვულკანური აქტივობა პიკრიტ-ბაზალტების, ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების და ფონოლიტების ფორმირებაში გამოვლინდა მთავრის წყების სახით (ნახ. 7.IV.).

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია და მასთან დაკავშირებული დიაპირიზმი ეოცენშიც გრძელდება, რაც ნათლად გამოიხატა აჭარა-თრიალეთის რიფტის მაგალითზე. აქ სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციას, რომელსაც რიფტინგი უკავშირდება სამხრეთ-აღმოსავლეთ პონტიდებსა და ართვინ-ბოლნისის ზონის ფარგლებში ეოცენში წინ უძღოდა ნორმული სუბდუქციის პროცესში კუნძულთა რკალური კირ-ტუტე ანდეზიტური ვულკანური აქტივობა და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მინერალიზაცია (Gugushvili et al., 2016). ამავე დროს აჭარა-თრიალეთის ზონაში დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია სუსტდება, რაც აისახა მანტიური დიაპირის შემოჭრის ინტენსივობის შესუსტებაზე და სიღრმეზე და ბოლოს იგი ნორმული სუბდუქციით იცვლება (ნახ. 8).

აჭარა-თრიალეთის ზონა ევრაზიის აქტიური კიდის პრეკოლიზიური განვითარების მობილური სისტემის ნაწილია. დასავლეთისკენ იგი შავი ზღვის უგრანტო ზონაში გრძელდება, რომელიც აღმოსავლური და დასავლური მცირე ოკეანური აუზებითაა წარმოდგენილი, იგი რიფტულ სტრუქტურას წარმოადგენს. რიფტინგის დასაწყისი აქ პალეოცენური ფლიშით (ტურბიდიტებით) არის წარმოდგენილი, რომელიც აღმავალ

ჭრილში ქვედა ეოცენური შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ სერიაში გადადის (პერანგას და ნაღვარევის წყებები) - ინტერარკული ვულკანური აქტივობის საწყის სტადიას წარმოადგენს, რომელიც მანტიური დიაპირის დიდ სიღრმეზე შემოჭრის პირველ ეტაპს უკავშირდება. იგი ტოლეიტ-ტუტე ოლივინიანი ბაზალტის მძლავრი წყებითაა გადაფარული (ჭიდილას წყება), რომელიც უკვე სრულყოფილი ინტერარკული რიფტის ინდიკატორს წარმოადგენს და განპირობებულია მანტიური დიაპირის ინტენსიური შემოჭრით და სპრედიინგით. შუაეოცენის დასასრული და ზედა ეოცენი ხასიათდებიან კვლავ შოშონიტ ტრაქიანდეზიტური ვულკანური აქტივობით და წარმოდგენილია ადიგენისა და ადიგენისზედა ვულკანური წყებებით, რომლებიც თავზე ადევს ჭიდილას წყებას და რიფტინგის შესუსტებას ასახავს. მ. ლორთქიფანიძის მიხედვით აჭარა-თრიალეთის ზონა სამ სეგმენტად იყოფა: დასავლურ, ცენტრალურ და აღმოსავლურად (Лордкиპანიძე, 1980). ზემოაღწერილი ვითარება აჭარა-თრიალეთის ფარგლებში დასავლურ სეგმენტშია ასახული. აღმოსავლეთისკენ ცენტრალურ სეგმენტში(აჭარა-იმერეთის ქედი და ახალციხის დეპრესია) რიფტინგის ინტენსივობა სუსტდება და შოშონიტურ-ტრაქიანდეზიტური-დელენიტური ვულკანური აქტივობა სჭარბობს, ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანური სერია ისოლება და აქ ოლივინიან ბაზალტური შუა ეოცენური ვულკანური სერიის მხოლოდ სულ ქვედა დონეზე ლიკანის წყებაში ფიქსირდება. ამ სეგმენტში ეოცენური წყების სიმძლავრე მნიშვნელოვნად იკლებს. თუ დასავლურ სეგმენტში იგი 7 კმ-ს უდრის, აქ იგი 4 კმ-ს არ აღემატება. ეფრო აღმოსავლეთით თრიალეთის ქედის ფერგლებში, ვულკანური სერიის სიმძლავრე კვლავ იკლებს, იგი 3კმ-ს არ აღემატება და წარმოდგენილია კირტუტე ანდეზიტის სერიით, რაც რიფტინგის ჩაქრობასა და კუნძულთა რკალური აქტივობის მიმნიშნებელია.

ვულკანიტების გეოქიმიური და პეტროქიმიური დახასიათება და ვულკანიზმის მიმდინარეობა აჭარა-თრიალეთის ზონაში დეტალურადაა აღწერილი მ. ლორთქიფანიძის მონოგრაფიაში (Лордкиპანიძე, 1980), სადაც დასაბუთებულია რიფტინგის თანდათანობითი ჩაქრობა დასავლური სეგმენტიდან

აღმოსავლურისკენ. აღმოსავლურ სეგმენტში მისი სრული ჩაქრობა ხდება და გადასვლა კუნძულთა რკალურ ვითარებაში კირტუტე ვულკანური აქტივობით. ჩვენი ინტერპრეტაციით ამგვარი განვითარება უკავშირდება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის შესუსტებას დასვლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ და აღმოსავლეთ სეგმენტში ხდებოდა ნორმული სუბდუქცია ფილის დეფორმაციის გარეშე.

სუბდუცირებული ფილის ლატერალური ტრანსფორმაცია აჭარა-თრიალეთის ზონაში აისახა, როგორც ვულკანიზმის ხასიათში, ისე მასთან დაკავშირებულ პოსტვულკანურ ჰიდროთერმულ პროცესში (ნახ. 8.) დასვლურ სეგმენტში, სადაც ფილის ინტენსიურ ტრანსფორმაციამ მცირე სიღრმეზე მანტიური დიაპირის შემოჭრა განაპირობა, შუა ეოცენში ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტურ ვულკანიზმს ახლავს ეპიდოტ-ციოზიტური და აქტინოლითური პროპილიტიზაცია, რომლის ფორმირების ტემპერატურა 360° - 470° C ფარგლებშია. პროცესის ტემპერატურა განისაზღვრა სტრენსის ეპიდოტური თერმომეტრიისა და კვარცში გაზურ-თხიური ჩანართების დეკრეპიტაციის და ჰომოგენიზაციის საფუძველზე (ანალიტიკოსი რ. ახვლედიანი). ფონური მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაცია დადგენილია ჭიდილას, შუა ეოცენურ წყებაში და ქვემ მდებარე პერანგასა და ნაღვარევის წყებებში. ეს წყებები შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური სერიებისგან შედგება. მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაცია, რომელიც ახლავს ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტურ ვულკანიზმს, ზედადებულია ქვემდებარე პერანგასა და ნაღვარევის წყებებზეც. ამავე დროს მძლავრ შოშონიტურ და ტრაქიანდეზიტურ ვულკანურ სერიაში (ადიგენისა და ადიგენისზედა წყებები), რომელიც თავზე ადევს ჭიდილის წყებას, ფონური შეცვლის პროცესი, უფრო დაბალტემპერატურული ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური პროპილიტიტებითაა წარმოდგენილი. ზედა ეოცენური შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიტები მთელ სიმძლავრეზე (2000 მ-მდე) ფონურად შეცვლილია ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური პროპილიტიზაციით. ქლორიტ-ალბიტური პროპილიტიტები ადიგენის წყების მხოლოდ ქვედა დონეზე ფიქსირდება. მაშასადამე, აქ შუა ეოცენიდან ზედა ეოცენისაკენ ვერტიკალურად იგულისხმება

სუბდუცირებული ფილის ტრანფორმაციის მანტიური გავლენის და რიფტინგის შესუსტება, რასაც უკავშირდება ფლუიდების ტემპერატურის დაცემა და სითბური რეჟიმის შესუსტება. ამგვარი თანმიმდევრობა აისახა ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანური აქტივობის ჩანაცვლებაში შოშონიტურ-ტრაქი-ანდეზიტურით, რომელსაც უკავშირდება სინვულკანური ძირითადად ცეოლითური პროპოლიტიზაცია. მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპოლიტიზაციის, გადასვლა ქლორიტ-ალბიტურსა და ცეოლითურში, რაც დასტურდება სინვულკანურ დაბალტემპერატურული პროცესით და უფრო დაბალტემპერატურული რეჟიმით რიფტინგის შესუსტების პირობებში და უფრო დიდ სიღრმეებზე შემოჭრილ მანტიურ დიაპირის ზემოქმედებაზე. მაშასადამე, მანტიური გავლენის შესუსტება აღმავალ ჭრილში, რომელიც გამოიხატა ქლორიტ-ალბიტურ და ცეოლითურ ფონურ პროპილიტიზაციაში, არის შედეგი რიფტინგის შესუსტების, რომელიც გამოიხატა შოშონიტურ ვულკანიზმთან დაკავშირებულ ალბიტ-ქლორიტურ და ცეოლიტურ პროპილიტიზაციაში. ქლორიტ-ალბიტური პროპილიტიზაციის ტემპერატურა 250° - 300° C, ხოლო ცეოლითურისა $<250^{\circ}$ C, მაშინ როდესაც ეპიდოტ-ცოიზიტური და აქტინოლითურ პროპილიტიზაციის ტემპერატურა 350° და 470° მდე მერყეობს.

აჭარა-თრიალეთის ზონაში რიფტინგის თანდათან შესუსტება ლატერალურადაც დგინდება. აქ დასავლური სეგმენტიდან (აჭარა-გურიის რეგიონი) ცენტრალურისკენ (აჭარა-იმერეთის ქედი, ახალციხის დეპრესია) გადასვლაც რიფტინგის და მანტიური გავლენის შესუსტებით აიხსნება. აქ ბაზალტური ვულკანიზმი, მხოლოდ შუა ეოცენურის ქვედა დონეზე გამოვლინდა (Лордкиपანიძე, 1980), რომელსაც ასახავს სუსტად გამოხატული ფონური ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპოლიტიზაცია (ნახ. 8). აღმავალ ჭრილში იგი შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტ-დელენიტურ სერიაში გადადის, რომელსაც ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური პროპილიტიზაცია ახლავს. აღსანიშნავია, რომ დასავლურ სეგმენტში ტოლეიტ-ბაზალტური წყების სიმძლავრე 5-კმ-ია, ხოლო მისი სიღრმე 3-კმ-ის ფარგლებშია. იმ დროს, როდესაც ცენტრალურ

სეგმენტში ბაზალტური წყების (სერიის) სიმძლავრე რამდენიმე ასეული მეტრის ფარგლებში მერყეობს (ლიკანის წყება), მას თავზე ადევს შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური სერია რომლის სიმძლავრე 3 კმ-ს აღემატება. მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია მხოლოდ ბაზალტურ წყებაშია ცნობილი, იმ დროს როდესაც ქლორიტ-ალბიტური და უფრო დაბალტემპერატურული ცეოლიტური პროპილიტიზაცია მთელ სიმძლავრეზე ანაცვლებს შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ და დელენიტურ სერიას (ნახ. 8). ამგვარად, ცენტრალურ სეგმენტში ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური ფონური პროპილიტიზაცია, რომელიც წარმოადგენს დასავლურ სეგმენტთან შედარებით რიფტინგის შესუსტების ინდიკატორს, რაც უფრო დიდ სიღრმეზე შემოჭრილ მანტიურ დიაპირისა და ტემპერატურული რეჟიმის დაწვევის მაჩვენებელია.

უფრო აღმოსავლეთისკენ, აღმოსავლურ სეგმენტში (თრიალეთის ქედი) შოშონიტურს ანდეზიტური სერია ანაცვლებს (ნახ. 8.), რაც ადასტურებს რიფტული ვულკანიზმის ჩანაცვლებას კუნძულთა რკალურით, რომელიც ნორმულ სუბდუქციას უკავშირდება (Gugushvili, 2015, Gugushvili et al., 2016). რიფტული ვითარება ლითოლოგიურად აქ მხოლოდ პალეოცენში აღინიშნება, რასაც ტურბიდიტების სედიმენტაცია ადასტურებს. ეოცენში ანდეზიტურ ვულკანურ აქტივობას ახლავს ცეოლიტური ფონური პროპილიტიზაცია, რომელიც კირ-ტუტე ვულკანიზმთან ერთად კუნძულთა რკალური ვითარებას ასახავს. მიუხედავად ვულკანური სერიის მნიშვნელოვანი სიმძლავრისა, რომელიც 3-კმ-ს აღემატება, პროპილიტიზაცია აქ დაბალტემპერატურული ცეოლიტური ტიპითაა წარმოდგენილი. თუმცა თვით ფონური ცეოლიტიზაცია აქ ხასიათდება ზონალობით - ანალციმ-ლომონტიტური ზონიდან, რომელიც ვერტიკალურად β -ლეონგარდიტ-კლინოპტილოლიტურ ზონაში გადადის (Гугушвили, 1980). დაბალტემპერატურული რეჟიმი თრიალეთის ქედის ზონაში განპირობებულია ვულკანური კერების დიდი სიღრმით და მანტიური დიაპირის ზემოქმედების არ არსებობით ვულკანიზმსა და პოსტვულკანურ პროცესზე.

ს. ფედოტოვის მიხედვით (Федотов, 1974) გეოფიზიკური მონაცემებით კირტუტე მაგმის გენერაცია კურილებისა და კამჩატკის ზონაში, 100-230 კმ სიღრმეს უკავშირდება, ხოლო შუა ოკეანურ ქედებზე მაგმის გენერაციის დონე, რომელიც მცირე სიღრმეზე შემოჭრილ მანტიურ დიაპირს უკავშირდება 15-20 კმ-ს არ აღემატება (Горшков, 1974). ტ. ხატერტონის მიხედვით სითბური ნაკადები კუნძულთა რკალურ ზონაში 0.7 სითბური ნაკადის ერთეულს (სნე) უდრის, ხოლო რკალის გარეთ ოკეანეში იგი 3 სნეს-ს შეესაბამება. შუა ოკეანურ ქედებზე კი იგი 7 სნეს-ს აღწევს, თერმოგრადიენტი აქ 160°C/კმ უდრის. აჭარა-თრიალეთის ზონის დასავლურ სეგმენტში თერმოგრადიენტი 120°C/კმ აღემატება, რაც ამ სტრუქტურის ფორმირების პირობებში მაღალი სითბური ნაკადის არსებობაზე მიგვანიშნებს, რომელიც მანტიური დიაპირის მაღალ დონეზე შემოჭრით უნდა იყოს განპირობებული.

აჭარა-თრიალეთის ზონის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ სეგმენტში ფონური პროპილიტიზაცია ძირითადად ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური ფაციესებითაა წარმოდგენილი, თუმცა აღსანიშნავია, რომ აქ დიორიტული ინტრუზიული შტოკების კონტაქტმომიჯნე ზონებში ვულკანიტებში მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ქლორიტული და ცოიზიტური პროპოლიტიზაცია აღინიშნება, ხოლო კირქვებთან ამ ტიპის ინტრუზივების კონტაქტში მაღალტემპერატურული სკარნები ფიქსირდება, რაც ამ ინტრუზივების სითბური გავლენით უნდა იყოს გამოწვეული (Гугушвили, 1980).

აჭარა-თრიალეთის ეოცენური ინტერარკული რიფტის დასავლური სეგმენტი შავი ზღვის აღმოსავლეთ მცირე ოკეანურ აუზში გრძელდება (Adamia et al., 2016), რომელიც თავის მხრივ შავი ზღვის დასავლეთ ოკეანურ აუზში გადადის (ნახ. 9.). დასავლეთისკენ ბულგარეთში იგი ბურგასის სინკლინორიუმს უერთდება, რომელიც ტოლეიტური და ტუტე ბაზალტური ლავებით არის აგებული და აჭარა-თრიალეთის რიფტის მსგავს ინტერარკურ რიფტულ სტრუქტურას წარმოადგენს (Vassileff and

Stanisheva-Vassileva, 1981). აღმოსავლეთი შავი ზღვის აუზი ანკარა-ერზიჯან-სევანის ეოცენური ასაკის სუტურით კონტროლდება, ხოლო დასავლეთ შავი ზღვის აუზი ინტრაპონტიდური სუტურით (ნახ. 3.) (Okay and Tüysüs, 1999), ორივე სუტურის კოლიზიის ბოლო ეტაპი ზედა ეოცენით თარიღდება (Okay and Tüysüs, 1999; Adamia et al., 2016).

აჭარა-თრიალეთის ბეკარკის აღმოსავლეთ შავი ზღვის ოკეანურ აუზში გადასვლის მსგავსი ვითარება დადგენილია აზერბაიჯანში, შუა-ზედა ეოცენური ტალიშის ბეკარკი გრძელდება სამხრეთ კასპიის ზღვის ოკეანურ აუზში (Мамедов, 1998). ტალიშის ბეკარკიც კონტროლდება ანკარა-ერჯინზან-სევან-აკერის სუტურით და მისი ფორმირება ტეთისის სუბდუქციას და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციას უკავშირდება. მას სამხრეთით ესაზღვრება ალბორც-აზერბაიჯანის ეოცენური შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანური სერია, რომელიც თავზე ადევს კუნძულთა რკალურ კირ-ტუტე ანდეზიტ-დაციტურ ცარცულ ვულკანურ წყებას. ეს უკანასკნელი ნორმულ სუბდუქციას უკავშირდება. ეოცენში სუბდუცირებული ფილა განიცდიდა დეფორმაციას, რომელმაც პირველ ეტაპზე შოშონიტური სერიის ფორმირება განაპირობა, შემდეგ ეტაპზე ტრანსფორმაციის გაძლიერებასთან ერთად მანტიური გავლენა ძლიერდება და მასთან დაკავშირებულმა დიაპირმა ტალიშის ბეკარკის ფორმირება განაპირობა (ნახ.9.). შუა ეოცენური ვულკანიტები წარმოდგენილია ტუტე ოლივინიან ბაზალტურ-ფონოლიტური ვულკანური სერიით, იგი პეტროქიმიურად და გეოქიმიური ფონით აჭარა-თრიალეთის ანალოგიურია. ამავე დროს, ტალიშში შუა ეოცენური ბაზალტოიდებს თავზე ადევს ზედა ეოცენური ვულკანოგენურ-დანალექი წყება, რომელსაც კვეთს პერიდოტიტების, პიკრიტების და გაბრო-პერიდოტიტების შტოკები და დაიკური კომპლექსი. ტალიშის ბეკარკი აღმოსავლეთით ლატერალურად კასპიის ზღვის ოკეანური ტიპის აუზით ნაცვლდება (Lordkipanidze et al., 1988). აღსანიშნავია, რომ თუ აჭარა-თრიალეთში ზედა ეოცენისკენ მანტიური გავლენა სუსტდება და ზედაოცენი შოშონიტური სერიითაა წარმოდგენილი, ტალიშის ბეკარკში ზედა ეოცენში მანტიური გავლენა ძლიერდება,

რაც გამოიხატა ბეკარკული ოკეანური ვითარებისათვის დამახასიათებელი ულტრაფუძე პერიოდოტიტების შტოკების შემოჭრით.

1.3. პრეკოლიზიური მეტალოგენია

ევრაზიის აქტიური კიდის პრეკოლიზიური მეტალოგენია, ისევე როგორც პრეკოლიზიური ვულკანური აქტივობა, კონტროლდება სუბდუქციითა და ტეთისის ოკეანის სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორაციით. მადანწარმოშობა უკავშირდება პრეკოლიზიური განვითარების კუნძულთა რკალურ, ინტარკალურ და ბეკარკულ ეტაპებს, რომელთაც მათთვის დამახასიათებელი გამაღება ახლავს. ამ ეტაპების გამაღება კონტროლდება მადანწარმოშობის პროცესში მანტიური მასალის, სიალური და ბაზალტური ქერქის მონაწილეობის დონით.

აღმოსავლეთ პარატეთისში ფანეროზოული ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა კონტროლდება ტეთისის ოკეანის ჩრდილოვერგენტურლი სუბდუქციით, რომელიც წინ უსწრებდა ოკეანის დახურვას და ზედა ეოცენური ანკარა-ერზინჯან-სევანის სუტურის ფორმირებას.

აღმოსავლეთ პონტიდების ცარცული და ეოცენური ოქრო-სპილენძპორფირული მადანწარმოშობა აქ წარმოდგენილია პორფირული, ეპითერმული და კუროკოს ტიპის VMS გამაღებებით. პორფირულ საბადოებს აქ წარმოადგენენ გიუზელაილა, დერეკოი, გიუმუშანე, ბალიკოი და სხვა, ეპითერმულს - ტაკი, მასტრა, კორაკი, ავბაბა და დერეკოი, ხოლო კუროკოს ტიპის საბადოებს ჩაელი, ჩერატეპე, ლაჰანოსი და კოპრუბასი (ნახ. 6.). აღსანიშნავია, რომ პორფირული საბადოები აქ არ შეიცავს ოქროს, იმ დროს როდესაც ეპითერმული (მაღალსულფიდური) და კუროკოს ტიპის საბადოები ოქროსშემცველია. (Yigit, 2009).

ტეთისის ჩრდილოვერგენტულ სუბდუქციას უკავშირდება ბალკანეთის კირტუტე კუნძულთა რკალური ვულკანიზმი და მასთან დაკავშირებული მადანწარმოშობა, აქაც მეტალოგენია ნორმალური სუბდუქციით კონტროლდება და ძირითადად ოქრო-

სპილენძპოლიმეტალური, პორფირულ და ეპითერმულ ტიპის საბადოებით არის წარმოდგენილი (ნახ. 4.). მათგან მნიშვნელოვანია პანაგიურიშტეს მადნიანი რაიონის საბადოები ჩელოპეჩი, ელატსიტე, ელშიცა, ვლაიკოვ ვრუხი და სხვები. აღსანიშნავია, რომ განსაკუთრებით მდიდარია ოქროთი მაღალსულფიდური ეპიგენეტური გამადნება ჩელოპეჩის საბადოზე, იგი ოქროს პოტენციალით უმდიდრესია ევროპაში. მეტად მნიშვნელოვან ოქრო-სპილენძპოლიმეტალურ საბადოებს სერბეთის ტიმოკში ბორი და მაიდანპეკი წარმოადგენენ, სადაც ჩელოპეჩის საბადოებისგან განსხვავებით, როგორც პორფირული, ისე ეპითერმული მადანი ოქროს შემცველია. რუმინეთის კარპატების საბადოებს შორის მნიშვნელოვანია ბაია-მარე და ალმაზ-სტანიჯა, ისინი პორფირულ და ეპითერმულ უსულფიდო ოქროს გამადნებას შეიცავს. ოქროს გამადნება კვარც-ქალცედონური და კვარც-ბარიტულ შტოკვერკებს უკავშირდება, მაშინ როდესაც ამ საბადოთა პორფირული ზონა ოქროთი ღარიბია და ძირითადად სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნებით ხასიათდება.

ამგვარად, გეოდინამიკური პროცესის ტრანსფორმაცია, გამოიხატა, როგორც ვულკანიზმში, ისე პოსტვულკანურ პროცესში, რომელიც, აგრეთვე წარმოადგენს გეოდინამიკური განვითარების ინდიკატორს. ოქრო სპილენძპოლიმეტალური მადანწარმოშობის პროცესიც მკაფიოდ ასახავს პრეკოლიზიური განვითარების სხვადასხვა ეტაპს. აჭარა-თრიალეთის ზონის დასავლურ სეგმენტში ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მონერალიზაცია ზედა ეოცენში, რიფტინგის შესუსტებასთან არის დაკავშირებული და კონტროლდება სიენიტ-დიორიტული და სიენიტური ინტრუზიული შტოკებით, რომლებიც ღრმა კერებთან დაკავშირებული მადნიანი ფლუიდების გამტარებელია. აქ იგი წარმოდგენილია პორფირული გამადნებით და ზედა ეოცენით თარიღდება. შუა ეოცენური ტოლეიტ-ტუტე ბაზალურ ინტერარკულ ვულკანიზმს აქ არ უკავშირდება VMS ტიპის სტრატიმორფული გამადნება, თუმცა ინტარკალური და ბეკარკული რიფტული ვულკანიზმი სხვაგან აკონტროლებს სპილენძ-თუთიის სტრატიმორფულ მადანს, რაც დასტურდება ხუდესის და ფილიზჩაის საბადოთა ჯგუფის რიფტულ და განაპირა

ზღვის გამადნებით (Gugushvili, 2015). საქმე იმაშია, რომ აჭარა-თრიალეთის ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტური და შოშნიტ-ტრაქიანდეზიტური სერიების ქანებში სპილენძისა და თუთიის შემცველობა მრავალჯერ აღემატება კლარკულს. ეს მეტალები კონცენტრირებულია მაგმაში და რატომღაც არ გადადიოდნენ ფლუიდურ ფაზაში. მსგავსი ვითარება აღწერილია ტ. ფლოროვას და ბურიკოვას შრომაში (Фролова и Бурикова 1977). სამხრეთ ურალის ინტარკალური რიფტების ბაზალტები ხასიათდება სპილენძისა და თუთიის მაღალი შემცველობით და არ შეიცავენ სტრატიმორფულ გამადნებას. ამ ავტორებსაც მიაჩნიათ, რომ აქ მადნის არ არსებობა განპირობებულია სპილენძისა და თუთიის მაღალი შემცველობით ბაზალტში და რომლებიც არ გადადიან ფლუიდებში.

სპილენძის მაღალი შემცველობა ფიქსირდება აჭარა-თრიალეთის შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური სერიის ქანებშიც და იგი კლარკულს 10-ჯერ აღემატება. სპილენძ-პოლიმეტალური მადანწარმოშობა აქ დაკავშირებულია სერიციტიზაციის პროცესთან. სერიციტიზაცია უკავშირდება სიენიტ-დიორიტული ინტრუზული სხეულების კონტაქტის მომიჯნე ზონებს. თვით სერიციტოლითები ხასიათდება სპილენძის დაბალი შემცველობით (16-34 გ/ტ) და ტყვიის მაღალი ტრენდით (97 გ/ტ). აქედან გამომდინარე სპილენძის წყაროს აქ საღი ქანები წარმოადგენენ. სერიციტიზაციის პროცესში ხდებოდა მისი გამოტანა შემცველი ტოლეიტ-ბაზალტური და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ქანებიდან და მისი გამოლექვა მადნის სახით. ამავე დროს, თვით სერიციტოლითები მეტად მდიდარია ტყვიით (92-97 გ/ტ), იმ დროს როდესაც ბაზალტები და ტრაქიანდეზიტები შეიცავენ მხოლოდ 9.3-15.3 გ/ტ ტყვიას. აჭარის მადნიან რაიონში სიენიტ-დიორიტულ და სიენიტურ შტოკებს სერიციტიზაციის ფართო ორეოლები ახლავს. სპილენძის მაღალი შემცველობა შემცველ ქანებში და მისი გამოტუტვა სერიციტიზაციის პროცესში უსათუოდ მნიშვნელოვანია ამ ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური საბადოს ფორმირებაში. მადანწარმოშობაში სერიციტიზაციის მნიშვნელოვანი როლის შესახებ მეტყველებს სპილენძის ძარღვთა მადანმომიჯნე მეტასომატიტების ქლორიტ-კარბონატული

შემადგენლობა. მათი წარმოშობა დაკავშირებულია Ca, Fe და Mg -ის შემოტანით, რომელთა გატანა ხდებოდა შემცველი ქანებიდან ინტრუზივების კონტაქტომომიჯნე სერიციტიზაციის პროცესში (Гугушვილი, 1980).

სულ სხვა დამოკიდებულება ისახება მადანწარმოშობის პროცესში ტყვია-თუთიის მონაწილეობაში, მადანშემცველ ვულკანიტებსა და კომაგმურ ინტრუზულ ქანებში. მათი შემცველობა აქ კლარკის ფარგლებში ფიქსირდება, ამავე დროს სერიციტოლითები მნიშვნელოვნად გამდიდრებულია ამ მეტალებით. ისინი 8-10-ჯერ მეტ ტყვიას და ორჯერ მეტ თუთიას შეიცავს პირველად ანდეზიტებსა და ტრაქიანდეზიტებში (Иваницкий и др. 1969), რაც ჩვენი მონაცემებითაც დასტურდება (Гугушვილი, 1980). ეს მონაცემები და ისიც, რომ ტყვია-თუთიის მადნიანი ძარღვების მადანმომიჯნე ზონები და ინტრუზივების კონტაქტომომიჯნე ზონები კვარც-სერიციტ-სკოლიტური მეტასომატოზით ხასიათდება, ადასტურებს ტყვიისა და თუთიის იუვენილურ წყაროს ფლუიდებში (Гугушვილი, 1980) ამგვარად, აჭარა-თრიალეთის სპილენძ-პოლიმეტალურ საბადოებში სერიციტიზაცია წარმოადგენს მადანწარმოშობ პროცესს, როგორც სპილენძისთვის (გამოტუტვის პროდუქტი შემცველი ქანებიდან), ისე იუვენილური წარმოშობის ტყვია-თუთიისთვის.

ამ ბოლო დროს დგინდება, რომ სპილენძის წყარო მანტიაა, თუთიისა ბაზალტური ქერქი, ხოლო ტყვიისა და ოქროსი სიალური ქერქია (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015). ოკეანური ვითარება განაპირობებს კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური საბადოების ფორმირებას, ინტარკული და ბეკარკული ვითარება - სპილენძ-თუთიის გამაღწევის, ხოლო კუნძულთა რკალური სიტუაცია ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის მადანწარმოშობას. ამგვარად, მადნების შედგენილობაც (მეტალოგენია) განისაზღვრება მადანწარმოშობის გეოდინამიკური ვითარებით. ოკეანური ვითარების სპილენძ-კოლჩედანური საბადოები წარმოადგენილია სტრატიმორფული გამაღწევით და სინმადნური მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ცოიზიტური და აქტინოლითური პროპილიტიზაციით. ინტარკალური და ბეკარკული რიფტების

გამადნებაც, რომელიც უკავშირდება ტოლეიტ-ბაზალტურ ვულკანურ აქტივობას, წარმოდგენილია სპილენძ-თუთიის გამადნებითა და ფონური მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაციით. ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება უკავშირდება კუნძულთა რკალურ ვითარებას, რომელიც კონტროლდება კირტუტე ვულკანიზმით და წარმოდგენილია პორფირული, მაღალ - და მცირე სულფიდური მადნებით და ზოგჯერ უსულფიდო ოქროს გამადნებითაც, რომელიც კვარც-ქალცედონურ ძარღვებსა და შტოკვერკებს უკავშირდება. გარდა ამისა, კუნძულთა რკალურ ვითარებაში ცნობილია კუროკოს ტიპის VMS გამადნება, რომელსაც ახლავს ცეოლითური პროპოლიტიზაცია. კუროკოს ტიპის საბადოები ხასიათდებიან ტყვიის მაღალი შემცველობით თუთიასთან და სპილენძთან შედარებით და ოქროს მაღალი ტრენდით. ყოველივე ზემოთქმული დეტალურად არის აღწერილი ევრაზიის აქტიური კიდის მაგალითზე (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015) და მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონებშიც დასტურდება.

გარდა ამისა, ბოლნისის მადნიან რაიონში და პანაგიურიშტეში (ბულგარეთის მთათაშუეთი) გვიან ცარცული ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნებაა დადგენილი, რომელიც კუნძულთა რკალური ვითარებიდან ბეკარკულში გარდამავალ ეტაპს შეესაბამება (Von Quadt et al., 2005; Gugushvili, 2002; Gugushvili 2015) და რიფტოგენეზის საწყის სტადიას უკავშირდება, აქ მადანწარმოებაში მონაწილეობს როგორც სიალური ქერქი, ისე ბაზალტური და იგი მანტიური დიაპირის შემოჭრის საწყის ეტაპსაც შეესაბამება. აქ დადგენილია პორფირული და მაღალსულფიდური მინერალიზაცია, მადანმომიჯნე მაღალტემპერატურულ ეპიდოტ-ცოიზიტ-აქტინოლითურ პროპილიტიზაციასთან ერთად და მცირე სულფიდური ოქროს გამადნება, რომელსაც კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზი აკონტროლებს. ბოლნისის მადნიან რაიონში მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაცია და კალიშპატიზაციის პროცესი მანტიური დიაპირის შემოჭრას უკავშირდება, რომელმაც განაპირობა მაღალტემპერატურული ფლუიდური ნაკადი ერთის მხრივ და ტუტე ოქროს შემცველი ფლუიდების აქტივობა, რაც დასტურდება

ფლუიდებისა და ქანების ურთიერთობის გეოქიმიური მოდელირებით (Mernagh, Bierlein, 2008). უსულფიდო მინერალიზაციას უკავშირდება ტუტე-კარბონატული ხსნარების აქტივობა და ოქროს გამოლექვა ამ ხსნარებიდან ხდება 220°C ტემპერატურაზე CO_2 და CH_4 აორთქლებასთან ერთად, რომელსაც კალიშპატიზაცია და გაკარცვება ახლავს. უფრო მაღალტემპერატურული ოქროს გამოლექვა $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$ ტემპერატურაზე ხდება, ოქროსშემცველი ჰიდროსულფიდური, სუსტად მჟავე ხსნარებიდან O_2 დაბალი ფუგიტივობისა და CO_2 აორთქლების პროცესში სპილენძ-პოლიმეტალურ გამაღწევისასთან და ეპიდოტ-ცოიზიტურ პროპილიტიზაციასთან ერთად. აღსანიშნავია, რომ ბოლნისი მაღნიანი რაიონის ბექთაკარის საბადოზე გაზურ-თხიერ ჩანარებში ტუტე-კარბონატული ფლუიდის ტემპერატურაა $220^{\circ}\text{-}230^{\circ}$ (Гугушვილი, 2014), ჰიდროსულფიდური ხსნარის გაზურ-ფლუიდური ჩანარების ტემპერატურა ოქრო-სპილენძპოლიმეტალურ მადანში $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$ (Гогоიშვილი, Зулияшვილი 1959) და გამაღწევის თანმხლები პროპილიტიზაციის ტემპერატურაც $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$ უდრის.

ჰიდროთერმული აქტივობის და გამაღწევის პირველი ეტაპი ბექთაკარის საბადოზე ტრაქირიოლითურ ვულკანურ აქტივობასთან და ოქროს გამაღწევის შემცველ კალიშპატიზაციასთან არის დაკავშირებული, ხოლო მეორე ეტაპი გაბრო-დიაბაზურ მაგმატიზმთან და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალურ მინერალიზაციასთან სინმაღწურ ეპიდოტ-ცოიზიტურ პროპილიტიზაციასთან ერთად. იგი შედადებულია ოქროს შემცველ კვარც-კალიშპატურ მეტასომატებზე (Гугუшვილი и др., 2014; Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016). ზემოხსენებული გაბრო-დიაბაზური ძარღვები და შტოკები წარმოადგენენ ვულკანური კერების აპოფიზებს. ამ კერებიდან მოგვიანებით, ზედა კამპანურში, ხდებოდა ტუტეოლივინიანი ბაზალტების ამოფრქვევა, შორშოლეთის წყების ფორმირებით, რომლებიც ადასტურებენ ბეკარკული რიფტის არსებობას (Gugushvili, 2015).

ამგვარად, საკვლევი რეგიონის პრეკოლიზიური გეოდინამიკა, მაგმატიზმი და მეტალოგენია უკავშირდება ტეთისის ოკეანის ფილის ჩრდილოვერგენტულ სუბდუქციას სუტურების ფორმირებამდე. ნორმულმა სუბდუქციამ განაპირობა კუნძულთა რკალური ვითარება და მასთან დაკავშირებული კირ-ტუტე ვულკანიზმი და მეტალოგენია. გარკვეულ ეტაპზე სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციამ განაპირობა მანტიური დიაპირიზმი და კუნძულთა რკალური ვითარების ბეკარკის საწყის სტადიაზე გადასვლა. მანტიური დიაპირიზმის შემოჭრის ინტენსიფიკაციამ განაპირობა ბეკარკისა და ინტერარკის ფორმირება. ხოლო დიაპირიზმის შემდგომმა გაძლიერებამ ბეკარკის მცირე ოკეანურ ვითარებამდე მიიყვანა ოფიოლიტური ვულკანიზმით, ულტრაფუძე მაგმატიზმით და კვიპროსის ტიპის სპილენძის გამადნებით, რომელიც თუთიასა და ტყვიას შეიცავს კვალის დონეზე და რომელშიც ოქროს შემცველობა მინიმალურია. აღნიშნული დასტურდება ცენტრალური პონტიდების კიურეს მცირე ოკეანური კომპლექსის მაგალითზე, რომელიც კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანურ საბადოებს აშიკოს და ბაკიზაბას შეიცავს (Ustaomer, Robertson 1993, 1997) და სამხრეთ-არმოსავლეთ თურქეთის ოფიოლიტური სარტყლის და მასთან დაკავშირებული კვიპროსის ტიპის საბადოების მადენკოი (სიირტისა) და მადენ (ელაზგის) მაგალითზე - Engin, 1999.

ნორმულ სუბდუქციას უკავშირდება კუნძულთა რკალური ვითარება, კირტუტე ანდეზიტური ვულკანიზმი, ცეოლითური ფონური პროპილიტიზაცია და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება. სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყის ეტაპზე და რიფტინგის გვიანდელ ეტაპზე დიდ სიღრმეზე შემოჭრილ მანტიურ დიაპირთან დაკავშირებულია შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანური აქტივობა ქლორიტ-ალბიტურ და ცეოლითურ პროპოლიტიზაციასთან ერთად და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მეტალოგენია. ზოგჯერ რიფტინგის საწყის ეტაპზე მადანწარმოშობის პირველი ეტაპი წარმოდგენილია ოქროს მინერალიზაციით კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებში, რომელთა ფორმირება ტუტე-კარბონატული მადანმატარებელი ფლუიდების ზემოქმედების შედეგია. რიფტინგის

ინტენსიფიკაციის შემდეგი ეტაპი განსაზღვრულია სუსტად ტუტე მაღალტემპერატურული ხსნარების ზემოქმედებით, რომელიც ოქროს შემცველ ჰიდროსულფიდებს შეიცავს, რამაც ბოლნისის მადნიან რაიონში განაპირობა ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მადანწარმოშობა, სინმადნურ მაღალტემპერატურულ ეპიდოტ-ცოიზიტურ პროპილიტიზაციასთან ერთად. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ამ ეტაპზე მადანწარმოშობის პროცესში, მონაწილეობს ბაზალტური ქერქი, მანტია და ჯერ კიდევ სიალური ქერქიც. ფილის ტრანსფორმაციის გაძლიერებას (რღვევა, დეტაჩმენტი, დელამინაცია) მოჰყვა ინტენსიური ბეკარკული და ინტარკალური რიფტინგი ტოლეიტ-ტუტეზალტური ვულკანიზმით და ფონური ეპიდოტ-ცოიზიტური და აქტინოლითური პროპილიტიზაციით და სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური გამადნებით. აქ მადანწარმოშობის პროცესში აღარ მონაწილეობს სიალური ქერქი. ამით აიხსნება ამ ვითარებაში მადანში ტყვიისა და ოქროს არ არსებობა. ფილის ტრანსფორმაციის შემდგომი ინტენსიფიკაციისა და მანტიური დიაპირის მცირე სიღრმეზე შემოჭრის შედეგად ძლიერდება სპრედინგი და წარმოიქმნება ოკეანური ვითარება. აქ მადანწარმოშობის პროცესში უკვე აღარ მონაწილეობს არც სიალური და არც ბაზალტური ქერქი და მინერალიზაციის პროცესი და ოფიოლიტების ფორმირება ულტრაფუძე მაგმის ინტრუზული აქტივობით უშუალოდ მანტიურ დიაპირს უკავშირდება, რომლის წყაროს ასტენოსფერო წარმოადგენს. გამადნება აქ კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური მადნით არის წარმოდგენილი და იგი არ შეიცავს ოქროსა და ტყვიას, ხოლო თუთია მხოლოდ კვალის დონეზე ფიქსირდება.

აჭარა-თრიალეთის რიფტული ზონის დასავლურ სეგმენტში ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტურ ვულკანურ სერიაში არ არის ცნობილი სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური სტრატიმორფული VMS ტიპის მადანი, რომელიც ზოგადად ახასიათებს ინტარკალურ და ბეკარკულ რიფტებს. ტოლეიტ-ტუტეზალტური სერია აქ ძლიერ მდიდარია სპილენძით, რომელიც მნიშვნელოვნად აღემატება კლარკულს. როგორც ჩანს, სპილენძი მანტიური დიაპირიდან არ გადადის ფლუიდურ ფაზაში და რჩება

მაგმურ მღლვარში. ანალოგიური ვითარება აღწერილი აქვს ტ. ფროლოვს სამხრეთ ურალის ინტარკალური რიფტის ბაზალტურ სერიაში (Фролова и Бурикова, 1977).

ამავე დროს, აჭარის მადნიან რაიონში ცნობილია მნიშვნელოვანი პორფირული სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება. აქ ზედა ეოცენური სიენიტ-დიორიტული ინტრუზივების შტოკები, რომლებიც კვეთენ ტოლეიტ-ბაზალტურ წყებას და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ ვულკანიტებს ფართე კონტაქტმომიჯნე სერიციტიზაციის ორეოლით ხასიათდებიან. სერიციტიზაცია დიდ მოცულობას მოიცავს და შემცველ ქანებთან შედარებით ათჯერ გადარიბებულია სპილენძით. სპილენძის გამადნება აქ, როგორც ჩანს, სერიციტიზაციის პროცესთან არის დაკავშირებული. ამავე დროს, სერიციტოლითები შემცველ ქანებზე გაცილებით მდიდარია ტყვიითა და თუთიით. სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება კონტაქტმომიჯნე სერიციტიზაციის ორეოლებშია ლოკალიზებული. სერიციტიზაციის პროცესში ხდებოდა სპილენძის გამოტუტვა შემცველი ქანებიდან, ხოლო ფლუიდები, რომლებიც ახდენდნენ სერიციტიზაციას, იმთავითვე გამდიდრებული იყო იუვენილური ტყვიითა და თუთიით. ამან განაპირობა პორფირული სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება აჭარის მადნიან რაიონში.

* * *

აღსანიშნავია, რომ საკვლევ რაიონში სუბდუქციის ხასიათი და მასთან დაკავშირებული ვულკანიზმი და მეტალოგენია ცვალებადობს დროსა და სივრცეში სამი მიმართულებით: ვერტიკალურად - აღმავალ ჭრილში, სუბდუცირებული ფილის დაპირვის მიმართულებით სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ და ლატერალურად აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. ვერტიკალური მიმართულებით ადგილი აქვს სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის გაძლიერებას ან შესუსტებას. ვერტიკალური მიმართულებით ბოლნისის მადნიან რაიონში, ნორმული სუბდუქციის მონაცვლეობა ფიქსირდება აღმავალ ჭრილში,

სადაც კირტუტე ვულკანური აქტივობა და მასთან დაკავშირებული მეტალოგენია მონაცვლეობს ბეკარკის საწყისი სტადიის ვულკანურ აქტივობასთან და მადანწარმოშობასთან. აჭარის მადნიან რაიონში კი აღმავალ ჭრილში სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია სუსტდება და შუაეოცენური ტოლეიტ-ტუტებაზალტური სერია, ზედა ეოცენურ შოშონიტ-ტრანქიანდეზიტურ სერიასთან მონაცვლეობს (ნახ. 8.). მონაცვლეობა სივრცეში სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ გამოვლინდა ნორმული სუბდუქციის და კუნძულთა რკალური სიტუაციის მონაცვლეობით ბეკარკთან. ლატერალური მონაცვლეობის მკაფიო მაგალითს წარმოადგენს აჭარა-თრიალეთის ინტერარკი, რომელიც დასავლური მიმართულებით შავი ზღვის მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება და ბურგასის რიფტული ზონა (ბულგარეთი), რომელიც აღმოსავლეთისკენ შავი ზღვის დასავლეთ მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება. ლატერალური ტრანსფორმაციის კიდევ ერთ მაგალითს ტალიშის ბეკარკი წარმოადგენს, რომელიც კასპიის ზღვის მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება. ამავე დროს, უნდა აღინიშნოს, რომ ტალიშში აღმავალ ჭრილში - ვერტიკალურად შუა ეოცენიდან ზედა ეოცენისაკენ ტრანსფორმაციის გაძლიერების შედეგად, ოკეანური ვითარების ელემენტები ჩნდება დუნიტ-პერიდოტიტული ინტრუზიების სახით, აჭარა-თრიალეთის დასავლური სეგმენტისაგან განსხვავებით, სადაც ვერტიკალურად ტრანსფორმაციის შესუსტება ისახება და ტოლეიტ - ბაზალტურ სერიას შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური წყება ანაცვლებს. აჭარა-თრიალეთის რიფტი შუა ეოცენში დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კარგად განვითარებულ რიფტიდან, რომელიც ტოლეიტ-ტუტებაზალტური სერიითაა წარმოდგენილი შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური სერია ანაცვლებს (ნახ.8.), რაც რიფტინგის შესუსტების მაჩვენებელია, იგი თავის მხრივ, ლატერალურად შუაეოცენურ ანდეზიტურ ვულკანურ სერიაში გადადის, რომელიც კუნძულთა რკალურ ვითარებას ასახავს.

2. პოსტკოლიზიური მეტალოგენია, მაგმატიზმი

და ჰიდროთერმული პროცესი

ევრაზიის და აფრო-არაბეთის კონტინენტების კონვერგენცია, ტეთისის ოკეანის დახურვით დასრულდა. აფრო-არაბეთის წნეხის შედეგად, ევრაზიის კონტინენტის კიდეზე გეოდინამიკური პროცესი პოსტკოლიზიურ სტადიაზე გადავიდა (Adamia et al., 2016). პოსტკოლიზიურ ეტაპზე დასრულდა სუბდუქციის პროცესი, თუმცა, ოროგენების ქვეშ სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაცია გრძელდება, რომელმაც ოროგენული ინტრუზული აქტივობა და ნაოჭა სხლეტვითი სარტყლების ფორმირება განაპირობა. ფილის ტრანსფორმაციამ მძლავრი ოროგენული ქერქის ქვეშ, ასტენოსფეროს შემოჭრა გამოიწვია და მანტიიდან წამოსული მაღალტემპერატურული ფლუიდური ნაკადი წარმოშვა. მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზემოქმედებამ მძლავრ ოროგენულ სიალურ ქერქზე, ოქროსა და იშვიათ მეტალთა გამოტუტვა გამოიწვია, რაც პოსტკოლიზიური ვითარებისთვის დამახასიათებელ მეტალოგენიაში გამოიხატა.

პოსტკოლიზიური ვითარება და მადანწარმოშობა, რომელიც ნაოჭა-სხლეტვით სტრუქტურებს და პოსტოროგენულ ინტრუზულ აქტივობას უკავშირდება, განსხვავებულია პრეკოლიზიურისგან. გამაძნევა წარმოდგენილია როგორც პორფირული და ეპითერმული ტიპის ოქრო-პოლიმეტალური მინერალიზაციით, ისე მცირე სულფიდური ოქროსშემცველი კვარც-ანტიმონითური, შეელიტური, ვოლფრამიტული და ვერცხლისწყლის მარდვულ-შტოკვერკული გამაძნებით. პორფირულ და მცირე სულფიდურ გამაძნებას ყოველთვის ახლავს იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, და Hg) ასოციაცია. საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიური ვითარება და მასთან დაკავშირებული მეტალოგენია შესწავლილია ირანის ახარ-არასბარანის, ალბორც-აზერბაიჯანის და მეგრი-ორდუბადის მაგმურ სარტყლებში, ცენტრალური ირანის ბლოკში და სანანდაჯ-სირჯანის პალეოზოოურ მეტამორფიტებში (ნახ.10,11), კავკასიონის მთავარი ქედისა და მისი სამხრეთი ფერდის ზონაში (ნახ. 7.VI), მცირე კავკასიონსა და დასავლეთ ანატოლიდების პალეოზოოურ მენდერესის მასივში

(ნახ.6.). პოსტკოლიზიური გამადნება ირანში კაინოზოურ პორფირულ საბადოთა სისტემას მიეკუთვნება და წარმოდგენილია ახარ-არასბარანის მეტალოგენური სარტყლის საბადოთა ჯგუფით (ნახ.10,11), რომელშიც შედის ოქრო-სპილენძ-პორფირული საბადოები სუნგუნი და მაზრა, ჰარვანას ჯგუფის ეპითერმული საბადოები (მივერუდი, ანდერიანი, ასტარგანი, ჰალფიანი და სხვები), სანანდაჯ - სირჯანის ზონის მიუტეხის საბადო, აღმოსავლეთ ირანის მაგმურ სარტყელთან დაკავშირებული საბადოები- ზარშურანი, აკდარეხი,კომი, დაშკესანი და სხვები (ნახ.10,11). ყველა ეს საბადო წარმოდგენილია ოქროს შემცველი პორფირული და ძარღვული პოლიმეტალური გამადნებით და უსულფიდო და მცირე სულფიდური ძარღვული მინერალიზაციით. ისინი უკავშირდება ოლიგო-მიოცენური ასაკის დაციტ-გრანოდიორიტულ და გრანიტულ ინტრუზულ შტოკებს, რომლებიც სხვადასხვა ასაკის პალეოზოურ და მეზოზოურ ქანთა კომპლექსებს ჰკვეთენ. თვით ეს სხეულები წარმოადგენენ სიღრმეული ფლუიდების გამტარებლებს (pathways). ფლუიდების ნაკადები ღრმა კერებიდან მოედინება ამ სხეულების გზით და ნაპრალოთა სისტემისა და რღვევის ზონების გასწვრივ სახვადასხვა ასაკის ქანებში. აქ როგორც საკუთვრივ სულფიდურს ისე უსულფიდო ოქროს მინერალიზაციას ახლავს იშვიათ მეტალოთა ასოციაცია.

მივერუდის საბადოზე (ჰარვანის ჯგუფი) იგი წარმოდგენილია Sb, Mo და W ასოციაციით. ოქროს შემცველი კვარც-ანტიმონიტური ძარღვები და მათი მადანმომიჯნე ზონა ასოცირებულია Sb, Mo, Zn, Pb, Te და Se-სთან. ჰარვანას ჯგუფის საბადოთა შემცველი ქანების გეოქიმიური ფონი შეიცავს Cu 200-253 ppm, Au 88-121ppb, Mo-3.0-5.7 ppm, W-6.3-7.1 ppm, Pb-120-517ppm; Zn-121-160 ppm, Sb 7-10ppm . მოვედრუდის საბადოზე საკუთრივ სულფიდური ოქრო-პოლიმეტალური მადანი იშვიათ მეტალებთან ერთად შეიცავს Zn-Ag-Sb-ის და Pb-Bi-ის ოქსიდებს და ვერცხლის შემცველ-ანტიმონიტურ ვოლფრამიტებს.

ალბორცის მაგმურ სარტყელში, ცენტრალური ირანის ბლოკში და სანანდაჯ-სირჯანის ზონაში ოქროპორფირული და ოქრო-პოლიმეტალური მარღვული და შტოკვერკული მინერალიზაცია უკავშირდება ოლიგო-მიოცენურ დაციტურ, გრანოდიორიტ-პორფირულ და გრანიტოიდულ ინტრუზულ შტოკებს, რომლებიც კვეთენ პალეოზურ-მეზოზოურ მეტამორფულ და დანალექ ქანთა კომპლექსს (ირანის გეოლოგიური სამსახურის ანგარიში, 2007; Moritz et al., 2006).

ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება, ასოცირებული Sb, Mo, Hg და W-თან, ცნობილია აღმოსავლეთ ირანის მაგმურ სარტყელშიც და წარმოდგენილია ზარშურანის კარლინის ტიპის საბადოზე, აკდარეხის მადანგამოვლინებაზე, დაშქესანის საბადოზე, ბინალუდის ოქროსშემცველ ტყვია-თუთიის საბადოზე, აგრეთვე ხამ-ზადეხანის პოლიმეტალურ ოქრო-ანთიმონიტურ მადნიან ველში, სადაც პალეოგენური ფლიში გაკვეთილია ოლიგო-მიოცენური სუბველკანური და ჰიპაბისური გრანიტოიდებით, რომლებიც აკონტროლებენ ვერცხლისწყლის და ანთიმონიტის მინერალიზაციას. ამგვარად პოსტკოლიზიური ოქროს მინერალიზაცია ირანში უკავშირდება ირანის ოლიგო-მიოცენურ მაგმურ პროვინციას რომელსაც ახლავს იშვიათ მეტალთა ასოციაცია წარმოდგენილი Sb, Mo, Hg და W (ნახ.10).

პოსტკოლიზიური ვითარება ირანიდან მცირე კავკასიაში გრძელდება მეგრი-ორდუბადის კაინოზოურ მაგმურ პროვინციაში, სადაც მიოცენ-ოლიგოცენური ასაკის ინტრუზულ შტოკებს ოქრო- მოლიბდენის მნიშვნელოვანი გამადნება უკავშირდება, რომელიც აგრეთვე შეიცავს Sb, W და Hg. ოლიგო-მიოცენურ დაციტ-პორფირულ შტოკებთან სევან-აკერის სუტურაში მნიშვნელოვანი ოქროს საბადოები ზოდი და მეჰრადზორია ცნობილი. ოქროს მინერალიზაციას აქაც ახლავს Sb და W, იგი ოქროს შემცველ კვარც - ანთიმონიტური გამადნებითაა წარმოდგენილი (Melikian, 1977).

იშვიათ მეტალთა (Sb, Mo, Hg და W) და ოქროს პოსტკოლიზიური მინერალიზაცია ცნობილია კავკასიონის ნაოჭა-სხლეტვით ზონაში (ნახ.7, VI). აქ ეპითერმული მარღვული გამადნება უკავშირდება პოსტკოლიზიური განვითარების სტადიას. ამ

მხრივ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ზოფხითოს საბადო. ზოფხითოს საბადო აგეგმილი და დეტალურად შესწავლილია შ.ხადურის მიერ. მის მიერ ჩატარებული კვლევის შედეგები საქართველოს გეოლოგიური სამმართველოს ანგარიშებშია ასახული (1980-1990). გამადნება აქ წარმოდგენილია კვარც-ანთიმონიტური ძარღვებით და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მინერალიზაციით. მადანმომიჯნე შეცვლილი ზონა გაკვარცებით, სერიციტიზაციით და პირიტიზაციით ხასიათდება. ისიც ოქროს და Sb-ს შემცველია. მადანშემცველი ძარღვები კვეთენ ქვედა იურულ ფიქლებს. ოქროს შემცველობა ძარღვებში 4.35 გ/ტ უდრის, ვერცხლისა-4.15 გ/ტ. ოქროს მარაგი ამ საბადოზე 34 ტონას აღემატება, Sb -41223ტ., ვერცხლისა-39 ტონაა.

ზოფხითოს საბადოს ფორმირება გვიანალპურ აქტივიზაციას უკავშირდება (G.Tvalchrelidze, 1984), პოსტკოლიზიური მინერალიზაცია კავკასიონის მთავარი ქედისა და სამხრეთ ფერდის ფარგლებში ნაოჭა-რღვევითი სარტყელშია მოქცეული. აქ ცნობილია აგრეთვე ოქროს შემცველი იშვიათ მეტალთა გამადნება (Au, Sb, Mo, Hg და W) ავადხარის, ახეის, ნოცარულასა და სხვა მადანგამოვლინებებზე. გამადნებას აკონტროლებს ოლიგო-მიოცენური დაციტური ექსტრუზიები და გრანოდიორიტული ინტრუზული შტოკები.

ძარღვული ტიპის ოროგენული წარმოშობის მეორე მნიშვნელოვან საბადოს ლუხუმი წარმოადგენს. გამადნება აქ ოქრო-არსენოპირიტ - ანთიმონიტურია. მინერალიზაციას აკონტროლებს მსხვრევისა და რღვევის ზონები ზედა ლიასურ ფიქლებსა და კირქვებში. გამადნება წარმოდგენილია კვარც-ანთიმონიტისა და კვარც-ანთიმონიტ-რეალგარ-აურიპიგმენტის ძარღვებით და კვარც-ანთიმონიტ-კარბონატული და კვარც-შეელიტური შტოკვერკებით. ოქროს შემცველობა ძარღვში 5.10 გ/ტ-ს უდრის, As- 6.7%,, Sb-7.37 %, მადნის მარაგი 483000 ტონაა, რომელიც Au-14.04 ტ., Sb-2580 ტ, As 1800ტ შეიცავს.

კავკასიონზე, რეგიონურ რღვევას უკავშირდება ოკრილა-აჩაპარას მადანგამოვლინება (Окрощваридзе, Блуашвили, 2008). აქაც ოქრო Sb და W-თან ასოცირდება, გამადნება

წარმოდგენილია კვარც-შელიტური, კვარც-პირიტის, კვარც-პოლიმეტალური და ოქროს შემცველი კვარცის მარღვებით, მადანმომიჯნე ზონა გაკვარცებულია, ქლორიტიზირებული და გასერიციტებული. ოქროს შემცველობა მადანში 3-4 გ/ტ უდრის. ოქრო უკავშირდება კვარც-პირიტ-არსენოპირიტის, გალენიტის და სფალერიტის შემცველ მარღვებს Sb და W-თან ასოციაციაში.

კავკასიონის ნაოჭა-სხლეტვით ზონაში იშვიათ მეტალთა მრავალი მადანგამოვლინებაა ცნობილი. მათ შორის კარობის მოლიბდენის საბადო, რომელიც 9.8% მოლიბდენს შეიცავს (მოლიბდენის მარაგია აქ 50 ტონას უდრის) , ნოცარას მადანგამოვლინება შეელიტის გამადნებით - W-3.5 %, Au 2.30გ/ტ (50 ტ W და 18882 კგ Au). ამ გამადნებას აქ კაინოზოური ასაკის გრანიტოიდული შტოკები აკონტროლებს. გავრცელებულია, აგრეთვე, ვერცხლის წყლის მადანგამოვლინებები ახეი - Hg-0.34% (2546 ტ მარაგით), ავადხარა Hg-0.29% (1353ტ), ახახჩა Hg-0.5% 2200ტ). მინერალიზაციაში ანთიმონიტის მონაწილეობს. გამადნება ლოკალიზებულია ქვედა იურულ ფიქლებში და რღვევის ზონებით კონტროლდება. პოსტკოლიზიურ ოქროს მინერალიზაცია Hg და Sb-თან ასოციაციაში ცნობილია მენდერესის პალეოზოურ მასივშიც (დასავლეთი ანატოლიდები). იგი წარმოდგენილია კურგუნლუს, ემირლის და ჰალიკოს საბადოებით (ნახ.6). ისინი კაინოზოური რღვევებით და მსხვრევის ზონებით კონტროლდება. ოქროს მინერალიზაცია აქაც ასოციირებულია Sb, W და Hg (Yigit, 2009). რღვევის ზონებთან დაკავშირებული ოქროს მინერალიზაცია ცნობილია აგრეთვე აღმოსავლეთ როდოპებში ადა-ტეპეს საბადოზე (Marchev et al.,2004).

ამგვარად საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიური გამადნება ყველგან ნაოჭა-რღვევით ზონებითა და ოროგენული გრანოდიორიტ-დაციტპორფირული ინტრუზული შტოკებით კონტროლდება. იგი ზედადებულია სხვადასხვა ასაკის (პალეოზოურიდან-კაინოზოურამდე) ფანეროზოურ ქანთა კომპლექსებზე. გამადნება წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძპორფირული და მცირესულფიდური მარღვულ-შტოკვერკული ოქროს და იშვიათ მეტალთა (Sb, Mo, Hg და W) მინერალიზაციით. იშვიათ მეტალთა ეს

ასოციაცია ახლავს როგორც ოქრო-სპილენძპორფირულს და პოლიმეტალურ გამადნებას, ისე მადანშემცველ ქანთა კომპლექსს, როგორც მადანმომიჯნე ზონაში ისე მის გარეთ.

პოსტკოლიზიური ვითარება ძირითადად ტეთისის ოკეანის სრულ დახურვას და აფრო-არაბეთისა და ევრაზიის კონტინენტების კონვერგენციას უკავშირდება, რომელსაც პასიური კიდის ევრაზიის აქტიურ კიდეზე ძლიერი წნეხი განაპირობებს. მას ოროგენეზი (მთათა წარმოშობა), ნაოჭა-სხლეტვითი ტექტონოგენეზი და სინოროგენული გრანიტოიდული, გრანოდიორიტ - პორფირული და დაციტპორფირული ინტრუზული აქტივობა უკავშირდება, რომელიც აკონტროლებს ოქრო-პოლიმეტალურ და ოქროს მცირე სულფიდურ და იშვიათ მეტალთა გამადნებას. პოსტკოლიზიური განვითარების ამ ეტაპის გეოქიმიურ ინდიკატორებს იშვიათ მეტალთა კომპლექსი (Sb, W, Mo, Hg) წარმოადგენს. ამგვარი ვითარება საკვლევი რეგიონის ფარგლებში ირანში, კავკასიასა და თურქეთშია დადგენილი. ამავე დროს, სინორეგენული ინტრუზული აქტივობის ასაკი ყველგან ოლიგოცენ-მიოცენით თარიღდება და ყველგან მას პოსტკოლიზიური ვითარების ინდიკატორი, იშვიათ მეტალთა ასოციაცია ახლავს. ამდენად, სუბდუქციის დასასრული, ოკეანის სრული დახურვა და ოროგენეზისი და მასთან დაკავშირებული ინტრუზული აქტივობა სრულყოფილ პოსტკოლიზიურ ვითარებას ასახავს და ისიც ოლიგოცენ-მიოცენურით თარიღდება. ეს იმით დასტურდება, რომ სუტურების ფორმირების ბოლო ეტაპიც IAES და ინტრაპონტიდების სუტურების მაგალითზე ზედა-ეოცენ-ოლიგოცენით თარიღდება. პოსტკოლიზიური განვითარების შემდეგი ეტაპი პოსტმიოცენ-მეოთხეულ ვულკანიზმში გამოვლინდა.

პოსტკოლიზიური ვულკანიზმის კავშირი გეოდინამიკურ ვითარებასთან, დეტალურად არის შესწავლილი ი.დილეკის, ნ.იმამვერდიევის და შ.ალტუნკაინაკის მიერ (Dilek et al., 2010). მათი კვლევის ობიექტი მოიცავს არაბეთის ტერიტორიას, ირანს, მცირე კავკასიონს და აღმოსავლეთ თურქეთს. აქ მათ შეისწავლეს

პოსტკოლიზიური კირტუტე დაციტური, შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური და ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტური ვულკანიზმი და დაადგინეს დროსა და სივრცეში ასტენოსფეროს გავლენა ვულკანიზმის ხასიათზე. კერძოდ, მანტიური გავლენის პირველი ეტაპი გვიან მიოცენურ - ადრე პლიოცენურია და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ ვულკანიზმში გამოვლინდა. შემდეგ, პლიოცენ-მეოთხეულში, იწყება ტოლეიტ-ტუტე ოლივინიან ბაზალტური ვულკანიზმი, რომელიც მანტიური მასალის უფრო ინტენსიური გავლენითაა განპირობებული და ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტურ და ტრაქიანდეზიტურ სერიების ფორმირებაში გამოიხატა. იგი პეტროქიმიურად და გეოქიმიური მახასიათებლებით პრეკოლიზიური ინტერარკულ-ბეკარკულ რიფტულ ვულკანიზმს შეესაბამება, თუმცა აქ რიფტინგი არსად არ დასტურდება და იგი ღრმა კერებიდან ნაპრალები ამოფრქვევებით არის განპირობებული. აღსანიშნავია, რომ პოსტკოლიზიურ ვულკანიზმს აქ არ უკავშირდება მადანწარმოშობა ან იგი ჯერ არ არის გამოვლენილი პოსტმიოცენური ვულკანური სერიების სუსტი ეროდირების გამო.

საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიურ ვულკანურ აქტივობას დროში წინ უსწრებს ოლიგოცენ-მიოცენური დაციტპორფირული და გრანოდიორიტ-პორფირული მაგმატიზმი, რომელსაც ოქრო-სპილენძპორფირული და ოქროს მცირე სულფიდური მადანწარმოშობა უკავშირდება, იშვიათ მეტალთა ზემოხსენებულ ასოციაციასთან (Sb, W, Mo, Hg)ერთად. ეს ასოციაცია, როგორც აღინიშნა, ამ ეტაპის პოსტკოლიზიური ვითარების ინდიკატორია.

ანალოგიური სიტუაცია დამახასიათებელია მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის პოსტკოლიზიური ვითარებისათვის, ოქროსა და იშვიათ მეტალთა ასოციაცია ფიქსირდება ტეთის-ევრაზიურ მეტალოგენურ სარტყელში მურუნტაუს ჯგუფის საბადოთა მაგალითზე. ალტაიდების ოროგენულ სისტემაში, რომლის ფორმირება გვიანპალეოზოურ კოლიზიას უკავშირდება. აქ გიგანტურ ოქროს საბადოთა წარმოშობა (მურუნტაუ, კუმტორი, ჩოლბოი და სხვა) უკავშირდება ტიანშანის

პროვინციაში ფინალური ამაღლამიზაციის და კოლაჟის ეტაპს(Yakubchuk et al., 2002).
ოქრო აქ ასოციაციაშია Sb, Mo, და W.

კუმტორის საბადოზე დადგენილია : Au, W, Cu, Te, Ag, Pb, Sn, Sb-ის თანაარსებობა.

მურუნტაუს საბადოზე: Au, As, W, Bi, Te, Cu.

ჩალბოის საბადოზე : Au, Sb, Hg, Pb და Zn.

დაუგუზტაუს და ამანტაიტაუს საბადოებზე: Au, Ag, As, Sb, Mo, W და Cu.

ოქროს მინერალიზაციის მსგავსი კავშირი იშვიათ მეტალთა კომპლექსთან დადგინდა იუკონში (კანადა) ტომბსტონის ოქროს სარტყელში. აქ პოსტკოლუზიური მინერალიზაცია დაკავშირებულია იურულ-ცარცულ ოროგენეზთან და კონტროლდება სინოროგენული ინტრუზივებით. გეოდინამიკური განვითარება აქ უკავშირდება ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის ტრასულ-ცარცულ კონვერგენციას ფარალონის ფილასთან, რომელმაც განაპირობა ოკეანური ტერეინის და კონტინენტის კიდის კოლიზია. ოქროს მინერალიზაციას ახლავს Te, Bi, As, W და Sb-ის ასოციაცია. ოქროს გამადნება უკავშირდება კვარცის ძარღვებს W Au, Ag, Pb, Zn, Sb - თან ასოციაციაში (Mair et al., 2006).

მსგავსი ვითარება და მინერალიზაცია დადგენილია სამხრეთ-აღმოსავლეთ ავსტრალიაში, დასავლეთ ლაჩლანის ოროგენში, სადაც სინკოლიზიური ოქროს მინერალიზაცია ასოციაციაშია Bi, Te, As, W, Mo, Sn Sb-თან.

ამგვარად, პოსტკოლიზიურ ვითარებაში ოროგენეზისთან და ოროგენულ ინტრუზულ მაგმატიზმთან დაკავშირებულია უმნიშვნელოვანესი ოქროს საბადოები, სადაც ოქრო ასოციაციაშია Sb, W, Hg და Mo. მათ შორის არიან ოქროს გიგანტური საბადოები-მურუნტაუ (Au – 175 მლნ უნციის შემცველობით), კუმტორი (19 მლნ უნცია Au) და ზარმიტანი (11.2 მლნ. უნცია Au). აღსანიშნავია, რომ Sb, W, Hg და Mo ასოციირდება პოსტკოლიზიურ ოროგენულ და ინტრუზულ აქტივობასთან

დაკავშირებულ ოქროს საბადოებთან. მათი მონაწილეობა არ ფიქსირდება პრეკოლიზიურ ბეკარკულ, ინტერარკულ და ოკეანურ ვითარებაში. მათ შორის მხოლოდ Mo მონაწილეობს კუნძულთა რკალური ვითარების გამაძნეებაში, რომელიც არ ხასიათდება Sb, W, Hg მონაწილეობის ტენდენციით. ამავე დროს უმნიშვნელოვანესი და გიგანტური Mo საბადოები დაკავშირებულია პოსტკოლიზიურ ვითარებასთან. ასეთებია კაჯარანი და აგარაკი საკვლევ რეგიონში.

ამგვარად, პოსტკოლიზიური პროცესი საკვლევ რეგიონის ფარგლებში, იყოფა ორ ეტაპად. პირველი - ოლიგოცენ-მიოცენური, დაკავშირებულია პოსტოროგენულ ტექტოგენიზთან და გრანიტოიდულ ინტრუზულ აქტივობასთან. მას უკავშირდება ოქრო-სპილენძპორფირული, პოლიმეტალური და ეპითერმალური მცირე სულფიდური ოქროს მინერალიზაცია, იშვიათ მეტალთა ასოციაციასთან (Sb, W, Mo, Hg) და საკუთრივ ამ მეტალთა საბადოებთან. ეს იშვიათი მეტალები, ამავე დროს, პოსკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორებს წარმოადგენენ. ამ ეტაპის პოსტკოლიზიური პროცესი ზედადებულია სხვადასხვა ასაკისა და შემადგენლობის პრეკოლიზიურ ვითარებაში ფორმირებულ ქანთა კომპლექსებზე. აღნიშნული იშვიათი მეტალები არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური ვითარებისათვის და ისინი წარმოადგენენ პოსტკოლიზიური პროცესის გეოქიმიურ ფონს. პოსტკოლიზიური პროცესის მეორე ეტაპი წარმოადგენილია პოსტმიოცენური-პლიოცენ-მეოთხეული შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური და ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანიზმით. იგი ხასიათდება პრეკოლიზიური ვითარების ინტერარკული და ბეკარკული რიფტების ანალოგიური ვულკანური სერიების გეოქიმიური და პეტროქიმიური ინდიკატორებით. თუმცა, იგი არ ხასიათდება რიფტინგით, არ შეიცავს გამაძნეებას და წარმოადგენს ღრმა კერებიდან ნაპრალოური ამოფრქვევის პროდუქტს.

ამგვარად, პოსტკოლიზიური ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მეტალოგენია ხასიათდება შემდეგი მახასიათებლებით :

- გამაღწევა წარმოდგენილია პორფირული და ეპითერმული ძარღვულ-შტოკვერკული მადნებით. აქ არსად არ არის დადგენილი სტრატეგორმული VMS-ტიპის მინერალიზაცია.
- დადასტურდა მადანწარმოშობის კავშირი ოროგენების ნაოჭა-რღვევით სტრუქტურებთან და ოროგენული ეტაპის მაგმურ აქტივობასთან.
- პოსტკოლიზიურ ვითარებაში გამაღწევა ხასიათდება ოქროს მაღალი შემცველობით ასოციაციაში იშვიათ მეტალთა ჯგუფთან (Sb, W, Hg და Mo), როგორც საკუთრივ სულფიდურ, ისე მცირე სულფიდურ და უსულფიდო მადნებში და შემცველ ქანებში. აღნიშნული იშვიათი მეტალები აქ ოქროს საძიებო კრიტერიუმს წარმოადგენენ.
- პოსტკოლიზიურ ვითარებაში იშვიათი მეტალები წარმოდგენილნი არიან საკუთარი გამაღწევით. კერძოდ, ანთიმონიტის, შეელიტის, ვოლფრამიტის და ვერცხლის წყლის საბადოებით.
- ოქროს და იშვიათ მეტალთა გენეზისი პოსტკოლიზიურ ვითარებაში დაკავშირებულია დიდ სიღრმეზე სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციასთან და მაღალტემპერატურული ფლუიდების ნაკადის ლითოსფეროში შეღწევასთან. ფლუიდები მძლავრი ოროგენული სიალური ქერქიდან გამოტუტავენ ოქროსა და იშვიათ მეტალებს პორფირული და ეპითერმული ძარღვულ-შტოკვერკული გამაღწევის ფორმირებით.
- პოსტკოლიზიური ვითარება ხასიათდება ინდიკატორ იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Hg და Mo) მაღალი გეოქიმიური ფონით. ამდენად იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია, ამავე დროს ზოგადად პოსტკოლიზიური ვითარების ინდიკატორია. აღსანიშნავია, რომ პრეკოლიზიურ ვითარებაში, მათი მონაწილეობა არ არის დამახასიათებელი, გამონაკლისს მოლოდ მოლიბდენი წარმოადგენს.

შედეგების განხილვა და ანალიზი

საკვლევ რეგიონში, ევრაზიის აქტიური კიდის ფარგლებში გეოდინამიკის მეტამორფიზმის, მაგმატიზმის (ვულკანიზმის), პოსტვულკანური ჰიდროთერმული აქტივობისა და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მეტალოგენიის კვლევის შედეგად გამოვლინდა შემდეგი ტენდეციები:

ევრაზიის აქტიური კიდის გეოდინამიკური განვითარება პრეკოლიზიურ და პოსტკოლიზიურ სტადიებში აისახა. პრეკოლიზიური სტადია ტეთისის ოკეანური ფილის ჩრდილოვერგენტული სუბდუქციას უკავშირდება ევრაზიისა და აფრო-არაბეთის კონტინენტების კორვენგენციის პროცესში, რომელიც გვიან პროტეროზოურში იწყება და ეოცენში ოკეანის სრული კოლიზიით და დახურვით სრულდება. სუბდუქციის პროცესში ხდებოდა აფრო-არაბეთის პასიური კიდიდან ტერეინების მოწყვეტა და მათი ევრაზიის აქტიური კიდისკენ მიგრაცია. კონვენგენციის პროცესში ტერეინების გამყოფი ოკეანური შტოების კოლიზიის შედეგად მათ შორის ოკეანური სუტურების ფორმირება ხდება. ოკეანის კოლიზიის შემდეგ აფრო - არაბეთის კონტინენტის ევრაზიის კიდეზე მიჯრისა და მისი ძლიერი წნეხის შედეგად პოსტკოლიზიური განვითარების სტადია იწყება.

რეგიონის გეოლოგიური და გეოდინამიკური განვითარება სუბდუქციის პროცესით არის განპირობებული. პრეკოლიზიურ სტადიაზე ოკეანის სრულ დახურვამდე მეტამორფიზმის, ვულკანიზმის, პოსტვულკანური აქტივობისა და მადანწარმოშობის პროცესი სუბდუქციით რეგულირდება, ხოლო პოსტკოლიზიურ სტადიაზე სუბდუქციის პროცესი მთავრდება, თუმცა ოროგენის ქვეშ დიდ სიღრმეზე მოქცეული სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაცია გრძელდება, რომელიც მანტიური დიაპირის აღშფოთებას და მასთან დაკავშირებულ სითბურ - ფლუიდური ნაკადის აღმასვლას განაპირობებს. პირველ ეტაპზე იგი პოსტოროგენულ ნაოჭა-სხლეტვის ზონებთან დაკავშირებულ მაგმატიზმს, ჰიდროთერმულ აქტივობას და

მადანწარმოშობას აკონტროლებს და შოშონიტ - ტრაქიანდეზიტური და ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანიზმით სრულდება.

პრეკოლიზიურ ვითარებაში სუბდუქციის პირველი ეტაპი ნორმული სუბდუქციითაა წარმოდგენილი. ამ ეტაპზე სუბდუქცირებული ფილა ტრანსფორმაციის გარეშე იძირება მანტიაში და მას მანტიური დიაპირის აღშფოთება არ ახლავს. სუბდუქციის პირველი ეტაპს რეგიონალური მეტამორფიზმიც უკავშირდება.

ფანეროზოულში რეგიონული მეტამორფიზმი უმჭიდროესად უკავშირდება სუბდუქციის პროცესს. სუბდუქციის საწყის ეტაპზე, ჯერ კიდევ სუბდუქცირებული ფილიდან ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობამდე, დიდ სიღრმეზე, მაღალი წნევით და სუბდუქციით გამოწვეული მაღალი სითბური და ფლუიდური ნაკადის ზემოქმედების შედეგად ლითოსფეროში იწყება რეგიონული მეტამორფიზმი მაღალტემპერატურული გრანულიტური და ალმადინ-ამფიბოლიტური ფაციესების ფორმირებით, რომლებიც ალმავალ ჭრილში უფრო დაბალტემპერატურულ ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ და მწვანე ფიქლების მეტამორფიზმში გადადის. რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურა 350-750⁰ C ფარგლებში მერყეობს 4000 ბარის წნევის პირობებში. ამ ტემპერატურაზე და მაღალი წნევის პირობებში შესაძლებელი იყო სუბდუქცირებული ფილიდან და ლითოსფეროდან, ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობამდე, გრანიტული მლღვარის გამოდნობაც, რომელიც განაპირობებს გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსის ფორმირებას. ამგვარად, რეგიონალური მეტამორფიზმი წინ უსწრებს კირ-ტუტე ანდეზიტურ ვულკანურ აქტივობას. ეს თანმიმდევრობა კავკასიის მაგალითზეც დასტურდება. აქ ჰერცინული მეტამორფული კომპლექსის ფორმირება კავკასიონის კრისტალურ გულში დევონ-კარბონით თარიღდება, შუა კარბონში კი მას ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ვულკანიზმი მოსდევს. მეორე მაგალითი ცნობილია ამიერკავკასიის მთათაშუეთში, სადაც გვიან-პალეოზოურ - ადრე იურული ასაკის ანდეზიტ-დაციტური კირტუტე ვულკანური სერია (ქვედა ტუფიტები) განლაგებულია ლოქისა და ძირულის

პალეოზოურ-გრანიტ-მეტამორფულ კომპლექსზე. რეგიონალური მეტამორფიზმისა და კირ-ტუტე ვულკანიზმის ამგვარი თანმიმდევრობა ფანეროზოურში ცნობილია მსოფლიოს სხვა რეგიონშიც, რაც იმას ადასტურებს, რომ ანდეზიტური მაგმის გამოღობას, სუბდუცირებული ფილიდან, წინ უძღოდა რეგიონალური მეტამორფიზმი (Гугушвили, 1980). ამგვარი თანმიმდევრობა აღწერილია უელსის ლეიკის ოლქში. აქ რეგიონული მეტამორფიზმი ამფიბოლიტებითაა წარმოდგენილი, რომელთა ასაკი 475-420 მლნ წელს შეესაბამება და იგი წინ უძღოდა პალეოზოური ასაკის კირტუტე ვულკანურ აქტივობას (Read, 1961). მეორე მაგალითი აღწერილია დასავლეთ ევროპის ჰერცინულ სარტყელში (მილდანუბის სტრუქტურული ზონა), სადაც მიგმატიტები, რომელთა ასაკი 340-320 მლნ წელია, გადაფარულია კარბონული ასაკის მოლასით, რომელიც შეიცავს ტრაქიანდეზიტური ვულკანურ სერიას (Сатош, 1967). ასევე, წყნარი ოკეანის რგოლში, მძლავრ ანდეზიტურ სერიას ქვეშ უდევს რეგიონალური მეტამორფიზმის სარტყელი (Miashiro, 1972). აღსანიშნავია, რომ მეტამორფული აქტივობის ეპიზოდები, ყოველთვის როდი მთავრდება სუბდუცირებული ფილიდან ანდეზიტური მაგმის გამოღობითა და ვულკანიზმით. ამ შემთხვევაში სითბური ნაკადის ზემოქმედება სუბდუქციის პროცესში, არ აღემატება გრანულიტური და ამფიბოლიტური ფაციესების ფორმირებას, რომლებიც აღმავალ ჭრილში ტრანსფორმირდება ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ, პრენიტ-პუმპელიტურ, მწვანე ფიქლებისა და ცეოლითურ ფაციესებში (Гугушвили, 1980). რეგიონული მეტამორფიტები, პოსტვულკანური მეტასომატიტებისგან განსხვავებით, ყოველთვის ხასიათდება ფიქლებრივი ან გნეისური ტექსტურით, რაც აიხსნება მათი ფორმირებით დიდ სიღრმეზე, მაღალი წნევის პირობებში. ამავე დროს, რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესს არასდროს არ ახლავს მასთან უშუალოდ დაკავშირებული მადანწარმოშობა, თუმცა მეტამორფულ კომპლექსში ცნობილია სხვადასხვა სახის გამაღნება და საბადოები, მაგრამ ისინი ყოველთვის ზედდადებულია და მეტამორფიზმის შემდგომი პროცესების ზემოქმედების შედეგი უნდა იყოს.

ნორმული სუბდუქციის შემდეგ ეტაპზე, სითბური ნაკადის ტემპერატურის გაზრდამ გამოიწვია სუბდუცირებული ფილიდან ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობა, კირ-ტუტე ვულკანიზმი და ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის მადანწარმოშობა. მას მოსდევს სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია (დეფორმაცია, გალუნვა, რღვევა, დეტაჩმენტი და დელამინაცია). ფილის ტრანსფორმაციამ სუბდუქციის პროცესში მანტიური დიაპირის შემოჭრა გამოიწვია, რომელსაც თან სდევს ინტერარკული და ბეკარკული რიფტინგი, საწყის ეტაპზე მას შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმი უკავშირდება. მანტიური დიაპირის შემოჭრისა და რიფტინგის გაძლიერებასთან ერთად, იგი ტოლეიტ-ტუტე ბაზალტური ვულკანიზმით იცვლება, რომელსაც ახლავს მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია და სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური გამადნება. მანტიური დიაპირის შემოჭრის შემდგომმა გაძლიერებამ ბეკარკული რიფტის მცირე ოკეანურ ვითარებაში ტრანსფორმაცია განაპირობა ოფიოლიტური ვულკანიზმით, ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტული მაგმატიზმით, ეპიდოტ - ციოზიტ - აქტინოლითური პროპილიტიზაციით, სერპენტინიზაციით და კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური გამადნებით. ყოველივე ზემოთქმული დასტურდება, როგორც საკვლევ რეგიონში, ისე მსოფლიოს სხვა ანალოგიურ გეოდინამიკურ ვითარებაში არსებულ რეგიონებში.

კუნძულთა რკალურ ვითარებაში მადანწარმოშობის პროცესი სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობით კონტროლდება. ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის გამადნებაში სიალური და ბაზალტური ქერქი და მანტიაც მონაწილეობს, რადგან სუბდუცირებული ფილა, საიდანაც ხდება ანდეზიტური მაგმის გამოდნობა, მანტიაში იძირება. ბეკარკების ფორმირებაში აღარ მონაწილეობს სიალური ქერქი და მადანწარმოშობის პროცესი აქ ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობით კონტროლდება. რაც შეეხება ოკეანურ ვითარებას, მისი ფორმირება ძირითადად მანტიის მონაწილეობითაა განპირობებული და კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური მინერალიზაციით ხასიათდება. მადანწარმოშობის პროცესში აქ არ

მონაწილეობს არც სიალური და არც ბაზალტური ქერქი. აქედან გამომდინარე, ვვარაუდობთ, რომ ოქროსა და ტყვიის ძირითადი წყარო სიალური ქერქია, თუთიისა -ბაზალტური ქერქი, ხოლო სპილენძის წყარო მანტია უნდა იყოს.

კავკასიის რეგიონის მაგალითზე მკაფიოდ ისახება ნორმული სუბდუქციის და ფილის ტრანსფორმაციის და მათთან დაკავშირებული ვულკანიზმის და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მადანწარმოშობის მონაცვლეობა დროსა და სივრცეში, როგორც ფილის დაძირვის მიმართულებით სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, ისე ლატერალურად, ფილის დაძირვის მიმართ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. აქ შემდეგი თანმიმდევრობა ისახება: კავკასიის სამხრეთ ფერდზე, პალეოზოურ დიზის სერიაში, ნორმულ სუბდუქციას ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური კირტუტე წყება უკავშირდება, ჩრდილოეთისკენ, კავკასიის წინა ქედის ფარგლებში, ამ ფილის ტრანსფორმაციით და მანტიური დიაპირის შემოჭრით განპირობებული პალეოზოურ-ტრიასული ბეკარკი ყალიბდება, ტოლეიტური ვულკანური აქტივობითა და სპილენძ-თუთიის გამადნებით (ხუდესის ჯგუფის საბადოები).

სუბდუქცირებული ფილის ჩრდილოვერგენტულ ტრანსფორმაციას ქვედა იურაში, უკავშირდება კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მანტიური დიაპირის შემოჭრა, ბეკარკის წარმოშობა და განაპირა ზღვის ფორმირება. მასთან დაკავშირებულია ტოლეიტური ვულკანიზმი და ფილიზ-ჩაის ჯგუფის საბადოთა პირიტ-ქალკოპირიტ-სფალერიტ-პიროტინული გამადნება. სამხრეთით, საქართველოს ბელტის ფარგლებში, მას წინ უძღოდა ნორმული სუბდუქცია და ლოქისა და ძირულის გრანიტ-მეტამორფულ კომპლექსზე ზედდადებული გვიან-პალეოზოურ-ქვედა იურული ასაკის კირ-ტუტე ვულკანური აქტივობა კუნძულთა რკალურ ვითარებაში და ლოქი-ყარაბახის ზონაში (მცირე კავკასიონი) კირტუტე ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტური ვულკანიზმი.

ლოქი-ყარაბახის ზონაში ნორმული სუბდუქცია და კირტუტე ვულკანური აქტივობა ზედა იურაშიც გრძელდება. იგი წარმოდგენილია ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური სერიით, რომელსაც ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება ახლავს (საბადოები

შამლუგი, ალავერდი, გედაბევი და სხვა). უფრო ჩრდილოეთით, ამიერ კავკასიის მთათაშუეთის (საქართველოს ბელტი) ფარგლებში, ზედა იურაში სუბდუცირებულმა ფილამ განიცადა ტრანსფორმაცია და მას უკავშირდება მძლავრი ტოლეიტ-ტუტებაზალტური-ტრაქიტული ვულკანური სერიის ფორმირება.

მსგავსი ვითარება ისახება ზედა ცარცშიც. ართვინ-ბოლნისის ზონის ფარგლებში, ნორმულ სუბდუქციას და კუნძულთა რკალურ ვითარებას უკავშირდება კირტუტე ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ვულკანიზმი და ოქრო - სპილენძპოლიმეტალური მინერალიზაცია (მადნეულისა და დაგქესემანის საბადოები). ჩრდილოეთისკენ, საქართველოს ბელტის ფარგლებში სუბდუცირებულმა ფილამ ინტენსიური ტრანსფორმაცია განიცადა და აქ იგი გამოვლინდა ბეკარკებისათვის დამახასიათებელ პიკრიტ-ბაზალტურ, ტუტე ოლივინიან ბაზალტურ და ტრაქიანდეზიტ-ტრაქიტულ ვულკანიზმში ულტრატუტე ფონოლითური ექსტრუზიებით.

ნორმული სუბდუქციის ტრანსფორმაციას ადგილი ჰქონდა ეოცენშიც. აჭარა-თრიალეთის ინტერარკის ფორმირებას ტოლეიტ-ბაზალტური აქტივობით, სამხრეთით - თურქეთის პონტიდებისა და ართვინ-ბოლნისის ზონის რეგიონებში, წინ უძღოდა ნორმული სუბდუქცია კირ-ტუტე ვულკანიზმითა და ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნებით.

კავკასიისა და ბულგარეთის სრედნეგორიეს ფარგლებში კარგად იკითხება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია და მასთან დაკავშირებული დიაპირის შემოჭრის ინტენსივობის ცვალებადობა ვერტიკალურად აღმავალ ჭრილში. ეს კარგად დასტურდება აჭარა-თრიალეთისა და ბოლნისის მადნიანი რაიონის მაგალითებზე. კერძოდ, აჭარა-თრიალეთის დასავლურ სეგმენტში, რიფტის ფორმირების დასაწყისში ქვედა ეოცენში ვულკანიზმი შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურია, შემდეგ შუა ეოცენში რიფტინგი ძლიერდება, რაც ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანიზმით დასტურდება, ხოლო ზედა ეოცენში ადგილი აქვს რიფტინგის შესუსტებას და ბოლოს სრულ ჩაქრობას, რაც კვლავ შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმით

სრულდება. თუ ტოლეიტ-ბაზალტურ სერიას შუა ეოცენში ფონური ეპიდოტ - ცოიზიტური მაღალტემპერატურული პროპოლიტიზაცია ახლავს, ზედა ეოცენში შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ სერიაში ქლორიტ-ალბიტური და ცეოლიტური პროპილიტიზაცია ფიქსირდება. ფონური პოსტმაგმური პროცესის ტემპერატურული ზონალობა აქ, დროში სითბური ნაკადის ტემპერატურის ვარდნით და უფრო ღრმა დონეზე დიაპირიზმით აიხსნება.

სხვა ვითარება ისახება ბოლნისის მადნიანი რაიონის ფარგლებში, აქ მადნეულისა და ბექთაკარის მადნიან კვანძებზე, აღმავალ ჭრილში ვერტიკალურად მანტიური დიაპირიზმი ძლიერდება და მისი შემოჭრის სიღრმე მცირდება. სანტონური ასაკის მადნეულის საბადო ნორმულ სუბდუქციას უკავშირდება და კუნძულთა რკალურ ვითარებაში ფორმირდება, ხოლო მისი მომიჯნე ბექთაკარის საბადო კამპანურ ტრაქიდაციტურ წყებაშია ლოკალიზებული, რომელსაც თავზე ადევს ტუტე ბაზალტებით და ტრაქიანდეზიტებით წარმოდგენილი ზედა კამპანური ასაკის შორშოლითის წყება, გეოქიმიური და პეტროქიმიური კრიტერიუმებით იგი ბეკარკული ვითარებისთვისაა დამახასიათებელი, რაც იმას მოწმობს, რომ აქ დროში აღმავალ ჭრილში ფილის ტრანსფორმაცია ძლიერდება. მსგავსი ვითარება ისახება ბალკანებშიც (ბულგარეთის სრედნეგორიე), სადაც აღმავალ ჭრილში ნორმული სუბდუქცია, სუბდუცირებული ფილის დეფორმაციის შედეგად ბეკარკის საწყის სტადიაში გადადის.

კავკასიის რეგიონში, აჭარა-თრიალეთის და ტალიშის რიფტული ზონების ფორმირების მაგალითზე, მკაფიოდ ისახება, სუბდუცირებული ფილის ლატერალური ტრანსფორმაცია და მასთან დაკავშირებული ვულკანიზმის, პოსტვულკანური პროცესის და მადანწარმოშობის მონაცვლეობა.

აჭარა-თრიალეთის რიფტი ლატერალურად დასავლეთისკენ შავი ზღვის მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება, რომელიც ოფიოლიტებითაა წარმოდგენილი და მანტიური დიაპირის კიდევ უფრო ინტენსიურ შემოჭრას უკავშირდება, რაც

ინტერარკის მცირე ოკეანურ ვითარებაში გადასვლას ასახავს. ამავე დროს, შავი ზღვის მცირე ოკეანური აუზი ლატერალურად დასავლეთი მიმართულებით ტოლეიტ-ბაზალტური სერიით აგებულ ბურგასის ბეკარკულ რიფტში გადადის, რაც ამ მიმართულებით მანტიური დიაპირის შემოჭრის შესუსტებით უნდა იყოს გამოწვეული. მსგავსი ვითარება ისახება ტალიშის რეგიონში (აზარბაიჯანი) აქ ტოლეიტ-სუბტუტე ბაზალტით წარმოდგენილი ბეკარკი მიმართებით აღმოსავლეთით, კასპიის ზღვის მცირე ოკეანური აუზის ოფიოლიტებს უერთდება და აჭარა-თრიალეთის რიფტის ანალოგიურად ვითარდება. თუმცა გარკვეული განსხვავებაც ფიქსირდება. აჭარა-თრიალეთში შუა ეოცენური ტოლეიტ-ბაზალტური სერია, აღმავალ ჭრილში, ზედა ეოცენში შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტულ წყებაში გადადის, რაც დროში რიფტინგის შესუსტებას ადასტურებს, ხოლო ტალიშში შუა ეოცენურ ტოლეიტ-ბაზალტურ სერიას თავზე ადევს ზედა ეოცენური ქვიშაქვების დასტა, რომელსაც დუნიტ-პერიდოტიტული შტოკები ჰკვეთენ, რომლებიც ოკეანურ ვითარებას ახასიათებს და აქ აღმავალ ჭრილში, აჭარა-თრიალეთისგან განსხვავებით, მანტიური დიაპირის ზემოქმედების უფრო მაღალი დონე დასტურდება.

საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიური ვითარება ტეთისის ოკეანის კოლიზიისა და სრული დახურვის შემდეგ, აფრო-არაბეთის კონტინენტის ევრაზიის აქტიურ კიდეზე წნეხით არის განპირობებული. მეტალოგენია აქ კონტროლდება ნაოჭა-რღვევითი ზონებით და სინოროგენული ოლიგოცენ-მიოცენური გრანოდირიტული ინტრუზული შტოკებით.

საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიური პროცესი ორ ეტაპადაა წარმოდგენილი. პირველი ეტაპი ოლიგოცენ-მიოცენით თარიღდება და ნაოჭა-სხლეტვითი სტრუქტურების ფორმირებას და სინოროგენულ ინტრუზულ აქტივობას უკავშირდება, ხოლო მეორე ეტაპი პოსტმიოცენურია და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ და ტოლეიტ-ტუტეზალტურ ვულკანურ აქტივობაში ვლინდება და მას გამაძნევა არ უკავშირდება, ხოლო პოსტკოლიზიური პროცესის პირველ ეტაპს

ტექტონოგენეზით და ინტრუზული აქტივობით კონტროლირებადი მნიშვნელოვანი გამადნება ახლავს. იგი წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური და ეპითერმული მცირე სულფიდური და უსულფიდო გამადნებით. მადანი, პოლიმეტალების დაბალი შემცველობის ფონზე, ოქროთია გამდიდრებული, რომელსაც ახლავს იშვიათ მეტალთა - Sb, W, Mo და Hg ასოციაცია. აქ გავრცელებულია ოქროს შემცველი ანტიმონითის, შეელიტის, ვოლფრამიტის და ვერცხლისწყლის საბადოები და მადანგამოვლინებები. აღსანიშნავია, რომ იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია არ მონაწილეობს პრეკოლიზიური ვითარების მინერალიზაციაში. იშვიათ მეტალთა შორის მხოლოდ მოლიბდენი მონაწილეობს კუნძულთა რკალებთან დაკავშირებულ მადნებში, თუმცა უმნიშვნელოვანესი მოლიბდენის საბადოები (კაჯარანი და აგარაკი) პოსტკოლიზიური ვითარებით კონტროლდება. ოქროსა და იშვიათ მეტალთა წყაროს ოროგენის სიალური ქერქი წარმოადგენს. მათი გამოტუტვა ხდება ოროგენის მძლავრი სიალური ქერქიდან მაღალტემპერატურული ფლუიდური ნაკადით, მაღალი წნევის პირობებში. ეს ნაკადები ღრმა მაგმური კერებიდან მოედინება და მათი ფორმირება სუბდიცირებული ფილის პოსტკოლიზიურ ტრანსფორმაციას უკავშირდება. საკვლევი რეგიონის პოსტკოლიზიურ ვითარებაში დადგენილია ხსენებულ იშვიათ მეტალთა მაღალი გეოქიმიური ფონი შემცველ ქანებში.

პოსტკოლიზიური ოლიგოცენ-მიოცენური გრანიტოიდული, გრანოდიორიტ-პორფირული და დაციტ-პორფირული მაგმატიზმი საკვლევი რეგიონის და ევრაზიის აქტიური კიდის დიდ ფართზე ფიქსირდება. კერძოდ ირანის, კავკასიის და თურქეთის რეგიონებში. მას ახლავს ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური და მცირე სულფიდური ოქროს გამადნება თანმხლებ იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo და Hg) ასოციაციით, რომელიც პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორს წარმოადგენს. ეს ინტრუზული აქტივობა ყველგან ოლიგოცენ-მიოცენით თარიღდება, რაც საფუძველს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ აფრო-არაბეთის კონტინენტის წნეხით ევრაზიის კიდეზე გამოწვეული პოსტკოლიზიური პროცესი

ოლიგოცენ-მიოცენში იწყება და შემდგომ პოსტმიოცენ-მეოთხეულ ვულკანურ აქტივობაში გრძელდება, თანმხლებ ოროგენეზისთან და ტექტოგენეზთან ერთად, რომელთანაც ნაოჭა-სხლეტვითი სტრუქტურების ფორმირებაა დაკავშირებული.

იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია უკავშირდება ოქროს უმდიდრეს პოსტკოლიზიურ საბადოებს, როგორც ევრაზიის ოქრო-სპილენძპოლიმეტალურ სარტყელში (მურუნტაუს საბადოთა ჯგუფი ტიანშანის პროვინციაში), ისე ტომბსტონის ოქროს ველზე (კანადა) და ლაჩლანის ოროგენულ ოქროს საბადოებში (ავსტრალია) და სხვა. ამდენად ყოველივე ზემოთქმული გვამღვეს საფუძველს ვივარაუდოთ, რომ იშვიათ მეტალთა ასოციაცია (Sb, W, Mo და Hg), ზოგადად, პოსტკოლიზიური ვითარების მკაფიო ინდიკატორს წარმოადგენს.

აღსანიშნავია, რომ პოსტკოლიზიური ვითარების ამ ეტაპის მკაფიო გეოქიმიური მახასიათებელი აქამდე არ იყო ცნობილი, განსხვავებით პრეკოლიზიური ვითარებისგან, სადაც კუნძულთა რკალური, ბეკარკული და ოკეანური სიტუაციები ხასიათდება მკაფიო გეოქიმიური კრიტერიუმებით (Sr^{87}/Sr^{86} , Pb^{206}/Pb^{204} , ქონდრიტული და იშვიათ მიწა ელემენტების შემცველობა და სხვა). ამავე დროს, არ არსებობდა მკაფიო გეოქიმიური მახასიათებლები პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური ვითარების გასამიჯნად, რადგან პოსტკოლიზიური პროცესები ზედადებულია პრეკოლიზიური ვითარების ქანებზე. ამდენად, იშვიათ მეტალთა ასოციაცია (Sb, W, Mo და Hg), რომელიც განსაზღვრავს პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ფონს და რომელიც არ ახასიათებს პრეკოლიზიურ ვითარებას, წარმოადგენს პოსტკოლიზიური სიტუაციის პირველი ეტაპის მკაფიო გეოქიმიურ ინდიკატორს, რაც პოსტკოლიზიურ ვითარებაში მსოფლიოს სხვა რეგიონების მონაცემებითაც დასტურდება.

ძირითადი დასკვნები

1. საკვლევი რეგიონის ფანეროზოული გეოდინამიკური განვითარება პრეკოლიზიურ ეტაპზე და მისი კავშირი რეგიონალურ მეტამორფიზმთან, მაგმატიზმთან, ვულკანიზმთან, პოსტვულკანურ პროცესთან და მეტალოგენიასთან განპირობებულია ჩრდილო ვერგენტულ სუბდუქციით და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციით. ხოლო პოსტკოლიზიურ სტადიაზე იგი დაკავშირებულია ოროგენეზთან, ნაოჭა-სხლეტვით ტექტონიკასთან, სინოროგენულ მაგმატიზმთან და ოროგენის ქვეშ სუბდუცირებული ფილის პოსტსუბდუქციურ ტრანსფორმაციასთან.

2. სუბდუქციის პირველ ეტაპს, სუბდუცირებული ფილიდან ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობამდე, სუბდუცირებულ ფილის მანტიაში დაძირვის პროცესში, აღმავალი სითბურ-ფლუიდური ნაკადის ზემოქმედება ლითოსფეროზე, რეგიონალურ მეტამორფიზმს განაპირობებს. ამ ეტაპზე ხდებოდა გრანულიტული, ალმანდინ-ამფიბოლიტური მაღალტემპერატურული ფაციესების ფორმირება. რეგიონალური მეტამორფიზმის ტემპერატურა $350-750^{\circ}\text{C}$ ფარგლებში მერყეობს, ამ ტემპერატურაზე გრანიტული მაგმის გამოლღობაც არის შესაძლებელი და გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსის ფორმირებაც. ანდეზიტური მლღვარის გამოლღობის შემდეგ, რომლის ტემპერატურა $1000-1100^{\circ}\text{C}$ -მდეა, იწყება კირ-ტუტე ვულკანური აქტივობა კუნძულთა რკალური ვითარების პირობებში. ეს პროცესი ნორმული სუბდუქციითაა განპირობებული. კირ-ტუტე ვულკანური სერია გრანიტ-მეტამორფულ კომპლექსზეა ზედდადებული. რეგიონალური მეტამორფიზმი დროში, წინ უსწრებს კირ-ტუტე ვულკანურ აქტივობას და ორივე ნორმული სუბდუქციის ეტაპით კონტროლდება.

3. სუბდუქციის პროცესში ხდება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია (დეფორმაცია, გასკდომა, დეტაჩმენტი და დელამინაცია), რომელმაც განაპირობა მანტიური დიაპირის შემოჭრა და რიფტინგი ბეკარკ-ინტერარკულ ვითარებაში, შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმით საწყის ეტაპზე, ხოლო დიაპირის

შემოჭრის გაძლიერება ტოლეიტ-ტუტებაზალტურ ვულკანიზმში, თუთია-სპილენძის მინერალიზაციაში და ეპიდოტ-ცოიზიტურ ფონურ პროპოლიტიზაციაში გამოიხატა.

4. ფილის ტრანსფორმაციის ინტენსიფიკაციამ და მანტიური დიაპირის შემოჭრის შემდგომმა გაძლიერებამ, სპრედინგი და ბეკარკის ოკეანურ ვითარებაში გადასვლა განაპირობა, რომელიც გამოვლინდა ოფიოლიტური ტიპის ვულკანურ აქტივობაში და ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტულ მაგმატიზმში. მას ახლავს მაღალ-ტემპერატურული ფონური ეპიდოტ-ცოიზიტ-ქტინოლითური პროპილიტიზაცია და სერპენტინიზაცია. გამაძნედა ამ ვითარებაში, კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური მადნითაა წარმოდგენილი.

5. ამგვარად, სხვადასხვა გეოდინამიკურ ვითარებას სხვადასხვა ტიპის გამაძნედა უკავშირდება. ამავე დროს, ამ ვითარებაში სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობის სხვადასხვა დონე ისახება. ამ ინფორმაციის ანალიზმა მოგვცა საშუალება ვივარაუდოთ ოქროს, ტყვიის, სპილენძის და თუთიის წყარო ფანეროზოულ ქერქსა და მანტიაში. ოკეანურ ვითარებაში, იქ სადაც, მადანწარმოშობის პროცესში მხოლოდ მანტია მონაწილეობს სპილენძ-კოლჩედანური გამაძნედაა ცნობილი. ამით დასტურდება, რომ სპილენძის წყარო მანტიაა. ინტერარკულ და ბეკარკულ ვითარებაში, იქ სადაც, მადანწარმოშობის პროცესში მონაწილეობს მანტია და ბაზალტური ქერქი, თუთია-სპილენძის გამაძნედა ფიქსირდება, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ თუთიის წყაროს ბაზალტური ქერქი წარმოადგენს. კუნძულთა რკალურ სიტუაციაში, მადანწარმოშობაში სიალური ქერქიც მონაწილეობს ბაზალტურ ქერქთან და მანტიასთან ერთად და გამაძნედა აქ ოქროს, ტყვიის, თუთიას და სპილენძს შეიცავს. აქედან ვასკვნით, რომ ტყვიისა და ოქროს წყარო სიალური ქერქია. ოქროს და იშვიათ მეტალთა Sb, Mo, W და Hg კომპლექსის განსაკუთრებით მაღალი შემცველობით ხასიათდება პოსტკოლიზიური ვითარება, რომელიც ოროგენული სიალური ქერქის დიდი სიმძლავრეებით

ხასიათდება, რაც იმას ადასტურებს, რომ ოქროს და იშვიათ მეტალთა წყარო სიალური ქერქია.

6. პრეკოლიზიურ ვითარებაში, გეოდინამიკური განვითარების პროცესში მასთან დაკავშირებული მეტამორფიზმის, მაგმატიზმის, ვულკანიზმის, პოსტვულკანური და მადანწარმოშობის პროცესები დროსა და სივრცეში მონაცვლეობს. იგი სუბდუქციისა და სუბდუცირებული ფილის ტანსფორმაციის შედეგია და სამი მიმართულებით ხორციელდება:

I - სუბდუცირებული ფილის დაძირვის მიმართულებით სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ; II - დაძირვის მიმართ ლატერალურად აღმოსავლეთიდან-დასავლეთისაკენ და III - აღმავალ ჭრილში ვერტიკალური მიმართულებით.

- დაძირვის მიმართულებით სუბდუქციის პროცესში რეგიონალური მეტამორფიზმი დროში, წინ უსწრებს ანდეზიტური მლღვარის გამოდნობას და კირ-ტუტე ვულკანიზმს. კუნძულთა რკალურ პირობებში, მას ახლავს ფონური ცეოლითური პროპილიტიზაცია და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნება. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის და მანტიური დიაპირის შემოჭრის შედეგად იგი ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგით, ტოლეიტ-ტუტეზალტური და შოშონიტ-ტრაქი-ანდეზიტური ვულკანიზმით ხასიათდება. ტოლეიტ-ტუტეზალტურ ვულკანურ აქტივობას მაღალტემპერატურული ფონური ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია და სპილენძ-თუთიის VMS ტიპის გამადნება უკავშირდება. ტრანსფორმაციის გაძლიერება მანტიური დიაპირის უფრო მაღალ დონეზე შემოჭრასთან ერთად ოკეანურ ვითარებას განაპირობებს ოფიოლიტური ვულკანიზმით, ულტაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული ინტრუზული აქტივობით, ფონური ეპიდოტ-ციოზიტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაციითა და სერპენტინიზაციით და სპილენძკოლჩედანური კვიპროსის ტიპის გამადნებით.

- სუბდუცირებული ფილის დაძირვის მიმართ ლატერალური ტრანსფორმაცია, რომელთანაც მანტიური დიაპირის შემოჭრის სხვადასხვა ინტენსივობაა დაკავშირებული, რაც განაპირობებს ოკეანური, ინტერარკ-ბეკარკული და კუნძულთა რკალური ვითარების მონაცვლეობას, მათთვის დამახასიათებელი ვულკანიზმით, მაგმატიზმით, პოსტვულკანური პროცესით და მეტალოგენიით, რომელიც ფილის დაძირვის მიმართულებით ზემოაღწერილი მოვლენების ანალოგიური მონაცვლეობით ხასიათდება. საკვლევ რაიონში აჭარა-თრიალეთის ინტერარკი დასავლეთისკენ შავი ზღვის მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება, რომელიც მიმართებით ბურგასის ბეკარკულ რიფტს უერთდება. თვით აჭარა-თრიალეთის ზონაში შუა ეოცენური ინტერარკული რიფტი ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანიზმითაა წარმოდგენილი. იგი აღმოსავლური მიმართულებით რიფტინგის შესუსტების შედეგად შოშონიტურ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმით ნაცვლდება, რომელიც თავის მხრივ, აღმოსავლეთისკენ ანდეზიტური ვულკანური აქტივობით იცვლება, რაც რიფტინგის ჩაქრობას და ინტერარკის კუნძულთა რკალურ ვითარებაში გადასვლას ადასტურებს. უფრო აღმოსავლეთით კი აზერბაიჯანში, ტალიშის რიფტი ლატერალურად კასპიის ზღვის მცირე ოკეანურ აუზს უერთდება.
- სუბდუქციის ხასიათის ტრანსფორმაცია და მასთან დაკავშირებული მოვლენები ვერტიკალურად, აღმავალ ქრილშიც იცვლება. აჭარა-თრიალეთის ზონის დასავლურ სეგმენტში (აჭარა-გურიის რეგიონი) ინტერარკული რიფტინგის საწყისი სტადია ქვედა ეოცენური შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური სერიითაა წარმოდგენილი, აღმავალ ქრილში, მას შუა ეოცენური ტოლეიტ-ტუტებაზალტური სერია ანაცვლებს, რომელსაც მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპილიტიზაცია ახლავს, ზედა ეოცენში კი, იგი კვლავ შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმით

ნაცვლდება, რომელიც რიფტინგის შესუსტებას ასახავს. ტალიშის რიფტის ზონაში შუა ეოცენური ტოლეიტურ სერიას ზედა ეოცენში ოკეანური ვითარებისთვის დამახასიათებელი ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმი ცვლის, რაც მანტიური დიაპირის შემოჭრის გავლენის გაძლიერებაზე მეტყველებს. გარდა ამისა, ბოლნისის მადნიან რაიონში, ვერტიკალურად აღმავალ ჭრილში და დროში კუნძულთა რკალური ვითარება ბეკარკით იცვლება. იგივე მოვლენები ბულგარეთის სრედნეგორიეშიც ფიქსირდება.

7. პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპზე, ოკეანის დახურვის შემდეგ, სუბდუქციის პროცესი სრულდება, თუმცა ოროგენების ქვეშ გრძელდება სუბდუქციურული ფილის ტრანსფორმაცია, რომელიც იწვევს ფლუიდური ნაკადის წარმოშობას, სიალური ქერქიდან გრანიტოიდული მაგმის გამოღობას, გრანოდიორიტ-დაციტურ ინტრუზიულ აქტივობას მიოცენ-ოლიგოცენში და ოროგენებში ნაოჭა-სხლეტვითი სტრუქტურების ფორმირებას, რაც საფუძველს გვაძლევს ვივარაუდოთ, რომ კონტინენტის პასიური კიდის აქტიურ კიდეზე წნეხით გამოწვეული პოსტკოლიზიური პროცესის დასაწყისი ოლიგოცენ-მიოცენით თარიღდება და პლიოცენ-მეოთხეული ვულკანიზმით გრძელდება. ეს ინტრუზივები და ნაოჭა-სხლეტვითი ზონები აკონტროლებს პოსტკოლიზიურ გამაღნებას, რომელიც წარმოდგენილია პორფირული ოქრო-პოლიმეტალური მინერალიზაციით და მცირესულფიდური ოქროს შემცველი კვარც-ანთიმონიტურ, კვარც-შეელიტურ, ვოლფრამიტულ და ვერცხლისწყლის შემცველ კვარცის მარღვებისა და მათი შტოკვერკების ფორმირებით. გამაღნებას, როგორც პორფირულს, ისე ეპითერმულ-მცირესულფიდურს, მადანმომიჯნე ზონაში, ყოველთვის ახლავს იშვიათ მეტალთა ასოციაცია, წარმოდგენილი Sb, Mo, W და Hg, რომელიც დიდ ფართოზეა გავრცელებული, გამაღნებას აკონტროლებს და ოქროს სამიეზო ინდიკატორს წარმოადგენს. იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია არ ფიქსირდება პრეკოლიზიურ ვითარებაში. ერთადერთ გამონაკლისს Mo წარმოადგენს, რომელიც კუნძულთა

რკალურ გამადნებაში მონაწილეობს. იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია პოსტკოლიზიურ ვითარებაში დიდ ფართზეა გავრცელებული და ზოგადად ამ ვითარების გეოქიმიურ ფონს ქმნის. აღსანიშნავია, რომ პრეკოლიზიური ეტაპის სხვადასხვა ვითარების საღი ქანები მკაფიო გეოქიმიური კრიტერიუმებით ხასიათდება ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ იშვიათ მიწა მეტალებისა და ქონდრიტული ელემენტების შემცველობა და სხვა). პოსტკოლიზიური ვითარება პრეკოლიზიური ვითარების ქანებზეა ზედადებული, ამდენად იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია აქ წარმოადგენს პოსტკოლიზიური ვითარების მკაფიო გეოქიმიურ ინდიკატორს და მას ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება პოსტკოლიზიური ვითარების დადასტურებისთვის რეგიონში. იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის პოსტკოლიზიური ვითარების გამადნებას უკავშირდება.

კავკასიასა და თურქეთში (აღმოსავლეთ ანატოლია) პოსტკოლიზიურ ეტაპზე, პლეისტოცენ-მეოთხეულში ანდეზიტური, შოშონიტური და ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანური აქტივობაა ცნობილი, რომელიც პეტროქიმიურად პრეკოლიზიური ვულკანიზმის ანალოგიურია, რაც იმაზე მიგვანიშნებს, რომ ზოგ უბანზე სუბდუცირებული ფილის ძლიერი ტრანსფორმაციის შედეგად, მანტიური მასალის მონაწილეობა დასტურდება. აქედან გამომდინარე ვვარაუდობთ, რომ აქაც ვერტიკალურად აღმავალ ჭრილში, გარკვეულ ეტაპზე, მანტიური დიაპირის შემოჭრა ხდება, რაც ტოლეიტ-ბაზალტურ ვულკანურ აქტივობაში ვლინდება. აქაც გრანოდიორიტული მაგმატიზმი, დროში სუბდუცირებული ფილის დესტრუქციის გაძლიერებასთან და მანტიური მასალის შემოჭრასთან ერთად შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტურ და ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანიზმით ნაცვლდება, თუმცა, პრეკოლიზიურისგან განსხვავებით, მას არ ახასიათებს რიფტინგი და მადანწარმოშობა.

* * *

ევრაზიის აქტიურ კიდეზე, ფანეროზოული გეოდინამიკის კვლევის შედეგად ვულკანიზმთან და მადანწარმოშობასთან კავშირში დადგინდა, რომ პრეკოლიზიურ ეტაპზე გეოდინამიკას სუბდუქციის ხასიათი განაპირობებს და გეოდინამიკური განვითარება, რეგიონალურ მეტამორფიზმში კუნძულთა რკალურ, ბეკარკ-ინტერარკულ და ოკეანურ ვითარებაში ვლინდება. ყოველი მათგანი ვულკანიზმის (მაგმატიზმის), ფონური ჰიდროთერმული აქტივობით და მეტალოგენიით კონტროლდება. კერძოდ, კუნძულთა რკალური ვითარება კირ-ტუტე ვულკანიზმით, ფონური ცეოლითური პროპოლიტიზაციით და ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური მეტალოგენიით ხასიათდება. ბეკარკ-ინტერარკული-ტოლეიტ-ტუტეზალტური და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური ვულკანური აქტივობით და ფონური ეპიდოტ-ციოზიტური და ქლორიტ-ალბიტური პროპოლიტიზაციითაა წარმოდგენილი. მას ახლავს სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური სტრატიმორფული გამადნება. ოკეანური ვითარება ოფიოლიტური ვულკანიზმით და ულტრაფუძე მაგმატიზმით ხასიათდება, მას უკავშირდება მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაცია და სერპენტინიზაცია, ხოლო გამადნება სპილენძკოლჩედანური მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი. გარდა ამისა, ისახება გარდამავალი სტადიების გეოდინამიკა კუნძულთა რკალური ვითარებიდან ბეკარკულში, რომელსაც თავის მხრივ, მისთვის დამახასიათებელი ვულკანიზმი და მეტალოგენია ახლავს. სუბდუქციის პროცესი პოსტკოლიზიურ სტადიაზე დასრულდა, თუმცა აქ სუბდუქციურებული ფილის ტრანსფრომაცია გრძელდება, რომელიც მაღალტემპერატურულ სითბურ-ფლუიდურ ნაკადს აკონტროლებს, რომელსაც უკავშირდება პოსტკოლიზიური მაგმატიზმი და მეტალოგენია. პოსტკოლიზიური ვითარების პირველი ეტაპი კონტროლდება იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, Hg) ასოციაციით, რომელიც ამ ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორს წარმოადგენს, ხოლო მეორე ეტაპი - შოშონიტური და ტოლეიტ-ბაზალტური ვულკანიზმით, რომელიც მანტიური მასალის შემოჭრითაა განპირობებული და პრეკოლიზიური ვულკანიზმის ანალოგიური გეოქიმიური კრიტერიუმებით ხასიათდება.

შეჯამება

ტეთისის ოკეანის ევოლუციის პროცესში ფანეროზოული გეოდინამიკის კავშირი მეტამორფიზმთან, ვულკანიზმთან, ჰიდროთერმულ პროცესებთან და მეტალოგენიასთან ევრაზიის აქტიური კიდის მაგალითზე, დროსა და სივრცეში, გამოიხატა მოვლენათა შემდეგ თანმიმდევრობაში: ევოლუციის პრეკოლიზიურ (სინსუბდუქციურ) სტადიაზე სუბდუქციის საწყის ეტაპზე, კირ-ტუტე ანდეზიტური მლღვარის გამოღობამდე, მაღალტემპერატურული ფლუიდური ნაკადის მოქმედებამ განაპირობა რეგიონული მეტამორფიზმი, გრანიტოიდური მაგმის გამოღობა და გრანიტ-მეტამორფული კომპლექსების წარმოშობა 350° - 750° C ტემპერატურის პირობებში. სუბდუქციის პროცესში ტემპერატურის ზრდასთან ერთად 1000° - 1100° C-მდე იწყება სუბდუქცირებული ფილიდან და ლითოსფეროდან ანდეზიტური მაგმის გამოღობა, რომელსაც უკავშირდება კირ-ტუტე ვულკანიზმი და კუნძულთა რკალური ვითარება, ფონური ცეოლითური პროპილიტიზაციითა, ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის მეტალოგენიითა და პორფირული და კუროკოს ტიპის გამადნებით. რეგიონული მეტამორფიზმი და კუნძულთა რკალების კირ-ტუტე ვულკანიზმი, ჰიდროთერმული პროცესი და მეტალოგენია უკავშირდება ნორმული სუბდუქციის პროცესს, სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციისა და მანტიური დიაპირის შემოჭრის გარეშე.

სუბდუქციის შემდგომი ეტაპი სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციით იწყება (გალუნვა, დამსხვრევა) ასტენოსფერული მასალის ინექციით, რაც გამოიხატა გარდამავალი ტიპის ვულკანიზმში კირ-ტუტედან შოშონიტურ-ტრაქიანდეზიტურში პირველ ეტაპზე და ტოლეიტ-ტუტეზალტურში მეორეზე. პირველი ეტაპი ხასიათდება ოქრო-სპილენძპოლიმეტალური გამადნებით, სინგენეტური კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზით, რომელიც შემდგომ, ტრანსფორმაციის გაძლიერებასთან ერთად, მაღალტემპერატურულ ფონურ პროპილიტიზაციით და

სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური სტრატომორფული მინერალიზაციით ნაცვლდება ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე, ან მათი მინიმალური მონაწილეობით, რაც რიფტინგის პროცესში სიალური ქერქის რელიქტების არსებობაზეა დამოკიდებული.

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის გამლიერების შედეგად (რღვევა, დეტაჩმენტი, დელამინაცია) და მანტიური დიაპირის ინტენსიური შემოჭრით განპირობებულია სპრედინგის გამლიერება და მანტიური ტიპის ოფიოლიტური ვულკანიზმი და ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმი, მაღალტემპერატურული ეპიდოტ - აქტინოლითური პროპილიტიზაცია, სერპენტინიზაცია და მანტიური სპილენძ-კოლჩედანური მეტალოგენია. აქ გამაღნების პროცესში არ მონაწილეობს არც სიალური ქერქი, ოქროს და ტყვიის წყარო და არც ბაზალური ქერქი, რომელიც თუთიის წყაროს წარმოადგენს.

მეტალოგენიის ანალიზმა სუბდუქციის პროცესთან და ვულკანურ აქტივობასთან კავშირში ცხადყო, რომ ოქროსა და ტყვიის წყარო სიალური ქერქია, თუთიის წყარო ბაზალური შრეა, ხოლო სპილენძის წყარო მანტიაა.

პრეკოლიზიურ სტადიაზე სუბდუქცია დროსა და სივრცეში ხასიათდება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის სხვადასხვა ინტენსივობით, რომელიც სამი მიმართულებით გამოვლინდა: სუბდუცირებული ფილის დაძირვის მიმართ სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ, ფილის დაძირვის ლატერალურად (მიმართებით) და ვერტიკალურად, დროში აღმავალ ჭრილში, რაც, საკვლევ რაიონში ამ სამი მიმართულებით გეოდინამიკური ვითარების ურთიერთგადასვლითა და მონაცვლეობით დასტურდება. გეოდინამიკური ვითარების ლატერალური და მასთან დაკავშირებული მეტალოგენიის მონაცვლეობა აღწერილია აღმოსავლეთ პონტიდების რეგიონშიც (Delibas, et al., 2016).

გონდვანისა და ევრაზიის კონვერგენციამ განაპირობა ტეთისის ოკეანის დახშობა, ოროგენეზისი და პრეკოლიზიური განვითარების გადასვლა პოსტკოლიზიურში. ამ

დროს დასრულდა სუბდუქციის პროცესი, თუმცა გრძელდება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია, რომელმაც გამოიწვია ფლუიდების ნაკადის და მანტიური მასალის შეღწევა ოროგენების მძლავრ ლითოსფეროში. პოსტკოლიზიურ სტადიას უკავშირდება ოროგენების, ნაოჭა სხლეტვითი სტრუქტურების ფორმირება და სინოროგენული გრანიტოიდური მაგმატიზმი. პოსტკოლიზიური პროცესის პირველ ეტაპზე ხდება ფლუიდური ნაკადების შეღწევა ოროგენულ ლითოსფეროში, რამაც განაპირობა ოქროსი და იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo და Hg) გამოტუტვა სიალური ქერქიდან და პორფირული და მცირე სულფიდური მინერალიზაცია. პორფირული გამადნება აქ ოქრო-პოლიმეტალური გამადნებითაა წარმოდგენილი, რომელიც ხასიათდება ოქროს მაღალი შემცველობით პოლიმეტალების დაბალი ტრენდის ფონზე. მცირე სულფიდური გამადნება უკავშირდება კვარც-ანტიმონითურ და კვარც-შეელიტურ მარღვებსა და შტოკვერკებს ოქროს მაღალი მინერალიზაციით. იშვიათ მეტალთა ზემოაღნიშნულ ასოციაციას (Sb, W, Mo და Hg) შეიცავს, როგორც პორფირული, ისე მცირე სულფიდური მადანი. იგი ვრცელდება, როგორც მადანმომიჯნე ზონაში, ისე მადანშემცველ ქანებში და წარმოადგენს ოქროს გამადნების სამეზნ კრიტერიუმს. ამავე დროს, იგი პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიური ინდიკატორია. საკვლევ რეგიონში, პოსტკოლიზიური პროცესის პირველი ეტაპი თარიღდება ოლიგოცენ-მიოცენით. იგი ზედდადებულია პრეკოლიზიური ქანთა სერიებზე და ხასიათდება ხსენებულ იშვიათ მეტალთა მაღალი გეოქიმიური ფონით, რომელიც ამავე დროს წარმოადგენს პოსტკოლიზიური აქტივობის გეოქიმიურ მახასიათებელს. მეორე ეტაპი თარიღდება პლიოცენ-მეოთხეულით და წარმოდგენილია შოშონიტ-ტოლეიტ-ტუტებაზალტური ვულკანური აქტივობით და ხასიათდება იგივე გეოქიმიური ინდიკატორებით (სტრონციუმის და ტყვიის იზოტოპების შეფარდებით, იშვიათ მეტალთა და ჰონდრიტული ელემენტების შემცველობით და სხვა), რომელიც ახასიათებს პრეკოლიზიური ვითარების რიფტოგენუზთან დაკავშირებულ შოშონიტ-ტოლეიტ-ტუტებაზალტურ ვულკანურ სერიებს, რომელთაც VMS ტიპის სპილენძ-თუთიის

გამადნებაც უკავშირდება. თუმცა, პრეკოლიზიურ ვითარებაში არ ფიქსირდება არც რიფტინგი და არც გამადნება და ვულკანური აქტივობა ღრმა კერებიდან ნაპრაღურ ამოფქვევებს უკავშირდება. პოსტკოლიზიურ ეტაპზე, ოროგენების მძღავრი ლითოსფერო, როგორც ჩანს ხელს უშღიდა რიფტინგს და დიაპირის მაღალ დონეზე შემოჭრას.

მადღობები

კვღევები ჩატარდა რუსთავეღის სამეცნიერო ეროვნული ფონდის FR/81/9-152/14 და SCOPE-ს (შვეიცარია), კვღევითი ფონდის JB7620-118901 თანადგომით და ფინანსური უზრუნვეღყოფით. მადღობას ვუხდი რუსთავეღის ფონდის პროექტის მონაწიღე მკვღევარებს რ. მიღინეიშვიღს, ი. ბერიღეს, თ. ჩხოტუღას, ს. ხუციშვიღს, ე. გუღუშვიღს და რ. ჩაგელიშვიღს თანამშრომღობისათვის, მონაცემთა ანალიზში მონაწიღეობისათვის და დისკუსიისთვის. განსაკუთრებით მადღობელი ვარ დ. ზაქარაიასი, რომელმაც დახმარება გამიწია წიგნის გაფორმების ორგანიზებაში და სასარგებღო რჩევებისათვის კვღევის პროცესში; შოთა ადამიას რეგიონული გეოღოღიის მონაცემთა ანალიზისათვის. მადღობა ჯანელიღის სახ. გეოღოღიის ინსტიტუტის კოღეგებს კვღევების პროცესში გაწეული დახმარებისათვის და სხვადასხვა საკითხებზე დისკუსიაში მონაწიღეობისათვის. მსურს დიდი მადღობა მოვახსენო წიგნის რედაქტორებს რ. გოღდფარბს, რ. მორიცს და გ. ზაქარიაღეს შრომის კრიტიკული ანალიზისათვის და კომენტარებისათვის, რომღებმაც დიდი როღი შეასრულეს არსებული მასაღის სრულყოფაში.

Тбилисский Государственный Университет имени И. Джавахишвили,

Институт Геологии имени А. Джанелидзе

В. И. Гугушвили

Преколлизийная и постколлизийная геодинамика эволюции океана Тетис, во взаимосвязи с региональным метаморфизмом, вулканизмом и металлогенией, на примере Евразийской активной окраины

Посвящается академику Георгию С. Дзоценидзе,
Основателю палеовулканологии в Грузии

Редакторы: Ричард Голдфарб, Геологическая Служба США

Роберт Мориц, Женевский Университет

Гурам Закариадзе, Тбилисский Гос. Университет

Тбилиси, 2017

РЕЗЮМЕ

Геодинамика формирования земной коры в палеопротерозое и Архее обусловлено плюмовой тектоникой в условиях пластичной литосферы. В фанерозое, с образованием твердой литосферы геодинамическое развитие связано с современной плейттектоникой. Эти два этапа геодинамического развития в корне отличаются друг от друга по характеру метаморфизма, магматизма и металлогении. Мы попытались показать фанерозойскоеразвитие земной коры и его связь с метаморфизмом, вулканизмом и металлогенией на примере эволюций океана Тетис, в пределах Евразийской континентальной окраины.

Эволюция геодинамики океана Тетис, начиная от процесса субдукции до полного его замыкания, непосредственно отразилась на особенностях характера регионального метаморфизма, вулканизма, гидротермальной деятельности и металлогении Евразийской континентальной окраины в пределах западного сегмента Евразийского металлогенического пояса.

С первым этапом субдукции (без трансформации субдуцируемой плиты) связан региональный метаморфизм и формирование гранит-метаморфического комплекса, за которым с возрастанием температуры следует выплавление андезитового расплава из субдуцируемой плиты и известково-щелочной вулканизм островодужного типа с сопутствующей цеолитовой пропилитизацией и золото-меднополиметаллическим рудообразованием. Вместе с трансформацией субдуцируемой плиты (деформация, разрыв, детачмент, деламинация), в процессе ее погружения в мантию, происходит инъекция мантийного диапира в литосферу, проявившаяся во внутридуговом-задуговом рифтинге, шошонит-трахиандезитовой и толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельности, хлорит-альбитовой и эпидот-цоизитовой пропилитизации и медно-цинковоколчеданном оруденении. С последующим усилением трансформации субдуцируемой плиты близповерхностное внедрение мантийного диапира вызвало интенсивный спрединг и образование палеоокеанической обстановки с мантийным вулканизмом офиолитового типа и ультраосновным дунит-перидотитовым магматизмом с высокотемпературной эпидот-актинолитовой пропилитизацией и серпентинизацией и медноколчеданным оруденением.

Трансформация субдуцируемой плиты и связанные с ней явления проявились во времени и пространстве в трех направлениях: вдоль погружения плиты, латерально ее погружению и вертикально, во времени – от нижнего уровня к верхним зонам геологического разреза. На разных уровнях во времени и пространстве фиксируется изменение интенсивности трансформации, выраженное в соответствующем вулканизме, процессе гидротермального изменения и минерализации.

Тип оруденения определяется участием сиалической, базальтовой коры и мантии. В островодужных условиях, где в процессе рудообразования участвуют и сиалическая и базальтовая кора, а также мантия, формировалась золото-свинцово-медно-цинковая

минерализация. С интрадуговой и задуговой обстановками, где участие сиалической коры не фиксируется, связано медно-цинковое оруденение. В малоокеанической обстановке в процессе рудообразования не участвует ни базальтовая, ни сиалическая кора, а минерализация там, связанная с офиолитовым вулканизмом мантийного типа, представлена лишь медноколчеданным оруденением без участия цинка, меди и золота. Из вышесказанного следует, что источником золота и свинца является сиалическая кора, источником цинка – базальтовый слой, источником же меди – мантия.

Замыкание океана Тетис знаменуется стрессом Афро-Аравийского континента на Евразийскую активную окраину, что проявилось в орогенезисе, в складчато-разломном тектогенезе и синорогенном гранитоидном магматизме. На этом этапе завершается преколлизийная обстановка и начинается постколлизийное развитие. Завершается также и процесс субдукции, однако продолжается трансформация (дробление) субдуцируемой плиты и связанная с ней инъекция мантийного материала и активизация высокотемпературных флюидных потоков.

На первом этапе происходит выщелачивание из мощной орогенной сиалической коры золота и редких металлов (Sb, W, Mo, Hg). Постколлизийные сульфидные месторождения характеризуются высоким содержанием золота на фоне низкого тренда полиметаллов. Малосульфидные же месторождения золота здесь связаны со штокверками золото-антимонитовых, золото-вольфрамитовых и золото-шеелитовых кварцевых жил. Здесь сульфидные, как и малосульфидные месторождения сопровождаются ассоциацией редких металлов (Sb, W, Mo, Hg), являющимся поисковым критерием на золото. Эта ассоциация наложена как на околорудные зоны, так и на рудовмещающие породы и распространена на обширных площадях в постколлизийной обстановке. Следовательно, эти металлы одновременно являются геохимическим индикатором постколлизийной ситуации. Ввиду того, что постколлизийное оруденение наложено на породы преколлизийной обстановки, данная ассоциация является геохимическим фоном постколлизийного процесса этого этапа.

Следующий этап постколлизийного развития представлен шошонитовой и толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельностью. Он связан с дроблением субдуцируемой плиты и проникновением в вулканические очаги мантийного материала.

Шошониты и толеит-щелочные базальты данного этапа по геохимическим критериям аналогичны подобным вулканитам преколлизииной обстановки, однако здесь, в отличие от преколлизииной обстановки, не наблюдаются ни рифтинг, ни минерализации.

Предисловие

Фанерозойская геодинамика Западных Тетисид (рис. 1) обусловлена субдукцией и трансформацией субдуцируемой плиты. Она контролируется метаморфизмом, вулканизмом, поствулканической гидротермальной активностью и металлогенией. С фанерозоя земная кора состоит из твердой литосферы и геодинамика связана с современной тектоникой литосферных плит, тогда как докембрийская геодинамика в основном была обусловлена плюмовой тектоникой в условиях пластичной литосферы. На этой стадии происходила дифференциация коры и мантии и формирование гранитных кратонов. Процесс кратонизации сопровождался миграцией золота, свинца и цинка из верхней мантии в кору, а медь, в основном, оставалась в верхней мантии и ее миграция в кору происходила в условиях фанерозойской плейттектоники. Современная литосфера, сформировавшаяся в фанерозое, состоит из сиалической (гранитной) и базальтовой коры с твердой верхней мантией на континентах и из базальтовой коры и верхней мантии в океанах.

В деструктивных зонах происходит погружение океанической плиты в мантию и выплавление из нее андезитового расплава с известково-щелочной вулканической активностью, формированием дифференцированных базальт-андезит-риолитовых вулканических серий и с их приростом к континентальной коре. Выплавление андезитовой магмы происходит при температуре 1000-1100°C. В процессе субдукции этому предшествует региональный метаморфизм (в интервале температур 350-750°C) с образованием высокотемпературных гранулитовой и амфиболитовой фаций, вплоть до выплавления гранитной магмы. При субдукции в деструктивных зонах - от метаморфизма до выплавления андезитового расплава происходит рост температуры. Аналогично, в конструктивных зонах, в пределах океанических хребтов, в процессе спрединга, после высокотемпературного альмандин-амфиболитового регионального метаморфизма в

третьем геофизическом слое океанической коры происходит выплавление базальтовой магмы с формированием офиолитов и с ультраосновной дунит-перидотитовой интрузивной активностью.

На активных континентальных окраинах субдукции сопутствует трансформация субдуцируемой плиты с внедрением мантийного диапира и с рифтингом. Мантийное влияние отражено на характере магматизма и металлогении. С нормальной субдукцией, происходящей без трансформации субдуцируемой плиты, связана островодужная обстановка, известково-щелочной вулканизм, фоновая низкотемпературная пропилитизация и золото-меднополиметаллическое рудообразование, представленное порфировым и эпитеpmальным типами и стратиморфным оруденением типа Куроко. С трансформацией субдуцируемой плиты (загибание, раскол, детачмент и деламинация) связано внедрение мантийного диапира и рифтинг с формированием задуговых и внутридуговых рифтов. Внедрение диапира на разных глубинах отразилось на характере магматизма и металлогении. Вулканическая деятельность проявилась в формировании толеит-щелочно-оливинобазальтовых и шошонит-трахиандезитовых серий. Оруденение здесь, в основном, представлено медно-цинковоколчеданным типом, а фоновая поствулканическая активность – высокотемпературной эпидот-цоизитовой пропилитизацией. С возрастанием интенсивности внедрения мантийного диапира задуговой рифтинг переходит в стадию малоокеанической обстановки с офиолитовым вулканизмом и ультраосновной магматической активностью с сопутствующей высокотемпературной эпидот-цоизит-актинолитовой пропилитизацией и серпентинизацией, с медноколчеданным оруденением Кипрского типа, которое не содержит золота, свинца и цинка, либо они фиксируются лишь на уровне следов.

Все вышесказанное связано с этапом преколлизийного развития. Здесь металлогения отражает разные обстановки данного этапа – островодужную, внутридуговую, задуговую и океаническую. В островодужной обстановке, где в формировании оруденения участвуют как сиалическая и базальтовая кора, так и верхняя мантия, представлена золото-медно-свинцово-цинковая минерализация. В задуговом и интрадуговом рудообразовании, в основном, участвуют базальтовая кора и верхняя мантия и оруденение состоит из меди и цинка, без содержания свинца и золота. В океанической обстановке с

мантийным магматизмом связано лишь медноколчеданное оруденение. Следовательно, источником золота и свинца в процессе рудообразования является сиалическая кора, источником цинка – базальтовая кора, источником меди – мантия.

Субдукция завершается коллизией океана и сутурированием. Затем начинается этап постколлизиионного развития, с которым связаны орогенезис, формирование складчато-разломных структур и гранитоидная интрузивная деятельность. Постколлизиионное рудообразование обусловлено дальнейшей постсубдукционной трансформацией субдуцированной плиты на больших глубинах, потоком высокотемпературных мантийных флюидов и формированием золото-меднополиметаллической порфировой и малосульфидной эпитеpmальной минерализации с сопутствующей редкометальной (Sb, W, Mo, Hg) ассоциацией. Оруденение характеризуется высоким содержанием золота при относительно низком тренде полиметаллов. Для преколлизиионного рудообразования не характерно участие данной ассоциации редких металлов. Исключением является молибден, участвующий в оруденении островных дуг, однако наиболее значительные месторождения молибдена контролируются постколлизиионной обстановкой.

В постколлизиионной обстановке золото присутствует как в полиметаллическом сульфидном рудообразовании, так и в безсульфидных и малосульфидных кварц-антимонитовых, кварц-шеелитовых и вольфрамитовых жилах и штокверках. Следует подчеркнуть, что как сульфидные, так и малосульфидные руды содержат ассоциацию (Sb, W, Mo, Hg), которая распространена на обширной площади, примыкающей к околорудным зонам. В постколлизиионной обстановке, наложенной на преколлизиионную, эта ассоциация характеризуется высоким геохимическим фоном. Известно, что вулканические и магматические породы различных обстановок преколлизиионного этапа характеризуются определенными геохимическими индикаторами, к которым относятся соотношения изотопов стронция и свинца, тренд редкоземельных элементов, содержание хондритов и др. Постколлизиионная обстановка в орогенах наложена на породы различных этапов преколлизиионного развития, следовательно, здесь невозможно определить индикаторы геохимической обстановки в свежих (первичных породах), поэтому не характерный для преколлизиионного этапа комплекс данных редких металлов, связанный с гидротермальной активностью и оруденением постколлизиионного этапа, является

геохимическим индикатором постколлизийной обстановки и контролирует постколлизийное оруденение, наложенное на преколлизийные породы. Одновременно он является поисковым критерием на золотое оруденение.

Выщелачивание редких металлов данной ассоциации вместе с золотом из мощной сиалической коры орогенов обусловлено потоком высокотемпературных флюидов в условиях высокого давления.

В нашей работе рассматривается территория Евразийской активной окраины в пределах Ирана, Турции, Кавказа и Карпато-Балканской области, с которой связан центральный сегмент Евразийского металлогенического пояса. В этом регионе особенности фанерозойской геодинамики, магматизма, постмагматических процессов и металлогении с давних пор являются объектом детального изучения.

Мы попытались на основании наших детальных работ в данном регионе и, опираясь на анализ литературного материала, сформулировать наши представления о процессах преколлизийного и постколлизийного развития и их связи с метаморфизмом, магматизмом, вулканической деятельностью, поствулканическим процессом и металлогенией.

1. Связь субдукции с метаморфизмом, вулканизмом, поствулканической гидротермальной активностью и металлогенией.

Фанерозойскую геодинамику и ее поэтапную связь с метаморфизмом, вулканизмом и поствулканическими процессами на Евразийской континентальной окраине мы рассматриваем, опираясь на наши многолетние исследования Кавказа, Ирана, Турции и Карпато-Балканского региона. Фактический материал и обсуждение результатов исследований в основном представлены в опубликованных за последние годы работах (Гугушвили и др. 2014; Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016, Moritz et al; 2016). Данный регион является подходящим объектом для изучения фанерозойского геодинамического развития, метаморфизма, вулканологии, поствулканических процессов и металлогении. Исследования в этом направлении отражены во многих работах (напр. Adamia et al., 1977;

2011; 2016; Бабазаде и др., 2015; Гамкрелидзе, Шенгелия 2005; Gamkrelidze et al., 2015; Jamali et al., 2010; Lordkipanidze et al., 1988; Zakariadze et al., 1983; Gugushvili et al., 2001; 2002; 2010; Гугушвили 1980; G.Tvalchrelidze, 1984; 1985; A.Tvalchrelidze, 1987; Схиртладзе, 1965; Беридзе и Буадзе, 1977; von Quadt et al., 2005; R.Moritz et al., 2004; 2006; 2016; Кекелия и др., 1993; 2000; Надарейшвили, 1999; Татишвили, 1970; Н.Дзоценидзе и др., 1975; Okay and Tüysüs, 1999; Okay, 2000; Yigit, 2009; Kazmin et al., 1986; 2000; Güner, 1989; Imamverdiev, 2001; Jankovich, 1977; Мурадян, 1987; Рамазанов, 1992; Strashimirov et al., 2002; Sosson et al., 2010; Аревадзе и др., 1983). Данные этих работ нами проанализированы и использованы в наших исследованиях.

В процессе субдукции и коллизии океана Тетис происходил отрыв террейнов от Афро-Аравийской пассивной окраины и их миграция к Евразийской активной окраине. В процессе субдукции и конвергенции эти террейны разделяли ветви океана. Конвергенция привела к коллизии ветвей с образованием сутур между террейнами. Этим заканчивается этап преколлизиионного развития. В процессе субдукции преколлизиионное развитие региона проявилось в формировании островодужной, интрадуговой, задуговой и океанических обстановок. Формирование сутур завершает преколлизиионное развитие и знаменует начало постколлизиионного этапа, контролируемого давлением Афро-Аравийского континента на Евразийский (Adamia et al., 2016), что проявилось в орогенезе, в формировании складчато-разрывных структур, орогенной магматической деятельности и в постколлизиионном рудообразовании.

В исследуемом регионе возраст сутур и их ответвлений (рис. 2) колеблется в пределах от поздне мелового до позднеэоценового. Загрос-Битлисская сутура разделяет Арабскую платформу от Таврид-Анатолийского и Центрально-Иранского террейнов, Хой Ванская сутура (ответвление Загросской) разделяет Иранский блок от Таврид-Анатолийского террейна. Анкара-Эрзинджан-Севанская сутура разделяет Понтиды, Артвин-Болнисскую и Лок-Карабахскую зоны от Таврид-Анатолийского блока и Иранской платформы (рис. 2). В Понтидах ответвлением Анкара-Эрзинджан-Севанской сутуры (рис. 3) является сутура Интерпонтид, коллизия которой завершилась в верхнем эоцене (Güner, 1980, Kazmin et al., 2000).

Преколлизийная обстановка и связанные с ней метаморфизм, вулканизм, поствулканические процессы и золото-меднополиметаллическое рудообразование предшествовали формированию сутур, постколлизийный же этап наступил после завершения и замыкания океана Тетис (Gugushvili, 2015).

1.1 О взаимосвязи субдукции с региональным метаморфизмом

В фанерозое с первым этапом субдукции (до выплавления андезитового расплава и известково-щелочного вулканизма), связан процесс регионального метаморфизма, представленного высокотемпературными альмандин-амфиболитовой и гранулитовой фациями и зеленосланцевым метаморфизмом с понижением температуры флюидов. Метаморфизм обусловлен флюидно-тепловым потоком в процессе первого этапа погружения субдуцируемой плиты в мантию. Температура метаморфизма установлена в пределах 350-750°C. При температуре 700-750°C происходило выплавление гранитной магмы из литосферы. Таким образом формировался гранит-метаморфический комплекс, а с дальнейшим повышением температуры до 1000-1100° начиналось выплавление андезитового расплава с последующей вулканической деятельностью островодужного типа. Как в исследуемом регионе, так и в других регионах мира фиксируется чередование метаморфических комплексов с известково-щелочными вулканическими сериями.

На Кавказе метаморфический комплекс кристаллического ядра Большого Кавказа датируется девоном-ранним карбоном, его формирование предшествует среднекарбовому известково-щелочному андезит-дацит-риолитовому вулканизму островодужного типа. Другой пример аналогичного взаимоотношения известен в межгорье Закавказья, где палеозойский гранит-метаморфический комплекс Дзирульского массива перекрыт позднепаалеозойской нарульской известково-щелочной вулканической свитой, образованной в островодужной обстановке (Adamia et al., 2016).

Можно привести множество примеров и из других регионов мира, которые подтверждают, что процессы регионального метаморфизма происходили до выплавления андезитовой магмы из субдуцированной плиты и до островодужной вулканической активности (Гугушвили, 1980). Подобные взаимоотношения известны в Уэльсе (Лейкская область), где

представленный амфиболитовой фацией, региональный метаморфизм, возраста 475-420 млн.лет, предшествовал известково-щелочной андезит-риолитовой вулканической деятельности (Read, 1961). Другой пример известен в герцинском поясе ((Молданубская структурная зона), где мигматиты возраста 340-320 млн.лет перекрыты молассой карбонового возраста, содержащей мощную серию трахиандезитовых вулканитов (Сатон, 1967). Д.Сатон (1967) приводит еще один пример из Шотландии, где нижнедевонская известково-щелочная серия вулканитов расположена над комплексом амфиболитов, испытавших региональный метаморфизм позднекаледонского этапа, возраст которого 420-400 млн.лет. Данная известково-щелочная серия сечется гранитными штоками с возрастом в 410-400 млн.лет. Кроме того установлено что в Тихоокеанском кольце мощная андезитовая серия вулканитов расположена над поясом регионально метаморфизованных пород (Miashiro, 1970).

Как известно, температура формирования регионального метаморфизма находится в пределах 350-750°C, а выплавление андезитов происходит при температуре 1000-1100°C. Отсюда следует, что в мобильных зонах субдукция происходит с воздействием прогрессивно возрастающего теплового потока, и процесс завершается выплавлением андезитовой магмы. Если постмагматический метасоматоз синхронен и завершает вулканическую активность, то региональный метаморфизм предшествует выплавлению магмы.

Можно привести еще много примеров где эпизоды регионального метаморфизма предшествуют андезитовой вулканической активности, однако следует отметить, что они не всегда завершаются выплавлением магмы из субдуцируемой плиты и литосферы и вулканической деятельностью. Иногда воздействие теплового потока не превышает условий формирования гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, которые в процессе восходящего теплового потока с его остыванием трансформируются в эпидот-амфиболитовую, пренит-пумпеллитовую, зеленосланцевую и цеолитовую фации (Гугушвили, 1980).

Аналогично, в конструктивных зонах океанических хребтов, в третьем геофизическом слое, на глубине 6 км, в условиях аномально высокого теплового потока формируются высокотемпературные алмадин-амфиболитовые фации метаморфизма при давлении

4000 бар и минимальной температуре 550°C (Аументо и др., 1973). Метаморфизм здесь предшествовал извержению из мантии базальтов второго геофизического слоя, которому сопутствует эпидот-цоизит-актинолитовая пропилитизация, следовательно и здесь региональный метаморфизм третьего геофизического слоя, предшествовал извержению офиолитов, формирующих второй геофизический слой. Региональный метаморфизм в деструктивных и конструктивных зонах различен. В деструктивных зонах он представлен гранулит-амфиболитовой фацией, по восстанию переходящий в более низкотемпературные эпидот-амфиболитовую, пренит-пумпеллиитовую, зеленосланцевую и цеолитовую фации. В конструктивных зонах, в океанических условиях степень метаморфизма пород ниже амфиболитовой не обнаружена. Это связано с со стабильно высоким тепловым потоком, обусловленным малоглубинным мантийным диапиром. Величина тепловых потоков в тыловых бассейнах и океанических трогах колеблется от 2.5 до 8.30 е.т.п. (Miashiro, 1972). В деструктивных островодужных зонах тепловые потоки равны 0.7 е.т.п. (Хаттертон, 1978). Следует отметить, что региональные метаморфиты, как в мобильных, так и в океанических зонах, в отличие от пропилитов, характеризуются сланцевой и гнейсовой текстурой и в них не фиксируется ни минеральный состав, ни структура первичных пород. В отличие от пропилитизации региональный метаморфизм характеризуется лишь внутренним перераспределением компонентов и с ним не связано рудообразование.

1.2. Фанерозойская геодинамика, вулканизм, поствулканический процесс и рудообразование

Взаимосвязь фанерозойской геодинамики, вулканизма и металлогении в исследуемом регионе детально описаны в монографии В.Гугушвили (Gugushvili, 2015). Полученные результаты сопоставлены с данными из других регионов мира. Выявлены тенденции по источнику металлов в процессе рудообразования в различных геодинамических обстановках. Предполагается, что в фанерозое источником меди является верхняя мантия, источником цинка – базальтовая кора, источником золота, свинца и редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) – сиалическая кора (Gugushvili, 2010; 2015).

Сущность фанерозойской металлогении отражена в установлении источника металлов в процессе рудообразования. Ключ к определению фанерозойского источника металлов следует искать в сопоставлении архейско-протерозойского (прекамбрийского) и фанерозойского геодинамического развития и металлогении.

В палеопротерозое и архее рудообразование связано с плюмовой тектоникой в условиях формирования пластичной литосферы. Оно обусловлено миграцией золота, свинца и цинка из мантии в формирующуюся литосферу и в гранитоидные кратоны (Goldfarb et al., 2001, Groves et al., 2005).

Фанерозойская геодинамика и металлогения в корне отличаются от прекамбрийской. Они связаны с твердой литосферой и определяются современной плейттектоникой. В фанерозое уже была сформирована литосфера современного типа, состоящая из сиалической и базальтовой коры и из твердой верхней мантии. К этому времени уже завершилась миграция золота, свинца и цинка из верхней мантии в литосферу, однако медь еще остается в верхней мантии. Она вместе с золотом, свинцом, цинком и редкими металлами участвует в фанерозойском преколлизиионном и постколлизиионном рудообразовании.

В исследуемом регионе конвергенция Афро-Аравийского и Евразийского континентов обусловлена северовергентной субдукцией океана Тетис. В процессе субдукции происходил отрыв террейнов и их миграция в северном направлении. С субдукцией связано преколлизиионное развитие региона, завершенное коллизией с образованием сутур между террейнами и полным замыканием океана Тетис. Первый этап субдукции проходил без трансформации субдуцируемой плиты, поэтому мы такую субдукцию условно называем нормальной. С ней связана островодужная обстановка преколлизиионного процесса. На следующем этапе, в результате трансформации субдуцируемой плиты, внедрения мантийного диапира и спрединга формируются внутридуговые и задуговые рифты. С дальнейшей интенсификацией внедрения диапира и усилением спрединга происходит преобразование задугового рифтинга в малоокеаническую обстановку. Связанные с этими обстановками вулканизм и металлогения позволяют определить источник металлов в золото-меднополиметаллическом рудообразовании.

Результаты изучения процессов метаморфизма, вулканизма и металлогении в аспекте их связи с геодинамическим развитием исследуемого региона, описываются в разработанной нами модели.

Северовергентная субдукция начинается в позднем протерозое и продолжается вплоть до верхнего эоцена. В данном регионе особенности металлогении, связанной с нормальной субдукцией и островодужной обстановкой, четко отражены в рудообразовании верхнеюрского и мелового вулканизма Кавказа. Так, месторождения верхнеюрского возраста Кедабек, Алаверди, Шамлуг, Карадаг, Човдар и Гоша представлены золото-меднопорфировым и эпитегрмальным оруденением. С известково-щелочной вулканической активностью верхнего мела в островодужных условиях связаны месторождения Маднеульского рудного узла и Дагкесаманская группа, состоящие из золото-меднополиметаллической и малосульфидной золоторудной минерализации (Gugushvili, 2015). В Восточных Понтидах меднополиметаллические порфировые и золото-меднополиметаллические месторождения типа Куроко - Маденкой, Лаханос, Мургул, Чератепе, Гюзелайла и др. (Okay and Tüysüs, 1999; Yigit, 2009) характеризуются золото-меднополиметаллической минерализацией. Нормальной субдукцией контролируется и золото-меднопорфировое рудообразование Балкан-Карпатской области, представленное месторождениями Челопеч, Елатсите, Елшица и др. (рудный район Панагюриште; Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2005), меднопорфировые и малосульфидные эпитегрмальные месторождения Сербского Тимока – Бор и Майданпек (Jankovich, 1997; Moritz et al., 2004), меднопорфировые и золоторудные эпитегрмальные безсульфидные месторождения Байе Маре и Алмаз-Станиджа (рис. 4) (I.Popa and S.Popa, 2005). Связанные с нормальной субдукцией вопросы вулканизма, металлогении и особенностей процессов рудообразования рассматриваются и в работе V.Gugushvili (2015). В Болнисском и Панагюриштском рудных районах предполагается переход островодужной обстановки в начальную стадию задуговой, что должно быть связано с деформацией субдуцируемой плиты и инъекцией диапира, отразившихся на геологическом развитии, магматизме и металлогении. В результате этого в Болнисском рудном районе образовалось два рудных узла – Маднеульский и Бектакарский (рис. 5) (Gugushvili, 2015). Формирование Маднеульского узла связано с этапом нормальной субдукции. Возраст рудообразования здесь 88-90 млн лет. Оруденение преимущественно

порфиривого и эпitherмального типа и представлено собственно сульфидной и безсульфидной минерализацией в золотосодержащих кварц-халцедоновых и кварц-баритовых жилах и штокверках. Оруденение характеризуется зональностью. Нижняя зона представлена собственно сульфидной порфириной золото-полиметаллической рудой, верхняя – безсульфидной золоторудной минерализацией (Гугушвили и др., 2014; Gugushvili, 2015).

Маднеульский узел отделен от Бектакарского разломом (рис. 5). Возраст оруденения Бектакарского узла 79-81 млн.лет. Оруденение и здесь представлено двумя типами минерализации: 1) собственно сульфидной золото-полиметаллической и 2) безсульфидной золотой в кварц-калишпатовых метасоматитах. В отличие от Маднеульского узла здесь оруденение не характеризуется зональностью и золото-полиметаллическое оруденение наложено на золотосодержащие калишпатиты. Собственно сульфидному оруденению сопутствует синрудная высокотемпературная эпидот-цонзитовая пропилитизация (350-400°C), свидетельствующая о высокой температуре флюидов, тогда как предшествующая калишпатизация связана с высокой щелочностью раствора. Высокая температура и щелочность флюидов объясняется внедрением в литосферу материала из астеносферы – диапиризмом. Собственно сульфидное оруденение здесь контролируется габбро-диабазовыми штоками (Gugushvili, 2015). Эти штоки являются апофизами вулканического очага, из которого произошло извержение щелочных оливиновых базальтов верхнекампанской шоршолетской свиты, залегающей над рудосодержащей трахириолитовой серией. Шоршолетская свита состоит из щелочных и субщелочных оливиновых базальтов и андезит-базальтов задугового типа.

Из вышесказанного следует, что формирование руды Маднеульского узла связано с нормальной субдукцией, Бектакарский же рудный узел формировался на начальной стадии задугового рифтинга, связанного с деформацией субдуцированной плиты и с начальным этапом внедрения мантийного диапира (Gugushvili, 2015).

Золото-меднопорфириное оруденение в Маднеульском и Бектакарском узлах значительно отличаются по содержанию золота. В Маднеульском узле содержание золота в среднем 0.8 г/т, в Бектакарском же оно равно 5 г/т. Здесь в начале формирования задуговой обстановки под влиянием мантийного материала возрастала температура флюидов, что

способствовало более интенсивному выносу золота из гранитной коры, которая еще участвовала в процессе рудообразования.

Интенсивная трансформация субдуцируемой плиты и связанное с ней возрастание инъекции мантийного диапира приводит к внутридуговому и задуговому рифтингу с толеит-щелочнобазальтовым вулканизмом и стратиморфной медно-цинковой VMS минерализацией.

Примером данной обстановки магматизма и минерализации может служить интрадуговой рифтинг Передового хребта Кавказа, где с палеозойской толеит-риолитовой вулканической деятельностью связаны стратиморфные месторождения Худесской группы (Худес, Уруп, Дауд). Другим примером является нижнеюрский рифтинг в зоне южного склона Главного хребта Большого Кавказа с формированием окраинного моря с толеитовым вулканизмом и стратиморфным медно-цинковым рудообразованием (Филизчайская группа месторождений).

С последующим усилением трансформации субдуцируемой плиты (детachment, деламинация) связан интенсивный спрединг, вызванный близповерхностным внедрением мантийного диапира и знаменующий формирование малого океанического бассейна. Хорошим примером этого является комплекс Кюре в Центральных Понтидах (рис. 6). Он формировался в позднем палеозое-раннем мезозое в результате дальнейшей трансформации субдуцируемой плиты океана Тетис, усиления спрединга и преобразования задугового рифта в малый океанический бассейн. Комплекс Кюре состоит из офиолитов, содержащих базальты (MORB), остроудужные толеиты (IAT) и дунит-перидотитовые ультраосновные интрузии (Ustaomer, Robertson, 1997). Их офиолитовая сущность подтверждается геохимией иммобильных элементов, а также медно-колчеданным оруденением без участия свинца и цинка. Комплекс содержит месторождения Ашикой и Бакибаба с медно-колчеданным оруденением Кипрского типа, где Zn и Pb присутствуют лишь на уровне следов.

Аналогично, в юго-восточной Турции, между Бордер-филдом и Тавридами расположен офиолитовый пояс, содержащий оруденение Кипрского типа в месторождениях Маденкой (Сиирт) и Маден (Элазиг; рис. 6). Этот пояс является восточным флангом Кипрских

офиолитов и состоит из базальтовых пиллоу-лав, габбро-дунитов, пироксенитов, верлитов, гарцбургитов и дунитов и сечется комплексом даек диабазов (Engin, 1991). Месторождение расположено в пиллоу-лавах офиолитового комплекса и представлено пирит-халькопиритовым оруденением без содержания свинца и цинка.

Учитывая, что в процессе рудообразования в океанической обстановке не участвовала ни сиалическая, ни базальтовая кора, это можно рассматривать как подтверждение мантийного источника меди в фанерозое.

Еще в 70-ых годах прошлого века Р.Хатчинсон (Hatchinson, 1973) установил, что в океанических условиях медное оруденение не содержит ни свинца, ни цинка. Лишь на начальном этапе спрединга, когда реликты базальтовой коры еще участвуют в процессе рудообразования, в оруденении фиксируется незначительное количество цинка.

В оруденениях задугового рифтинга и океанической обстановки участие золота незначительно, оно отмечается лишь на уровне следов. Эти данные подтверждаются также исследованиями П.Рона и С.Скотта (Rona, Scott, 1993), детально изучивших процесс рудообразования в океанических условиях. Отсутствие здесь сиалической коры показывает, что именно она является основным источником золота.

1.2.1 Связь субдукции во времени и пространстве с вулканизмом и рудообразованием.

Трансформация нормальной субдукции во времени и пространстве с вулканизмом, как в направлении погружения плиты, так и латерально погружению, выразилась в чередовании этапов преколлизийного процесса – от островодужного к внутридуговому и задуговому, завершающемуся малоокеанической обстановкой. Этот процесс хорошо проявился в условиях Кавказского региона. Здесь трансформация субдуцируемой плиты фиксируется в двух направлениях с юга на север (вдоль субдукции) и с запада на восток латерально субдукции.

Первый этап субдукции выявлен в палеозое в пределах Южного склона Большого Кавказа в Дизской серии. С ним связано формирование известково-щелочной андезит-базальт-

дацитовый свиты в островодужной обстановке (рис. 6. I) К северу, в пределах Передового Хребта Кавказа, субдуцируемая плита претерпела интенсивную трансформацию с инъекцией мантийного диапира, со спредингом и с формированием интрадугового рифта. Здесь с толеитовой активностью связано формирование стратиморфного медно-цинкового рудообразования (Худесская группа месторождений – Худес, Уруп, Дауд). Толеиты соответственно фракционированию железа относятся к абиссальным толеитам, однако по содержанию титана и соотношению K/Rb они соответствуют толеитам островных дуг (Shavishvili, 1983). Подобный геохимический дуализм характерен для современных внутридуговых рифтов (Нью Джорджия, Гебриды), в то же время они характеризуются более низким содержанием Р, Ti и легких литофилов нежели континентальные рифты (Shavishvili, 1983). Месторождения Худесской группы состоят из медно-цинкового оруденения и не содержат свинца. Источником цинка здесь является субдуцируемая плита и базальтовая кора в процессе спрединга, источником же меди – мантийный диапир. В процессе рудообразования здесь не участвовала сиалическая кора (источник свинца), что и обусловило отсутствие свинца в рудах. Задуговому рифтингу в палеозое предшествовала северовергентная субдукция и надсубдукционный островодужный, известково-щелочной вулканизм в Дизской серии (рис. 7. I).

На Южном склоне Кавказа нижнеюрский задуговой рифт преобразовался в окраинное море (Adamia et al., 2016). Толеитовому вулканизму сопутствовала турбидитная седиментация, оруденение здесь стратиморфного типа и представлено в основном пирит-халькопирит-сфалерит-пиротиновой рудой (месторождения Филиз-чайской группы - Филиз-чай, Кацдаг, Кизилдере, Аданге и др.) Толеиты характеризуются геохимическими индикаторами задуговых рифтов – низкое содержание REE, нормально хондритовым трендом Ni, Zr, Hf, и Y, тогда как Ni и Ti характеризуются высокими содержаниями, присущими островодужным толеитам (Lordkipanidze et al., 1988, Lordkipanidze et al., 1979). Месторождения Филиз-чайской группы характеризуются малым содержанием золота и свинца. Дно окраинного моря в процессе спрединга, участками было покрыто сиалической корой. Извержение толеитов и турбидитная седиментация в ранней юре происходили в условиях утоненной континентальной коры (Ломизе и Панов, 2002). Именно она, вероятно, является источником малого количества золота и свинца в процессе формирования этих месторождений. Источником цинка была базальтовая кора и

субдуцируемая плита, источником же меди – мантийный диапир, обусловивший спрединг. Формированию нижнеюрского рифта предшествовала верхнепалеозойско–триасово-нижнеюрская нормальная субдукция и связанный с ней известково-щелочной дацит-риолитовый вулканизм. Дацит–риолитовая серия нижних туффитов в Межгорном массиве Закавказья, известная под названием Нарульской свиты, залегает над палеозойскими гранитоидами Дзирульского массива (Adamia et. al., 2016).

Описание взаимосвязи трансформации субдуцируемой плиты с вулканизмом и рудообразованием нижней юры отражены на рис. 7. II.

На Малом Кавказе верхнеюрский вулканизм, связанный с нормальной субдукцией, представлен известково–щелочной андезит-базальт-дацит-риолитовой серией островодужного типа (рис. 7. III). С ней в Локи–Карабахской зоне Малого Кавказа связаны значительные золото-меднополиметаллические месторождения порфирового и эпитептермального типов, а также стратиморфные типа Куроко (Шамлуг, Алаверди, Техут, Кедабек, Карадаг, Човдар и др.; Бабазаде и др., 2015). В Закавказском межгорном блоке, на байосской известково-щелочной серии залегает верхнеюрская пестроцветная толща со щелочно-оливиновобазальтовой и трахиандезитовой вулканической серией, которую секут экструзии мончикита и камптонита (Дзоценидзе, 1948). Она по петрохимическим критериям относится к вулканической активности, связанной с задуговой обстановкой. Позднее по материалам бурения в Рионской депрессии выявлена мощная (до 2200 м) верхнеюрская вулканическая толща, состоящая из толеитов, высокотитанистых оливиновых базальтов и **трахитов**, формирование которой М.Лордкипанидзе (1980) связывает с внутриплитным рифтогенезом. Согласно нашей интерпретации она обусловлена трансформацией субдуцируемой плиты, инъекцией мантийного диапира и со спредингом, являясь результатом трансформации нормальной субдукции в задуговой рифтинг, проявившейся на юге, в Локи-Карабахской зоне.

Аналогичная последовательность перехода нормальной субдукции в трансформацию субдуцируемой плиты наблюдается и в верхнем мелу (рис. 7, IV). Здесь в Закавказском межгорном блоке фиксируется турон-сантонская серия, известная под названием свиты Мтавари. Она состоит из пикрит-базальтов, щелочных оливиновых базальтов, трахиандезитов и трахитов. Ее секут ультращелочные экструзии фонолита (Дзоценидзе,

1948, Гугушвили, 1968) и по петрохимическим и геохимическим критериям она относится к задуговым сериям. Южнее, в Артвин-Болнисской и Сомхит-Карабахской зонах известны верхнемеловые известково-щелочные островодужные вулканические серии. Формирование этих серий контролируется нормальной субдукцией. С ними связаны золото-меднопорфировая и эпитеральная золоторудная низко- и высокосульфидная минерализация как на Кавказе, так и в Восточных Понтидах, Балканах и Карпатах.

На Кавказе (Болнисский рудный район) и на Балканах (Панагюриште – Болгарское Среднегорие) уже в кампане начался новый этап трансформации субдуцируемой плиты (загибание, раскол), вызвавший инъекцию мантийного материала с переходом островодужной обстановки в начальную стадию задуговой. Эта трансформация проявилась в формировании шоршолетской свиты и в рудообразовании.

Шоршолетская свита, состоящая из щелочных оливиновых базальтов и трахиандезитов, петрохимически и геохимически соответствует задуговой обстановке. Севернее же, в Закавказском **межгорном** блоке, субдуцируемая плита была подвержена еще более интенсивной трансформации с усилением мантийного влияния и диапиризма. Здесь вулканическая активность проявилась в формировании свиты Мтавари, представленной пикрит-базальтами, щелочными оливиновыми базальтами, трахитами и фонолитами.

Трансформация субдуцируемой плиты и связанный с ней мантийный диапиризм продолжался и в эоцене, что видно на примере Аджара-Триалетского рифта. Здесь трансформации субдуцируемой плиты, определившей рифтинг, на юге – в Восточных Понтидах и в Артвин–Болнисской зоне предшествовала нормальная субдукция с известково-щелочной островодужной вулканической активностью и с золото-меднопорфировой минерализацией (Gugushvili et al., 2016). В самой Аджара-Триалетской зоне с запада на восток трансформация плиты и интенсивность инъекции диапира постепенно слабеет и происходит переход в нормальную субдукцию (рис. 8).

Аджара-Триалетская зона является составной частью мобильной системы преколизонного развития Евразийской активной окраины. К западу она продолжается в безграничную зону Черного моря, представленную западным и восточным малоокеаническими бассейнами. Зона является рифтовой структурой. Начало рифтинга

здесь представлено палеоценовым флишем (турбидиты), который в восходящем разрезе переходит в нижнеэоценовую шошонит-трахиандезитовую серию (перангская и нагваревская свиты) – продукт начальной стадии формирования внутридугового рифтинга, связанного с первым этапом внедрения мантийного диапира на большой глубине. Выше следует мощная толеит – щелочно-оливинобазальтовая чидильская свита – индикатор выраженного интрадугового рифтинга, вызванного интенсивным внедрением малоглубинного мантийного диапира. В конце среднего эоцена и в верхнем эоцене вулканическая активность возвращается к шошонит-трахиандезитовому типу, представленному в залегающих над чидильской адигенской и нададигенской свитах, что знаменует ослабление рифтинга. По данным М.Лордкипанидзе (1980) Аджара-Триалетская зона подразделена на три сегмента: Западный, Центральный и Восточный (рис. 8). Вышеописанные данные относятся к Западному сегменту. К востоку от него, в Центральном сегменте (Аджара-Имеретинский хребет и Ахалцихская депрессия) интенсивность рифтинга ослабевает и преобладает шошонит-трахиандезит-делленитовая вулканическая деятельность. Толеит-базальтовая серия выклинивается и фиксируется лишь в нижней части среднеэоценовой вулканической серии, в ликанской свите. В этом сегменте мощность среднеэоценовой свиты значительно уменьшается. Если в западном сегменте она равна 7 км, то здесь достигает лишь 4 км. Еще восточнее в Восточном сегменте, в пределах Триалетского хребта, средняя мощность свиты не превышает 3 км. и она представлена известково-щелочной андезитовой серией, свидетельствующей о затухании рифтинга и переходе задуговой в островодужную обстановку.

Процесс вулканической деятельности в Аджара-Триалетской зоне и петрохимические и геохимические особенности вулканитов детально рассмотрены в монографии М.Лордкипанидзе (1980), в которой обосновано постепенное ослабление рифтинга с запада на восток и полное его затухание в Восточном сегменте с переходом в островодужную обстановку и известково-щелочную вулканическую деятельность. Согласно нашей интерпретации, такое развитие связано с ослаблением трансформации субдуцируемой плиты в Аджара-Триалетской зоне с запада на восток и с нормальной субдукцией без деформации субдуцируемой плиты в Восточном сегменте.

Латеральная трансформация субдуцируемой плиты проявилась в характере самого вулканизма и в связанном с ним поствулканическом процессе (рис. 8). В Западном сегменте, где трансформация плиты обусловила близповерхностную инъекцию диапира, толеит-щелочнобазальтовый вулканизм сопровождается эпидот-цоизитовой и актинолитовой пропилитизацией, температура формирования которой (в пределах 360-470°C) определена по методу эпидотовой термометрии Стренса и по декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце (аналитик Р.Ахвледиани). Фоновая высокотемпературная пропилитизация установлена в среднеэоценовой чидильской свите и подстилающей ее перангской и нагваревской нижнеэоценовых свитах, хотя в шошонит-трахиандезитовой верхнеэоценовой серии (адигенская и нададигенская свиты), залегающей над чидильской свитой, фоновый процесс гидротермального изменения более низкотемпературен и представлен хлорит-альбитовой и цеолитовой пропилитизацией по всей мощности верхнеэоценовой шошонит-трахиандезитовой серии. Примечательно, что хлорит-альбитовая пропилитизация фиксируется лишь на нижнем уровне адигенской свиты, следовательно, здесь от среднего к верхнему эоцену в вертикальном направлении подразумевается ослабление мантийного влияния и рифтинга, что обусловлено падением температуры флюидов и теплового режима. Такая последовательность проявилась также и в смене толеит-базальтовой вулканической деятельности на шошонит-андезитовую, с которой в основном связана цеолитовая пропилитизация. Смена в вертикальном направлении и во времени эпидот-цоизитовой пропилитизации хлорит-альбитовой и цеолитовой свидетельствует о переходе с ослаблением рифтинга в сравнительно низкотемпературный фоновый процесс изменения и относительно низкотемпературный тепловой режим, что связано с более глубокой инъекцией диапира и, следовательно, с ослаблением теплового режима в восходящем разрезе. Все это выразилось в смене высокотемпературной пропилитизации (350-470°C) хлорит-альбитовой (250-300°C) и цеолитовой (<250°C). Как отмечалось выше в Аджара-Триалетской зоне постепенное ослабление рифтинга наблюдается и с запада на восток (в латеральном направлении). Переход от Западного сегмента (Аджара-Гурийский регион) к Центральному (Аджара-Имеретинский хребет и Ахалцихская депрессия) знаменуется ослаблением рифтинга и мантийного влияния, а также проявлением оливинобазальтового вулканизма с сопутствующей слабо выраженной эпидот-цоизитовой пропилитизацией (рис. 8) лишь на

нижнем уровне среднего эоцена (Лордкипанидзе, 1980). В восходящем разрезе за оливиновыми базальтами следует шошонит-трахиандезит-делленитовая серия (Татишвили, 1970) с фоновой хлорит-альбитовой и цеолитовой пропилитизацией. В Западном сегменте мощность толеит-щелочнобазальтовой серии достигает 5 км, базальтовой серии Центрального сегмента (ликанская свита) – всего лишь нескольких сотен метров (рис. 8), а мощность шошонит-трахиандезит-делленитовой серии превышает 3 км. Высокотемпературная фоновая эпидот-цоизитовая пропилитизация не выходит за пределы ликанской свиты, тогда как хлорит-альбитовая и цеолитовая пропилитизация проявлена в шошонитовой серии по всей ее мощности (рис. 8). Следовательно, хлорит-альбитовая и цеолитовая фоновая пропилитизация является индикатором ослабления рифтинга и падения теплового режима, связанного с более глубокой инъекцией мантийного диапира по сравнению с Западным сегментом.

Еще восточнее, в Восточном сегменте (Триалетский хребет), шошонитовую серию замещает андезитовая. Это свидетельствует о преобразовании рифтового вулканизма в островодужный, который связан с нормальной субдукцией (Гугушвили, 1980; Gugushvili et al., 2016). Литологически начало рифтинга здесь проявилось лишь в палеоцене, выразившись в турбидитной (флишевой) седиментации. В эоцене андезитовой вулканической деятельности сопутствует цеолитовая фоновая пропилитизация, которая вместе с андезитовой вулканической активностью свидетельствует об островодужной обстановке. Несмотря на значительную мощность андезитовой серии (свыше 3 км), фоновая пропилитизация здесь представлена низкотемпературным цеолитовым типом с фиксирующей зональностью – анальцим-ломонтитовая зона по восстанию переходит в β -леонгардит-клиноптилолитовую (Гугушвили, 1980). Низкотемпературный режим в зоне Триалетского хребта обусловлен большой глубиной вулканических очагов и отсутствием влияния мантийного диапира на вулканизм и поствулканический процесс.

По геофизическим данным (Федотов, 1974) генерация известково-щелочной магмы в зоне Курил и Камчатки происходит на глубине 100-230 км, тогда как в зоне среднеокеанических хребтов уровень генерации магмы, связанной с малоглубинным мантийным диапиром, примерно 15-20 км (Горшков, 1974). По данным Т.Хатертонна (Хатертон, 1978), тепловые потоки в островодужных зонах соответствуют 0.7 единице

теплового потока (ЕТП), тогда как в задуговой обстановке она равна 3 (ЕТП). В зоне срединноокеанического хребта тепловой поток достигает 7 (ЕТП) с теплоградиентом 160°C/км. В Западном сегменте Аджара-Триалетии термоградиент равен 120°C/км, что свидетельствует о довольно высоком тепловом потоке, обусловленном малоглубинным мантийным диапиром.

В Центральном и Восточном сегментах Аджара-Триалетии фоновая пропилитизация представлена, в основном, хлорит-альбитовой и цеолитовой фацией, однако здесь, в приконтактных зонах с диоритовыми интрузивами вулканиты испытывают высокотемпературную эпидот-хлоритовую и цоизитовую пропилитизацию, а в контактах с известняками – высокотемпературное скарнообразование, что, естественно, связано с тепловым влиянием интрузивных тел на фоне более низкотемпературной пропилитизации (Гугушвили, 1980).

Западный сегмент Аджара-Триалетского задугового рифта продолжается в Восточный малоокеанический бассейн Черного моря (Adamia et al., 2016), который со своей стороны продолжается в Западночерноморский малоокеанический бассейн. Последний к западу переходит в Бургасский синклиниум, который состоит из толеит-щелочнобазальтовой серии и представляет меловую внутридуговую рифтовую структуру, подобную Аджара-Триалетской (Vassileff and Stanisheva-Vassileva, 1981).

Восточно-Черноморский океанический бассейн контролируется Анкара-Ерзинджан-Севанской сутурой, Западно-Черноморский же – сутурой Интрапонтид (Okay and Tüysüs, 1999; 2016; рис. 3). Последний этап коллизии этих сутур датируется верхним эоценом (Adamia et al., 2016); Okay and Tüysüs, 1999; 2016).

Аналогично переходу внутридугового рифта Аджара-Триалетии в Черноморский океанический бассейн, Талышский задуговой рифт продолжается в малый океанический бассейн Каспийского моря (М.Мамедов, 1998).

Задуговой рифт Талыша также контролируется Анкара-Эрзинджан-Севано-Акерской сутурой и его формирование связано с субдукцией и трансформацией субдуцируемой плиты океана Тетис. С юга он граничит с Алборц-Азербайджанской эоценовой шошонит-трахиандезитовой вулканической серией, которая залегает над меловой, известково-

щелочной андезит-дацитовый серией, связанной с нормальной субдукцией. В эоцене субдуцируемая плита претерпела трансформацию, на первом этапе обусловившую формирование шошонитовой серии, на следующем же этапе, с усилением трансформации мантийного влияния диапира, способствовала заложению Талышского задугового рифта (рис. 9). Среднеэоценовые вулканы Талыша представлены серией щелочных оливиновых базальтов и фонолитов (М.Мамедов, 1988). По петрохимическим и геологическим критериям она подобна Аджара-Триалетской, однако над среднеэоценовой щелочнобазальтовой серией Талыша залегает верхнеэоценовая вулканогенно-осадочная толща, которая сечется штоками и дайками перидотита и габбро-перидотита. Следует отметить, что если в Аджара-Триалетии в верхнем эоцене мантийное влияние ослабевает и вулканизм представлен шошонитовой серией, то в Талыше в верхнем эоцене оно возрастает и выражается во внедрении характерных для малоокеанических обстановок ультраосновных перидотитовых штоков.

1.2.2. Преколлизийная металлогения

Преколлизийная металлогения Евразийской активной окраины, как и вулканическая и поствулканическая активность, контролируются субдукцией и трансформацией субдуцируемой плиты океана Тетис.

Рудообразование связано с островодужными, интрадуговыми, задуговыми и океаническими этапами преколлизийного развития с соответствующей им минерализацией, зависящей от уровня участия в процессе рудообразования материала мантии, а также сиалической и базальтовой коры.

В Восточных Понтидах меловая и эоценовая вулканическая активность и рудообразование обусловлены северонаправленной нормальной субдукцией океана Тетис, предшествующей замыканию океана и формированию верхнеэоценовой Анкара-Эрзерум-Севанской сутуры. Меловое и эоценовое золото-меднополиметаллическое рудообразование здесь представлено порфировым и эпитермальным оруденениями, а также стратиформной VMS минерализацией типа Куроко (рис. 6). Порфировыми месторождениями являются Гюзелайла, Дереккой, Гюмушане, Баликли и др.;

эпитермальными – Так, Мастра, Корак, Акбаба, Дереккой; к месторождениям VMS типа Куроко относятся Чаели, Чератепе, Лаханос, Копрубам. Следует отметить, что порфировые месторождения не содержат золота, тогда как эпитермальные (высокосульфидные) и месторождения типа Куроко золотоносны (Yigit, 2009).

С севервергентной субдукцией океана Тетис связаны также известково-щелочной вулканизм и рудообразование Балкано-Карпатского региона, контролируемые нормальной субдукцией. Золото-меднополиметаллическое оруденение здесь представлено в основном порфировым и эпитермальными типами (рис. 4). Наиболее значительными месторождениями рудного района Панагюриште (Болгарское Среднегорье) являются Челопеч, Елшитса, Елатсите, Влайков Врух и др.

Особенно богата золотом эпитермальная высокосульфидная зона месторождения Челопеч, тогда как порфировая зона этого месторождения золота не содержит. В Сербском Тимоке крупными золото-полиметаллическими месторождениями являются Бор и Майданпек. В отличие от месторождения Челопеч здесь порфировые руды, также как и эпитермальные, богаты золотом. Месторождения Бае-Маре и Алмаз Станиджа Румынских Карпат тоже состоят из двух зон – собственно порфировой и эпитермальной; последняя представлена безсульфидной золоторудной минерализацией в кварц-халцедоновых и кварц-баритовых штокверках. Здесь порфировая зона меднополиметаллической руды золота не содержит. Оно концентрируется лишь в верхней эпитермальной зоне (I.Pora and S.Pora, 2005).

Итак, трансформация геодинамического процесса на преколлизиионном этапе определяется особенностями характера вулканизма и поствулканической деятельности. Золото-меднополиметаллическое рудообразование также отражает разные этапы преколлизиионного развития. В западном сегменте Аджара-Триалетии золото-меднополиметаллическая минерализация в верхнем эоцене связана с ослаблением рифтинга и контролируется сиенит-диоритовыми и сиенитовыми интрузивными штоками – проводниками рудных флюидов из глубинных магматических очагов. В данном случае минерализация относится к порфировому типу и датируется верхним эоценом. Со среднеэоценовым толеит-базальтовым вулканизмом интрадугового рифта здесь стратиморфное рудообразование VMS не связано, тогда как задуговой и интрадуговой вулканизм обычно контролирует стратиморфную медно-цинковую минерализацию, что

подтверждается на примере рифтового рудообразования Худесской и Филисчайской групп месторождений (Gugushvili, 2015). Дело в том, что в породах толеит-щелочнобазальтовых и шошонит-трахиандезитовых серий Аджара-Триалетии содержание меди (до 200 г/т) значительно превышает кларковое. Медь концентрируется в неструктурной форме в магме и почему-то не переходит во флюидную фазу. Аналогичное явление описывается Т.Фроловой и И.Буриковой (1977) в Южноуральских базальтах внутридугового рифта, характеризующихся высоким содержанием меди и цинка без признаков стратиморфного оруденения. Авторы полагают, что отсутствие стратиморфного рудообразования и здесь обусловлено высоким содержанием в базальтах неструктурной меди, не переходящей во флюидную фазу.

Высокие содержания меди фиксируются также в породах шошонит-трахиандезитовой серии Аджара-Триалетии, превышающие в десять раз кларковые значения. Меднополиметаллическое рудообразование здесь связано с процессом серицитизации приконтактной зоны сиенит-диоритовых интрузивных тел. Сами же серицитолиты характеризуются низким содержанием меди (16.34 г/т) и высоким трендом свинца (97 г/т). Следовательно, источником меди в данном случае являлись свежие породы. В процессе серицитизации медь выносилась из вмещающих пород – толеит-базальтов и шошонит-трахиандезитов, переотлагаясь в виде руды. Серицитолиты особенно богаты свинцом (92-97 г/т), тогда как в базальтах и трахиандезитах его содержание соответствует лишь 9.3-15.3 г/т. Ореолы серицитизации, связанные с сиенит-диоритовыми и сиенитовыми штоками, весьма обширны. Высокое содержание меди во вмещающих породах, несомненно, должно было играть значительную роль в формировании золото-меднополиметаллического месторождения. О большой роли серицитизации свидетельствует также участие в приконтактной зоне медных жил хлорит-карбоната, компоненты которых – Ca, Fe и Mg выносились из вмещающих пород в процессе серицитизации (Гугушвили, 1980).

Совершенно по-иному вели себя в процессе рудообразования свинец и цинк. Во вмещающих породах они содержатся в пределах кларковых величин, тогда как серицитолиты значительно обогащены этими металлами. Они содержат в 8-10 раз больше свинца и вдвое больше цинка по сравнению с первичными андезитами и трахиандезитами

(Иваницкий и др., 1969), что подтверждается и нашими данными (Гугушвили, 1980). Этот материал, а также тот факт, что окологорудные зоны свинцово-цинковых жил и приконтактные ореолы сиенит-диоритовых интрузивов характеризуются кварц-серицитовым метасоматозом, свидетельствуют об ювенильном источнике свинца и цинка в рудных флюидах (Гугушвили, 1980). Следовательно, в формировании медно-полиметаллических месторождений Аджара-Триалетии серицитизация являлась рудообразующим процессом как для меди (продукт выщелачивания из вмещающих пород), так и для свинца и цинка (ювенильный источник).

На основании анализа литературного материала и собственных данных, предполагается, что источником меди в процессе рудообразования является мантия, цинка – базальтовая кора, а свинца и золота – сиалическая кора (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015). С океанической обстановкой связано формирование медноколчеданных месторождений Кипрского типа, с задуговой и интрадуговой обстановками – медно-цинковое оруденение, а с островодужной ситуацией – золото-медно-свинцово-цинковое рудообразование. Следовательно, состав руды контролируется геодинамической обстановкой.

Медноколчеданное оруденение океанических обстановок представлено стратиморфными VMS рудами и сопутствующей оруденению эпидот-цоизитовой и актинолитовой пропилитизацией и серицитизацией.

Оруденение интрадуговых и задуговых рифтов, связанное с толеит-щелочнобазальтовым вулканизмом, характеризуется медно-цинковым рудообразованием стратиморфного типа и фоновой эпидот-цоизитовой и эпидот-хлоритовой пропилитизацией. Золото-меднополиметаллическое рудообразование, связанное с островодужной ситуацией, контролируется известково-щелочным вулканизмом и представлено порфиоровыми, эпитеpmальными высоко- и низкотемпературными рудами, а также безсульфидным золотым оруденением, связанным с кварц-халцедоновыми и кварц-баритовыми штокверками. Помимо этого, в островодужной обстановке формируются стратиморфные руды типа Куроко с сопутствующей цеолитовой пропилитизацией. Они характеризуются высоким содержанием свинца, сравнительно с цинком и медью, и высоким трендом золотосодержания.

Все вышесказанное детально рассмотрено на примере Евразийской активной окраины (Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016) и подтверждено в разных регионах мира.

Кроме того, в позднемеловых золото-полиметаллических оруденениях Болнисского рудного района и Панагюриште, связанных с переходным этапом островодужной обстановки в начальную стадию задуговой (von Quadt et al., 2005; Gugushvili, 2002; 2015), в процессе рудообразования участвуют сиалическая и базальтовая кора, также как и начальный этап вторжения мантийного диапира. Здесь выявлены порфировое и высокосульфидное оруденения с сопутствующей высокотемпературной эпидот-цоизитовой пропилитизацией, а также безсульфидное золотое оруденение, связанное с кварц-полевошпатовым метасоматозом (Gugushvili, 2002; 2015). Высокотемпературная пропилитизация и калишпатизация в данном случае обусловлены инъекцией мантийного диапира, обеспечившего активность щелочного золотосодержащего флюида на первом этапе и высокотемпературного флюидного потока – на втором. Такая последовательность событий подтверждается и геохимическим моделированием взаимодействия порода – раствор (Mernagh, Bierlein, 2008). Моделированием установлено, что безсульфидная золотая минерализация связана с активностью щелочно-карбонатных растворов. Золото отлагалось при температуре 220°C с возгоном CO₂ и CH₄ и с сопутствующей калишпатизацией и окварцеванием вмещающих пород. Отложение более высокотемпературного золота происходило из слабокислых гидросульфидных золотосодержащих растворов совместно с меднополиметаллическим рудообразованием в условиях низкой фугитивности O₂ и возгона CO₂ в результате распада золотосодержащих гидросульфидов с сопутствующей высокотемпературной (350-400°C) эпидот-цоизитовой пропилитизацией. Следует отметить, что на месторождении Бектакари Болнисского рудного района температура щелочно-карбонатного флюида в газовой-жидких включениях составляет 220-230°C (Гугушвили и др., 2014), а значения температуры газовой-жидких включений в золото-меднополиметаллических рудах и температуры процесса пропилитизации, сопутствующей оруденению, аналогичны и равны 350-400°C (Гогишвили, Зулиашвили, 1959).

Первый этап гидротермальной активности и рудообразования на Бектакарском месторождении Болнисского рудного района связан с кампанской трахириолитовой и

трахидацитовый вулканической деятельностью и кварц-калишпатовым метасоматозом с безсульфидным золотом. Второй этап – с габбро-диабазовым магматизмом и с золото-меднополиметаллической минерализацией с сопутствующей синрудной эпидот-цоизитовой пропилитизацией, наложенной на золотосодержащие кварц-калишпатовые метасоматиты (Гугушвили и др., 2014; Gugushvili et al., 2015, 2016). Габбро-диабазовые штоки и жилы, контролирующие золото-меднополиметаллическое оруденение, являются апофизами вулканического очага, из которого позже, в верхнем кампане извергались лавы щелочных оливинных базальтов шоршолетской свиты, свидетельствующие о возникновении задугового рифта (Gugushvili, 2015).

Итак, исходя из вышеприведенных данных по преколлизиионному рудообразованию и его связи с геодинамическим развитием региона, можно заключить, что преколлизиионная динамика, магматизм и металлогения контролируются северовергентной субдукцией до коллизии и формирования сутур. С нормальной субдукцией связана островодужная обстановка, известково-щелочной вулканизм и золото-меднополиметаллическая металлогения. На определенном этапе субдукции субдуцируемая плита трансформировалась, что обусловило инъекцию мантийного диапира с формированием задуговых и интрадуговых рифтов с шошонит-трахиандезитовой вулканической деятельностью на начальном этапе рифтинга, а на завершающем проявились толеит-щелочнобазальтовый вулканизм и медно-цинковая минерализация. Последующая интенсификация трансформации и диапиризма определила переход задугового рифта в океаническую обстановку с офиолитовым вулканизмом и медноколчеданным оруденением Кипрского типа с содержанием свинца и цинка на уровне следов и минимального содержания золота.

Следовательно, с нормальной субдукцией связана островодужная обстановка, известково-щелочной андезитовый вулканизм, фоновая цеолитовая пропилитизация и золото-медно-свинцово-цинковое оруденение. На начальном этапе трансформации и на завершающем этапе рифтинга с глубинной инъекцией диапира связан шошонит-трахиандезитовый вулканизм, фоновая хлорит-альбитовая и цеолитовая пропилитизация и золото-меднополиметаллическое рудообразование. В Болнисском рудном районе (месторождение Бектакари) на начальной стадии рифтинга выявлены два этапа

рудообразования: первый представлен безсульфидной золотой минерализацией в кварц-калишпатовых метасоматитах, формирование которых связано с щелочно-карбонатными флюидами и второй – с воздействием слабощелочных высокотемпературных растворов с золотосодержащими гидросульфидами и золото-полиметаллической минерализацией с сопутствующей синрудной эпидот-цоизитовой пропилитизацией, наложенной на золотосодержащие кварц-калишпатовые метасоматиты.

Последующая интенсификация трансформации субдуцирующей плиты (раскол, детачмент и деламинация) привели к интрадуговому и задуговому рифтингу с толеит-щелочнобазальтовым вулканизмом и фоновой эпидот-цоизитовой, эпидот-хлоритовой и актинолитовой пропилитизации и медно-цинково-колчеданному оруденению. Здесь, в процессе рудообразования не участвует сиалическая кора, чем и объясняется отсутствие в руде золота и свинца. В результате последующего усиления трансформации субдуцируемой плиты с малоглубинной инъекцией диапира усиливается спрединг и возникает океаническая обстановка. В рудообразовании уже не участвует ни сиалическая, ни базальтовая кора, и процесс минерализации связан непосредственно с мантийным диапиром – источником астеносферы. Оруденение представлено в этом случае медноколчеданной рудой Кипрского типа и не содержит ни свинца, ни золота, а цинк содержится лишь на уровне следов.

В западном сегменте Аджара-Триалетской зоны медно-цинковое стратиморфное VMS оруденение, характерное для интрадуговых и задуговых рифтов, не связано с толеит-щелочнобазальтовой серией. Эта серия богата неструктурной медью, содержание которой во много раз превышает кларковые значения. Отсутствие VMS оруденения объясняется тем, что медь из диапира, по-видимому, не переходила во флюидную фазу и оставалась в магматическом расплаве. Однако в Аджарском рудном районе известно значительное порфировое меднополиметаллическое оруденение. Здесь с верхнеэоценовыми сиенит-диоритовыми интрузивными штоками, секущими как среднеэоценовую толеит-щелочнобазальтовую толщу, так и верхнеэоценовую шошонит-трахиандезитовую серию, обогащенную неструктурной медью, связаны обширные ореолы приконтактной серицитизации, процессам которой подвержены большие объемы пород. При этом серицитолиты по сравнению с вмещающими породами раз в десять обеднены медью и

значительно обогащены свинцом и цинком, а медно-полиметаллическое оруденение локализовано лишь в ореолах серицитизации. В процессе серицитизации происходил вынос меди из вмещающих пород, а растворы, производящие серицитизацию изначально были обогащены ювенильными свинцом и цинком. По-видимому, все это определило формирование порфирового меднополиметаллического оруденения в Аджарском рудном районе.

* * *

В исследуемом регионе характер субдукции и связанного с ней вулканизма и металлогении проявился во времени и пространстве в трех направлениях: вертикально, по восходящему разрезу, с юга на север, вдоль погружения субдуцируемой плиты и латерально погружению – с востока на запад.

В вертикальном направлении наблюдается усиление либо ослабление трансформации субдуцируемой плиты. В Болнисском рудном районе нормальная субдукция, характеризующаяся островодужной вулканической деятельностью и металлогенией, вертикально, в восходящем разрезе переходит в начальную стадию задугового рифтинга с трахириолитовой вулканической активностью и рудообразованием. В Аджарском же рудном районе трансформация субдуцируемой плиты и внедрение мантийного диапира в восходящем разрезе слабеет, и среднеэоценовая толеит-щелочнобазальтовая серия сменяется верхнеэоценовой шошонит-трахиандезитовой. Чередование установлено также в направлении с юга на север, вдоль погружения субдуцируемой плиты, где нормальная субдукция с островодужной ситуацией переходит в задуговую. Примером же латерального чередования обстановок является Аджара-Триалетский интрадуговой рифт, переходящий в Восточно-Черноморский океанический бассейн, а также Бургасский рифт (Болгария), на востоке соединяющийся с Западно-Черноморским малым океаническим бассейном. Еще одним примером латеральной трансформации является Талышский задуговой рифт, в восточном направлении переходящий в малый океанический бассейн Каспия. Следует отметить, что в Талыше, в восходящем разрезе от среднего к верхнему эоцену, усиливается процесс трансформации и появляются элементы океанической

обстановки в виде внедрения дунит-перидотитовых интрузивных штоков, в отличие от Аджара-Триалетского западного сегмента, где в восходящем разрезе имели место ослабление трансформации и диапиризма и смена толеит-базальтовой серии зрелого рифта на шошонит-трахиандезитовую.

В среднем эоцене Аджара-Триалетский зрелый рифт, представленный толеит-щелочнобазальтовой серией, в результате ослабления рифтинга замещается в западно-восточном направлении шошонит-трахиандезитовой, а далее – андезитовой вулканической серией островодужной обстановки (рис. 8).

2. Постколлизийная металлогения, магматизм и

гидротермальный процесс

Конвергенция Евразийского и Афро-Аравийского континентов завершилась замыканием океана Тетис. В результате давления Афро-Аравийского континента на Евразийский, геодинамическое развитие переходит на постколлизийную стадию (Adamia et al., 2016). Процесс субдукции был завершен в начале постколлизийного этапа, однако под орогеном продолжалась трансформация субдуцируемой плиты, с которой связана орогенная интрузивная активность и формирование разломно-складчатых поясов. Трансформация плиты обусловила под мощной корой орогенов инъекцию материала астеносферы и поток высокотемпературных флюидов из мантии. Воздействие высокотемпературных флюидов на мощную сиалическую кору в орогенах обусловило выщелачивание золота и редких металлов, что проявилось в металлогении, характерной для постколлизийного этапа развития.

Постколлизийная обстановка и рудообразование, связанные с орогенной интрузивной активностью и разломно-складчатыми структурами, отличается от преколлизийной. Постколлизийное оруденение представлено как золото-полиметаллической минерализацией порфирового и эпитеpmального типа, так и безсульфидным или малосульфидным золотым оруденением, связанным с кварц-антимонитовыми, шеелитовыми, вольфрамитовыми и ртутными штокверками и жилами. Порфировому и

малосульфидному оруденению всегда сопутствует ассоциация редких металлов (Sb, W, Mo, Hg).

В исследуемом регионе постколлизийная обстановка и связанная с ней металлогения изучалась в магматических поясах Иранского Ахар-Арасбарана, Алборс-Азербайджана, Мегри-Ордубада, в Центрально-Иранском блоке и в Санандадж-Сирджанских палеозойских метаморфитах (рис. 10), в зоне Кавказского хребта и его Южного склона (рис. 7), а также в Мендересском палеозойском массиве Западных Анатолид (рис. 6). Постколлизийное рудообразование в Иране представлено золото-меднопорфировыми месторождениями Сунгун и Мазра, эпitherмальными месторождениями Харванской группы (Миверуд, Андериан, Астарган, Халфиан и др.), Мютехским месторождением Санандадж-Сирджанской зоны, месторождениями, связанными с Восточно-Иранским магматическим поясом – Заршуран, Акдарех, Ком, Дашкесан и др. (рис. 10). Все эти месторождения состоят из золотосодержащих порфировых и жильных полиметаллических руд, а также безсульфидной и малосульфидной штокверковой золотосодержащей минерализации. Все они контролируются олигоцен-миоценовыми дацит-гранодиоритовыми и гранитоидными интрузивными штоками, секущими разновозрастные палеозойско-мезозойские комплексы пород. Сами же штоки являются проводниками потока флюидов из глубинных очагов, текущих по их приконтактовым зонам и вдоль зон дробления и разломов в разновозрастные вмещающие породы. Здесь, как собственно сульфидной, так и безсульфидной золотой минерализации сопутствует редкометальная ассоциация. На месторождении Миверуд (Харванская группа) она представлена Sb, Mo и W. Золотосодержащие кварц-антимонитовые жилы и их окolorудные зоны содержат ассоциацию, состоящую из Sb, Mo, Zn, Pb, Te и Se. Геохимический фон вмещающих пород месторождений Харванской группы содержит Cu–200-253ppm, Au–8-121ppm, Mo–3.0-5.7ppm, W–6.3-7.1ppm, Pb–120-517ppm, Zn–121-160ppm, Sb–7-10ppm (рис. 10). На месторождении Миверуд золото-полиметаллическая руда, помимо ассоциации редких элементов, содержит также оксиды Zn-Ag-Sb и Pb-Bi и серебро-антимонитовые вольфрамиты.

В Алборском магматическом поясе, в Центрально-Иранском блоке и в Санандадж-Сирджанской зоне золотопорфировое и золото-полиметаллическое жильное и

штокверковое оруденение связано с олигоцен-миоценовыми дацитовыми, гранодиоритпорфировыми гранитоидными интрузивными штоками, секущими палеозойско-мезозойские комплексы метаморфических и осадочных пород (Отчет геологической службы Ирана, 2007; Moritz et al., 2006).

Золото-полиметаллическое оруденение, ассоциированное с Sb, Mo, Hg и W, известно в Восточно-Иранском блоке (рис. 10), в пределах месторождения Заршуран, на рудопроявлении Акдарех и на месторождении Дашкесан, на Биналудском золото-свинцово-цинковом месторождении и в золото-антимонитовом рудном поясе Хаш-Задехан, где палеогеновый флиш сечется олигоцен-миоценовыми субвулканическими и гипабиссальными гранитоидными штоками, контролирующими ртутную и антимонитовую минерализацию. Следовательно, постколлизийное золотое оруденение с сопутствующей Sb, W, Mo и Hg ассоциацией, связано с олигоцен-миоценовой магматической провинцией Ирана (рис. 11).

Постколлизийная обстановка тянется из Ирана в Мегри-Ордубадскую кайнозойскую магматическую провинцию. Здесь с интрузивными штоками олигоцен-миоценового возраста связано значительное золото-молибденовое оруденение, содержащее Sb, W и Hg. Кроме того, в Севан-Акеринской сuture с олигоцен-миоценовыми дацит-порфировыми штоками связаны богатые золоторудные месторождения Зод и Мерхадзор. Золотой ассоциации и здесь сопутствуют редкие металлы Sb и W. Эти месторождения представлены золото-кварц-антимонитовым оруденением (Меликян, 1977).

Постколлизийная минерализация золота и редких металлов известна в разломно-складчатой зоне Кавказа (рис. 7, VI). Здесь наиболее значительным является месторождение Зопхито, состоящее из кварц-антимонитовых жил и штокверков и золото-полиметаллического оруденения. Месторождение детально изучено Ш. Хадури и им же произведена детальная съемка (Отчеты Геологического управления Грузии за 1980-1990 г.г.). Околорудная зона изменения представлена окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией с высоким содержанием золота и сурьмы. Рудоносные жилы секут нижнеюрские сланцы. Содержание золота в жилах – 4.35 г/т, серебра – 4.5 г/т. Запасы золота на месторождении – более 34 т, сурьмы – 41223 т, серебра – 39 т.

Формирование месторождения Зопхито связано с поэднеальпийской активизацией (Г.Твалчрелидзе, 1984). Постколлизийная минерализация локализована в пределах складчато-разломной зоны Большого Кавказа и его Южного склона. Здесь известно также золотосодержащее оруденение редких металлов Ag, Sb, Mo, Hg и W на рудопроявлениях Ахей, Авадхара, Ноцарула и др. Оруденение и здесь контролируется олигоцен-миоценовыми дацитовыми интрузиями и гранодиоритовыми интрузивными штоками.

Другим значительным месторождением золота является Лухумское, с золото-арсенопирит-пиритовым оруденением. Минерализация контролируется зонами дробления и разломов в верхнелейасских сланцах и известняках. Оруденение представлено кварц-антимонитовыми, кварц-антимонит-карбонатными и кварц-шеелитовыми штокверками. Содержание золота в жилах – 5.10г/т, мышьяка – 6.7%, сурьмы – 7.37%. Запасы руды – 483000 т; руда содержит 14.04 т золота, 25800 т – сурьмы и 1800 т – мышьяка.

В зоне Большого Кавказа региональным разломом контролируется Окрила-Ачапарское рудопроявление (Окросцваридзе и Блуашвили, 2008). Оруденение представлено золотосодержащими (Au–3-4 г/т) кварц-шеелитовыми, кварцевыми, кварц-полиметаллическими жилами. Околорудные зоны окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Золото содержат кварц-пирит-арсенопиритовые и галенит-сфалеритовые жилы в ассоциации с Sb и W.

В складчато-разломной зоне Кавказа известно много рудопроявлений редких металлов. Среди них: контролируемые кайнозойскими гранодиоритовыми штоками Каробское месторождение молибдена с содержанием Mo–9.89% и с его запасом 50 т; шеелитовое рудопроявление Ноцарула (W–3.5%, Au–2.30 г/т), а также ртутные рудопроявления Ахей (Hg–0.34%; запасы – 2546 т); Авадхара (Hg–0.28%; запасы – 1353 т); Ахахча (Hg–0.5%; запасы – 2200 т). Во всех рудопроявлениях участвует антимонит. Оруденения локализованы в юрских сланцах и контролируются зонами разломов.

Постколлизийное золоторудное оруденение в ассоциации с Hg и Sb известно в Мендересском палеозойском массиве (Западные Анатолиды). Оно представлено месторождениями Кунгурлу, Халикой и Эмирли и контролируется кайнозойскими зонами

дробления и разломов. Золотое оруденение и здесь ассоциируется со Sb, W и Hg (Yigit, 2009).

Золоторудная минерализация, контролируемая зонами разломов, описана также в Восточных Родопах, на месторождении Ада-Тепе (Marchev et al., 2004).

Итак, постколлизийное оруденение в исследуемом регионе контролируется зонами разломов и дробления и орогенными гранодиорит-дацитовыми штоками. Оруденение наложено на разновозрастные (от палеозоя до кайнозоя) комплексы пород и представлено золото-меднополиметаллической и малосульфидной золото-редкометальной (Sb, W, Au и Hg) минерализацией. Эта ассоциация редких металлов сопряжена с золото-меднополиметаллическим и малосульфидным эпитермальным золотым оруденением, которое содержится также и в околорудно измененных зонах и за их пределами во вмещающих породах.

Начало постколлизийного развития связано с коллизией разделяющих террейны океанических зон и их сутурирования. Возраст этих сутур - от позднего мела до позднего эоцена-олигоцена. Сутурирование происходило на фоне субдукции океана Тетис. Однако постколлизийная обстановка связана, в основном, с полным замыканием океана и конвергенцией Афро- Аравийского и Евразийского континентов и обусловлена мощным стрессом пассивной окраины на активную – Евразийскую. Со стрессом связан орогенез, складчато-разломный тектогенез, синорогенная гранодиорит-порфировая и дацит-порфировая, а также гранитоидная интрузивная активность, контролирующая золото-полиметаллическое и малосульфидное золотое рудообразование и редкометальное оруденение. Геохимическим индикатором данного этапа является ассоциация редких металлов (Sb, W, Au и Hg). Это фиксируется в исследуемом регионе в пределах Ирана, Кавказа и Турции. Возраст синорогенной интрузивной активности везде датируется олигоцен-миоценом и всюду она сопровождается ассоциацией редких металлов – индикаторов постколлизийной обстановки. Следовательно, завершение субдукции, замыкание океана, орогенез и связанная с ним интрузивная активность постколлизийной обстановки датируется олигоцен-миоценом, что подтверждается верхнеэоцен-олигоценным возрастом завершающего этапа формирования сутур – Интрапонтидской и Анкара-Эрзинджан-Севанской.

В регионе известна также и постколлизийная вулканическая деятельность, связь которой с геодинамическим развитием детально изучена И.Дилеком, Н.Имамвердиевым и Ш.Алтункаяком (Dilek et al., 2010). Объектом их исследования являлась обширная периарабская территория в Ираке, на Малом Кавказе и Восточной Турции. Ими изучена постколлизийная известково-щелочная дацитовая, шошонит-трахиандезитовая и толеит-щелочнобазальтовая вулканическая деятельность и установлено влияние астеносферы на характер вулканизма. Первый этап этого влияния проявился в позднем миоцене-раннем плиоцене в шошонит-трахиандезитовом вулканизме. Впоследствии, в плиоцен-четвертичном времени началось извержение толеит-щелочнобазальтовой магмы, и этот этап связан с более интенсивным влиянием мантийного материала. Таким образом, была сформирована плиоцен-четвертичная толеит-щелочнобазальтово-трахиандезитовая вулканическая серия, которая по петрохимическим и геохимическим характеристикам аналогична преколлизийному вулканизму интрадуговых и задуговых рифтов, однако здесь рифтинг не установлен, и вулканическая активность связана с трещинными извержениями из глубинных магматических очагов. Следует отметить, что с постколлизийным вулканизмом не связано рудообразование, либо руда еще не обнаружена по причине слабой эродированности плиоцен-четвертичных вулканитов.

В описываемом регионе выявлены два этапа постколлизийного магматизма. Первый из них, датируемый олигоцен-миоценом, проявился в гранодиоритовой интрузивной активности и интенсивном посторогенном тектогенезе, с которым связано золото-меднополиметаллическое и эпитемальное золоторудное и редкометальное оруденения. Геохимическим индикатором этого этапа является ассоциация редких металлов (Sb, Mo, W, Hg), широко распространенная в регионе постколлизийных процессов магматизма и тектогенеза, наложенных на разновозрастные комплексы пород, сформированных в преколлизийной обстановке.

Второй этап связан с постмиоценовой вулканической деятельностью – известково-щелочной (дацитовой) и шошонит-трахиандезитовой и толеит-щелочнобазальтовой, геохимические индикаторы которой аналогичны характеристикам вулканитов преколлизийной обстановки.

Итак, в исследуемом регионе постколлизийной вулканической активности предшествует олигоцен-миоценовый дацит-порфировый и гранодиорит-порфировый магматизм и золото-меднопорфировое золото-малосульфидное рудообразование с сопутствующей ассоциацией редких металлов (Sb, Mo, W, Hg). Эта ассоциация и является индикатором преколлизийной обстановки первого этапа.

Аналогичная ситуация постколлизийного процесса рудообразования характерна для различных регионов мира. Ассоциация золотого оруденения и редких металлов фиксируется в Тетис-Евразийском металлогеническом поясе на примере месторождений Мурунтайской группы, формирование которых связано с позднепалеозойской коллизией. Здесь, в Тянь-Шаньской провинции образование гигантских золоторудных месторождений (Мурунтау, Кумтор, Чолбой и др.) связано с финальным этапом амальгамизации и коллажа (Yakubchuk et al., 2002) и золотое оруденение здесь также ассоциировано с Sb, Mo, W, Hg.

На Кумторском месторождении установлена ассоциация Au, W, Cu, Te, Ag, Pb, Sn, Sb.

На месторождении Мурунтау: Au, As, W, Bi, Ta, Cu.

На месторождении Чолбой: Au, Sb, Hg, Pb и Zn.

На месторождениях Даугузтау и Амантайтау: Au, Ag, As, Sb, Mo, W и Cu.

Аналогичная взаимосвязь золотого оруденения с комплексом редких металлов установлена в Томбстонском золото-рудном комплексе Юкона (Канада). Постколлизийная минерализация здесь связана с юрско-меловым орогенезом и контролируется синорогенными интрузивами гранитоидов. Геодинамическое развитие обусловлено триасово-меловой конвергенцией континента Северной Америки с Фаралонской плитой, что вызвало коллизию океанического террейна и континентальной окраины. Золоторудной минерализации сопутствует ассоциация Te, Bi, As, W, Sb. Золоторудное оруденение в жилах кварца здесь ассоциируется с W, Au, Ag, Pb, Zn и Sb (Mair et al., 2006). Аналогичные процессы и связанная с ними минерализация выявлена в Юго-Восточной Австралии, где постколлизийная золотая минерализация ассоциируется с Bi, Te, As, W, Mo, Sn и Sb.

Итак, с постколлизийным орогенезом и орогенным интрузивным магматизмом связаны наиболее значительные золоторудные месторождения, в которых золото ассоциируется со Sb, W, Mo и Hg. Среди них известны гигантские месторождения золота: Мурунтау (175 млн. унц. Au), Кумтор (49 млн. унц. Au), Зармитан (11.2 млн. унц. Au). Примечательно, что Sb, W, Hg и Mo ассоциированы с золотыми месторождениями постколлизийного орогенеза и интрузивной деятельностью, тогда как их участие не фиксируется в преколлизийных островодужных, задуговых интрадуговых и океанических обстановках. Среди них лишь Mo участвует в оруденении островодужной обстановки, для которой не характерна тенденция участия Sb, W, Hg. Однако, гигантские месторождения Mo связаны с постколлизийной обстановкой, каковыми в исследуемом регионе являются Каджаран и Агарак.

Следовательно, постколлизийный процесс в пределах описываемого региона характеризуется двумя этапами развития. Первый, олигоцен-миоценовый связан с посторогенным тектоногенезом и гранитоидной интрузивной активностью. С ним связана золото-меднопорфировая и эпитермальная малосульфидная золотая минерализация с ассоциацией редких металлов Sb, W, Mo и Hg и с формированием их самостоятельных месторождений. Эти металлы являются одновременно индикаторами постколлизийной обстановки. Постколлизийный процесс этого этапа наложен на комплекс разных по составу и возрасту пород преколлизийной обстановки, и перечисленные выше металлы, нехарактерные для этой обстановки, являются геохимическим фоном наложенного постколлизийного процесса. Второй этап постколлизийного процесса представлен плиоцен-четвертичным вулканизмом, характеризующимся шошонит-трахиандезитовым и толеит-щелочнобазальтовым составом, а также петрохимическими и геохимическими индикаторами аналогичных вулканических серий островодужных, интрадуговых и задуговых рифтов преколлизийных обстановок. Вулканизм является продуктом трещинных извержений и для него не свойственны ни рифтинг, ни какие-либо оруденения.

Постколлизийная золото-меднополиметаллическая и редкометалльная металлогения характеризуется следующими критериями:

- Оруденение представлено в основном порфиоровыми и жильно-штокверковыми рудами. Здесь отсутствует стратиморфная VMS минерализация.
- Взаимосвязанность рудообразования со складчато-разломными структурами орогена и с этапом посторогенной магматической активности.
- Как в порфиоровых сульфидных рудах, так и в малосульфидных и безсульфидных, оруденение в постколлизииной обстановке характеризуется высоким содержанием золота в ассоциации с группой редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) и их высоким трендом во вмещающих породах. Эти редкие металлы в данной обстановке могут служить поисковым критерием на золото.
- В постколлизииной обстановке формируется также оруденение редких металлов, представленное месторождениями антимонита, шеелита, вольфрама и ртути.
- Генезис золота и редких металлов в постколлизииной обстановке связан с трансформацией субдуцированной плиты на больших глубинах и возникновением высокотемпературного потока флюидов, извлекавших из мощной сиалической коры орогенов золото и редкие металлы с формированием порфиорового и эпитеpmального жильно-штокверкового оруденения.
- Постколлизииная обстановка характеризуется высоким геохимическим фоном редких металлов (Sb, W, Hg, Mo), ассоциация которых одновременно является и индикатором постколлизииной обстановки. Следует отметить, что их участие не установлено (за исключением Mo) в преколлизииных обстановках.

Обозрение и анализ результатов

Связь метаморфизма, магматизма (вулканизма), поствулканической гидротермальной активности и золото-меднополиметаллического рудообразования с геодинамическим развитием на Евразийской активной окраине исследуемого региона проявилась в следующих тенденциях:

Геодинамическое развитие выразилось в особенностях формирования пре- и постколлизийных обстановок. Преколлизийная стадия связана с северовергентной субдукцией океана Тетис в процессе конвергенции Евразийского и Афро-Аравийского континентов. Субдукция началась в позднем протерозое и завершилась коллизией и полным замыканием океана Тетис в позднем эоцене. В процессе субдукции происходил отрыв террейнов от Афро-Аравийской пассивной окраины, их миграция к активной окраине Евразийского континента и конвергенция, что привело к коллизии океанических ветвей между террейнами с формированием сутур. Замыкание и коллизия океана были обусловлены мощным давлением Афро-Аравийского континента на окраину Евразийского и началом постколлизийной стадии развития.

Преколлизийное геологическое и геодинамическое развитие определялось процессом субдукции и трансформацией субдуцируемой плиты. На преколлизийной стадии, вплоть до полного замыкания океана, метаморфизм, магматизм, вулканическая и поствулканическая активность, а также рудообразование регулируются процессом субдукции. На постколлизийной стадии процесс субдукции завершается, однако трансформация субдуцируемой плиты продолжается на большой глубине, под орогеном в результате давления Афро-Аравийского континента на окраину Евразийского. Она сопровождалась инъекцией мантийного диапира и обусловленного им воздействием флюидно-теплового потока. С первым этапом постколлизийной активности связаны контролирующие рудообразование гранитоидный магматизм и тектогенез (с формированием складчато-разломных зон), которые на втором этапе завершаются шшонит-трахиандезитовой и толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельностью. По петрогеохимическим критериям они аналогичны вулканитам интрадуговых и задуговых рифтов преколлизийной обстановки, однако представляют собой продукты трещинных извержений из глубинных магматических очагов без признаков рифтинга и рудообразования.

Начало преколлизийного развития связано с нормальной субдукцией, с погружением субдуцируемой плиты в мантию без ее трансформации и инъекции мантийного диапира. В фанерозое с этим этапом субдукции связан процесс регионального метаморфизма. На начальной стадии, еще до выплавления андезитовой расплава из субдуцируемой плиты и

литосферы, на большой глубине, в условиях высоких давлений и высокотемпературного флюидного потока, связанного с субдукцией, начинается региональный метаморфизм с формированием гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций, переходящих в восходящем разрезе в более низкотемпературные эпидот-амфиболитовую и зеленосланцевую фации метаморфизма. Температура регионального метаморфизма соответствует 350-750°C, давление – 4000 бар. При этой температуре, до выплавления андезитового расплава, из субдуцируемой плиты и литосферы выплавляется гранитная магма, в результате чего в процессе регионального метаморфизма происходит формирование гранит-метаморфических комплексов.

Итак, региональный метаморфизм предшествовал выплавлению андезитового расплава и известково-щелочной вулканической активности, что подтверждается на примере Кавказа. Здесь формирование герцинского метаморфического комплекса в кристаллическом ядре Большого Кавказа датируется девон-карбоном. В среднем же карбоне, на Южном склоне Главного Кавказского хребта за этим циклом метаморфизма следует андезит-риолитовый вулканизм островодужного типа. Другой пример известен в Закавказском массиве, где поэднепалеозойско-триасовая андезит-дацитовая известково-щелочная вулканическая серия залегает на палеозойском гранит-метаморфическом комплексе Дзирульского массива. Подобная последовательность метаморфизма и известково-щелочного вулканизма, когда выплавлению андезитовой магмы в процессе субдукции предшествовал региональный метаморфизм, известна в фанерозое разных регионов мира (Гугушвили, 1980). Примером является округ Лейк (Уэллс), где формирование амфиболитовой фации регионального метаморфизма (возраст 475-420 млн. лет) предшествует палеозойскому известково-щелочному вулканизму (Read, 1961). Другой пример известен в Герцинском поясе Западной Европы (Молданубская структурная зона), где мигматиты возрастом в 340-320 млн. лет перекрыты карбоновой молассой с трахиандезитовой серией вулканитов (Сатон, 1967). Нижнедевонские известково-щелочные вулканиты в Шотландии перекрывают регионально метаморфизованный комплекс, испытавший 420-400 млн. лет назад последний – каледонский этап метаморфизма (Сатон, 1967). В Тихоокеанском кольце мощная серия андезитов перекрывает поле региональных метаморфитов (Miashiro, 1972). Однако, эпизоды метаморфической активности в процессе субдукции не всегда завершаются выплавлением андезитовой магмы и вулканической активностью. В таких

случаях воздействие теплового потока не превышает условий формирования гранулитовой и амфиболитовой фаций, переходящих в восходящем разрезе в эпидот-амфиболитовую, пренит-пумпеллиитовую, зеленосланцевую, цеолитовую и филлитовую фации (Гугушвили, 1980). Региональные метаморфиты, в отличие от поствулканических метасоматитов, характеризуются сланцевой и гнейсовой текстурами, что объясняется процессом метаморфизма на глубине, в условиях высокого давления.

С метаморфизмом не связан процесс рудообразования. Среди региональных метаморфитов известны различные рудопроявления и месторождения, однако все они наложены на метаморфиты и являются результатом воздействия постметаморфических процессов.

На следующем этапе нормальной субдукции возрастание теплового потока обусловило выплавление из субдуцируемой плиты андезитового расплава, известково-щелочной вулканизм и золото-медно-свинцово-цинковое рудообразование. Затем следует этап трансформации субдуцируемой плиты (деформация, загибание, раскол, детачмент и деляминация). Деформация обусловлена проникновением в литосферу мантийного диапира, с которым связаны интрадуговой и задуговой рифтинг с шошонит-трахиандезитовым вулканизмом на начальном этапе. Усиление трансформации, а также инъекций мантийного диапира и рифтинга способствуют проявлению толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельности с сопутствующими ей высокотемпературной эпидот-цоизитовой пропилитизацией и медно-цинковым колчеданным рудообразованием. Последующее внедрения мантийного плюма обусловили интенсивный спрединг и трансформацию задугового рифта в малоокеанический бассейн с офиолитовым вулканизмом, ультраосновным дунит-перидотитовым магматизмом, эпидот-цоизит-актинолитовой пропилитизацией, серпентинизацией и медноколчеданной минерализацией Кипрского типа. Подобное развитие процессов установлено как в исследованном регионе, так и в других районах мира в аналогичных геодинамических обстановках.

В островодужной обстановке рудообразование контролируется участием как сиалической и базальтовой коры, так и мантии, ввиду того, что субдуцируемая плита в процессе выплавления андезитового расплава погружается в мантию. На зрелой стадии задугового

рифтинга в рудообразовании не участвует сиалическая кора, и оно контролируется лишь участием базальтовой коры и мантии. В рудообразовании океанической обстановки не участвует ни базальтовая, ни океаническая кора, оно контролируется мантией. Исходя из вышеприведенных данных, основным источником свинца и золота является сиалическая кора, источником цинка - базальтовый слой, а меди - мантия.

На примере кавказского региона ясно демонстрируется, что характер вулканической активности и золото-меднополиметаллического рудообразования связан с чередованием во времени и пространстве с погружением субдуцируемой плиты с юга на север и латеральным - с востока на запад.

Здесь выявлена следующая последовательность событий: на Южном склоне Большого Кавказа, в Дизской серии участвуют палеозойские вулканиты андезит-дацит-риолитового состава, связанные с нормальной субдукцией. К северу, в пределах Передового хребта Кавказа, в результате трансформации плиты с инъекцией диапира, формируется палеозойско-триасовый интрадуговой рифт с толеитовой вулканической деятельностью и медно-цинковым оруденением (Худесская группа месторождений).

С северовергентной трансформацией субдуцируемой плиты в нижней юре (в пределах Южного склона Большого Кавказа) связана инъекция мантийного диапира и возникновение задугового рифта и окраинного моря с толеитовым вулканизмом и с пирит-халькопирит-сфалерит-пирротинным оруденением (Филиз-чайская группа месторождений). На юге, в пределах Межгорья Закавказья (Грузинская глыба) и Локско-Карабахской зоны Малого Кавказа рифтингу предшествовала нормальная субдукция и позднепалеозойско-раннеюрская базальт-андезит-дацитовая вулканическая активность островодужного типа.

В Локско-Карабахской зоне известково-щелочная вулканическая деятельность продолжалась в верхней юре. Здесь она представлена андезит-дацит-риолитовой серией, с которой связано золото-меднополиметаллическое рудообразование (месторождения Шамлуг, Алаверды, Кадабек и др.). Севернее, в пределах Межгорья Закавказья субдуцируемая плита подверглась трансформации и с ней связано формирование мощной толеит-щелочнобазальтово-трахитовой вулканической серии задуговых рифтов.

Аналогично, в верхнем мелу Артвино-Болнисской зоны (Малый Кавказ), с нормальной субдукцией связан андезит-дацит-риолитовый островодужный вулканизм и золото меднополиметаллическая минерализация (Маднеульское и Дагкесаманское месторождения). Севернее, в пределах Грузинской глыбы (Закавказское межгорье) субдуцируемая плита претерпела интенсивную трансформацию с присущей задуговым рифтам пикрит-базальтовой, щелочной оливиново-базальтовой и трахиандезит-трахитовой вулканической деятельностью с ультращелочными фонолитовыми экструзиями.

Трансформация субдуцируемой плиты проявилась и в эоцене. Формированию Аджара-Триалетского рифта с толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельностью, в приграничных районах Турецких Понтид и Артвин-Болнисской зоны, в верхнем мелу и эоцене предшествовал связанный с нормальной субдукцией известково-щелочной вулканизм и золото-меднополиметаллическое рудообразование.

В пределах Кавказа и Болгарского Среднегорья в восходящем разрезе установлено со временем ослабление трансформации субдуцируемой плиты и инъекции мантийного диапира. Это подтверждается на примерах Аджара-Триалетской зоны и Болнисского рудного района (Артвин-Болнисская зона). В западном сегменте Аджара-Триалетии в нижнем эоцене, в начале рифтинга проявился шошонит-трахиандезитовый вулканизм. С усилением в среднем эоцене рифтинга связана толеит-щелочнобазальтовая деятельность, которой сопутствует высокотемпературная фоновая эпидот-цоизитовая пропилитизация. В верхнем эоцене ослабление рифтинга обусловило шошонит-трахиандезитовый вулканизм, и фоновый процесс изменения представлен хлорит-альбитовой и цеолитовой пропилитизацией. Температура зональности фонового процесса связана во времени с падением температуры теплового потока и более глубокой инъекцией мантийного диапира.

Другая последовательность фиксируется в Болнисском рудном районе, в восходящих разрезах Маднеульского и Бектакарского рудных узлов. Здесь мантийный диапиризм во времени усиливается в вертикальном направлении и глубина его проникновения уменьшается.

Формирование Маднеульского месторождения сантонского возраста связано с нормальной субдукцией и с островодужной обстановкой, тогда как смежное с ним Бектакарское месторождение локализовано в кампанской трахидацитовой толще, над которой залегает верхнекампанская шоршолетская свита, состоящая из щелочных базальтов и трахиандезитов, характерных для задуговых рифтов. Следовательно, здесь, в восходящем разрезе усиливается трансформация субдуцируемой плиты. Подобная ситуация фиксируется и в Болгарском Среднегорье (Панагюриште), где в восходящем разрезе нормальная субдукция в результате деформации субдуцируемой плиты переходит в начальную стадию развития задугового рифта.

В кавказском регионе, на примере развития Аджара-Триалетской и Талышской рифтовых зон, прослеживается латеральная трансформация субдуцируемой плиты и связанных с ней вулканизма, поствулканического процесса и рудообразования. Аджара-Триалетский рифт латерально, в западном направлении переходит в представленный офиолитами Восточно-Черноморский малый океанический бассейн (рис. 9), тогда как Западно-Черноморский малый океанический бассейн соединяется с задуговым рифтом Бургасского синклиория (Болгария), состоящего из толеит-базальтовой серии, что объясняется латеральным западновергентным ослаблением внедрения мантийного диапира.

Аналогичная ситуация прослеживается и в Талыше (Азербайджан, рис.9). Здесь задуговой рифт с толеит-базальтовым вулканизмом переходит латерально на восток в офиолитовый малый океанический бассейн Каспийского моря (рис.9). Однако, если в Аджара-Триалетском рифте в восходящем разрезе среднеэоценовая толеит-щелочнобазальтовая серия в верхнем эоцене замещается шошонит-трахиандезитовой, что свидетельствует об ослаблении рифтинга, то в Талыше над среднеэоценовыми толеит-базальтами залегает верхнеэоценовая осадочная толща, которую секут дунит-перидотитовые штоки океанического типа. Следовательно, здесь, в отличие от Аджара-Триалетии, в восходящем разрезе намечается усиление влияния мантийного диапира.

Постколлизийное развитие исследуемого региона начинается после коллизии и замыкания океана Тетис и обуславливается давлением Афро-Аравийского континента на окраину Евразийского. Постколлизийная обстановка контролируется разломно-

складчатыми структурами и синорогенными олигоцен-миоценовыми интрузивными штоками.

Постколлизийный процесс представлен двумя этапами. Первый, датируемый олигоцен-миоценом, связан с разломно-складчатыми структурами и с орогенной интрузивной активностью. Второй этап, постмиоценовый, проявился в андезитовой, шохонит-трахиандезитовой и толеит-щелочнобазальтовой вулканической деятельности, с которой не связано рудообразование. На первом этапе формируется значительное оруденение, контролируемое тектоногенезом и интрузивной активностью. Оно представлено золото-меднополиметаллическими и эпитермальными малосульфидными и безсульфидными золотыми месторождениями с рудами, богатыми золотом на фоне низкого содержания полиметаллов. Оруденению здесь сопутствует ассоциация редких металлов -- Sb, W, Mo, Hg. Широко распространены и золотосодержащие антимонитовые, шеелитовые, вольфрамитовые и ртутные месторождения.

Данная ассоциация редких металлов не характерна для преколлизийного оруденения. Из этих редких металлов лишь молибден участвует в рудах островных дуг, однако наиболее значительные месторождения молибдена (Каджаран и Агарак) формируются в постколлизийной обстановке. Источником золота и редких металлов является мощная сиалическая кора орогенов, из которой они выщелачиваются высокотемпературным потоком флюидов в условиях высокого давления, восходящим из глубинных магматических очагов, формирование которых связано с постколлизийной трансформацией субдуцированной плиты. В постколлизийной обстановке исследованного региона установлен высокий геохимический фон отмеченных редких металлов как в рудовмещающих зонах, так и широко за их пределами.

Постколлизийный гранитоидный, гранодиорит-порфировый, и дацит-порфировый магматизм распространен на обширной площади исследуемого региона в пределах Ирана, Кавказа и Турции. С ним связана золото-меднополиметаллическая и малосульфидная золоторудная минерализация с сопутствующей ассоциацией редких металлов (Sb, W, Mo и Hg) и геохимических индикаторов постколлизийной обстановки. Эти интрузивные тела везде датируются олигоцен-миоценом. Это дает возможность предположить, что постколлизийный процесс, обусловленный стрессом Афро-Аравийского континента на

активную окраину Евразийского, начался в олигоцен-миоцене и продолжается в течении плиоцен-четвертичной вулканической деятельности с сопутствующим орогенезом и тектогенезом, с которыми связано формирование складчато-разломных структур.

Данная ассоциация редких металлов связана с богатейшими постколлизийными золоторудными месторождениями как в Евразийском золото-меднополиметаллическом поясе (группа месторождений Мурунтау в Тянь-Шаньской провинции), так и в Томбстонском золоторудном поясе (Канада), в Лачланских орогенных месторождениях золота (Австралия) и др. Следовательно, все вышесказанное позволяет предположить, что ассоциация редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) является четким геохимическим индикатором постколлизийной обстановки.

Следует отметить, что до последнего времени для постколлизийной обстановки этого этапа надежные геохимические критерии известны не были, в отличие от преколлизийных обстановок - островодужной, задуговой и океанической, характеризующихся четкими геохимическими индикаторами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$; содержание хондритовых и редкоземельных элементов и др.). Аналогичными индикаторами характеризуются и постколлизийные постмиоценовые вулканические серии исследованного региона. Ввиду того, что первый, олигоцен-миоценовый постколлизийный этап в исследуемом регионе наложен на породы преколлизийного этапа, и ассоциация редких металлов (Sb, Mo, W, Hg), определяющая геохимический фон первого этапа не характерна для преколлизийной обстановки, ее можно рассматривать в качестве четкого геохимического индикатора первого этапа постколлизийной ситуации. Это подтверждается данными относительно постколлизийных обстановок других регионов мира.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Фанерозойское геодинамическое развитие исследуемого региона и его связь с региональным метаморфизмом, магматизмом, вулканизмом, поствулканическим процессом и металлогенией обусловлены северовергентной субдукцией и трансформацией субдуцируемой плиты на преколлизийной стадии, с орогенезом,

разломно-складчатой тектоникой, с синорогенным магматизмом на постколлизийной стадии и с постсубдукционной трансформацией субдуцированной плиты.

2. На первом этапе субдукции, в процессе погружения субдуцированной плиты в мантию, до выплавления андезитового расплава, происходил региональный метаморфизм, связанный с проникновением в литосферу флюидно-теплого потока. На этом этапе, при температуре 350-750⁰С, формировались высокотемпературные гранулитовая и альмандин-амфиболитовая фации метаморфизма и происходило выплавление гранитной магмы, а также формирование гранит-метаморфитовых комплексов. С возрастанием температуры до 1000-1100⁰С выплавляется андезитовая магма и начинается известково-щелочная вулканическая деятельность островодужной стадии, обусловленная нормальной субдукцией. Известково-щелочная вулканическая серия наложена на гранит-метаморфические комплексы. Региональный метаморфизм предшествовал известково-щелочной вулканической активности и оба процесса контролировались нормальной субдукцией.

Островодужному известково-щелочному вулканизму сопутствует фоновая цеолитовая пропилитизация и с ним связано золото-медно-свинцово-цинковое рудообразование.

3. Далее, в процессе субдукции начинается трансформация субдуцируемой плиты (деформация, раскол, детачмент и деламинация), обусловившая инъекцию мантийного диапира и интрадуговой и задуговой рифтинг с шошонит-трахиандезит-латитовым вулканизмом на начальной стадии. С усилением проникновения диапира связана толеит-щелочнобазальтовая вулканическая деятельность с эпидот-цоизитовой фоновой пропилитизацией и медно-цинковоколчеданным оруденением.
4. Дальнейшая интенсивная трансформация субдуцируемой плиты и внедрение мантийного диапира обусловили спрединг и переход задугового рифтинга в малоокеаническую обстановку с офиолитовой вулканической активностью и ультраосновным дунит-перидотитовым магматизмом, сопровождаемыми эпидот-

цоизит-актинолитовой пропилитизацией, серпентинизацией и медноколчеданным оруденением Кипрского типа.

5. Итак, с различными геодинамическими обстановками связаны определенные типы оруденения. В то же время, в геодинамических обстановках установлен разный уровень участия мантии, а также сиалической и базальтовой коры. Анализ этой информации дает возможность предположить, что источником золота, свинца, меди и цинка являются фанерозойская кора и мантия.

В океанической обстановке, где в процессе рудообразования участвует только мантия, формируется медноколчеданное оруденение без участия золота, свинца и цинка, что свидетельствует о мантийном источнике меди.

В интрадуговой и задуговой обстановках в процессе оруденения участвуют базальтовая кора и мантия, в результате чего формируется медно-цинковое оруденение. Это указывает на то, что источником цинка является базальтовая кора.

В островодужной обстановке в процессе оруденения участвует сиалическая и базальтовая кора, а также мантия. Руда здесь содержит золото, свинец, цинк и медь, т.е. источником золота и свинца является сиалическая кора.

В постколлизии обстановке формировались эпитермальные месторождения с высокими содержаниями золота в ассоциации с комплексом редких металлов (Sb, W, Mo, Hg). Постколлизийная обстановка характеризуется мощной орогенной сиалической корой, что подтверждает связь источника золота и редких металлов с сиалической корой.

6. В преколлизийной обстановке субдукция и связанные с ней метаморфизм, магматизм, вулканизм, поствулканический процесс и рудообразование чередуются во времени и пространстве в трех направлениях: с юга на север, по направлению погружения субдуцируемой плиты, по простиранию погружения, латерально, с востока на запад и вертикально, во времени и по восходящему разрезу.
 - В процессе погружения плиты, в островодужных условиях региональный метаморфизм предшествует выплавлению андезитового расплава и известково-щелочному вулканизму с фоновой цеолитовой пропилитизацией и

с золото-меднополиметаллическим оруденением. Далее, к северу происходит трансформация субдуцируемой плиты, сопровождаемая инъекцией мантийного диапира, обусловившая интрадуговой и задуговой рифтинг с шошонит-трахиандезитовым и толеит-щелочнобазальтовым вулканизмом, с фоновой, более высокотемпературной хлорит-альбитовой и эпидот-цоизитовой пропилитизацией и с медно-цинковым VMS рудообразованием. Дальнейшее усиление трансформации плиты, с внедрением мантийного диапира до малых глубин, привело к спредингу и малоокеанической обстановке с офиолитовым вулканизмом, ультраосновным и дунит-перидотитовым магматизмом, с эпидот-цоизит-актинолитовой пропилитизацией и серпентинизацией и с медноколчеданным оруденением Кипрского типа.

- Латеральная трансформация субдуцируемой плиты с инъекцией диапира разной интенсивности и уровня по простиранию погружения также обусловила чередование по латерали островодужной, интрадуговой, задуговой и океанической обстановок с аналогичными вышеописанным явлениями вулканизма, магматизма, поствулканического процесса и металлогенией, развивавшимися вдоль погружения субдуцируемой плиты.

В пределах изучаемой территории Аджара-Триалетский интрадуговой рифт соединяется с малым океаническим бассейном Черного моря, который по простиранию переходит в Бургасский задуговой рифт (Болгария). В Аджара-Триалетской зоне среднеэоценовый интрадуговой рифт, представленный толеит-щелочнобазальтовым вулканизмом, в восточном направлении, в результате ослабления рифтинга, замещается шошонит-трахиандезитовой вулканической деятельностью, еще восточнее его замещает андезитовая вулканическая серия, что свидетельствует о затухании рифтинга и переходе интрадуговой обстановки в островодужную. На востоке же, в Азербайджане, Талышский задуговой рифт латерально сменяется малым океаническим бассейном Каспия.

- Трансформация субдуцируемой плиты и связанные с ней процессы чередуются во времени и в восходящем разрезе. Так, в западном секторе Аджара-Триалетской зоны (Аджара-Гурийский регион), начальная стадия формирования рифта представлена нижнеэоценовой шошонит-

трахиандезитовой серией, в восходящем разрезе с ней чередуется среднеэоценовая толеит-щелочнобазальтовая серия с фоновой эпидот-цоизитовой пропилитизацией, а в верхнем эоцене за ней следует шошонит-трахиандезитовый вулканизм, свидетельствующий об ослаблении рифтинга. Несколько иное чередование наблюдается в зоне Талышского рифта, где среднеэоценовый толеитовый вулканизм в верхнем эоцене сменяется ультраосновным дунит-перидотитовым магматизмом океанической обстановки, что указывает на усиление активности мантийного диапира и мантийного влияния. В Болнисском рудном районе вертикально (в восходящем разрезе) и во времени сантонская островодужная обстановка трансформируется в кампане в задуговую. Аналогичные явления фиксируются и в Болгарском Среднегорье (рудный район Панагюриште).

7. После замыкания океана Тетис, на постколлизиионном этапе развития, процесс субдукции завершается, однако под орогеном, на больших глубинах, в результате мощного давления Гондваны на окраину Евразии, трансформация субдуцированной плиты продолжается. Связанный с этим мощный высокотемпературный флюидно-тепловой поток обусловил выплавление гранитоидного расплава с гранодиорит-дацитовым магматизмом олигоцен-миоценового возраста, сопряженным с формированием складчато-разломных зон в орогене.

Мы предполагаем, что в результате стресса пассивной окраины на активную, начало постколлизиионного процесса датируется олигоцен-миоценом, а его продолжением является плиоцен-четвертичный вулканизм.

Интрузивный магматизм и складчато-разломные зоны контролируют постколлизиионное рудообразование. Руда представлена как порфировой золото-меднометаллической минерализацией, так и малосульфидными золотосодержащими и кварц-антимонитовыми, кварц-шеелитовыми, вольфрамитовыми и ртутными жилами и штокверками. Оруденению - как порфировому, так и эпитермально-малосульфидному сопутствует редкометальная ассоциация (Sb, W, Mo, Hg), распространенная на обширных площадях вмещающих пород. Она контролирует золотое оруденение, являясь поисковым признаком на руду, и не

характерна для преколлизийных обстановок. Единственным исключением является Мо, участвующий в островодужном оруденении. Данная ассоциация на обширных площадях в постколлизийных обстановках и, в целом, создает их геохимический фон. Известно, что свежие, неизмененные породы различных обстановок преколлизийного этапа характеризуются четкими геохимическими критериями - соотношением изотопов стронция и свинца ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$), содержанием редкоземельных и хондритовых элементов и др.

Постколлизийная обстановка этого этапа и связанные с ней процессы наложены на породы преколлизийных обстановок, поэтому ассоциация определенных редких металлов здесь представляет четкий геохимический индикатор, и ей принадлежит особая роль для установления постколлизийной обстановки в регионе. Вышеприведенная ассоциация редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) в различных регионах мира связана с постколлизийным рудообразованием (золоторудные месторождения группы Мурунтау Тянь-Шаньской провинции Центральной Азии). Томбсонское золоторудное поле (Канада), Лачланская группа месторождений золота (Австралия) и др.

На Кавказе и в Турции (Восточная Анатолия) известна постколлизийная андезитовая, шошонитовая и толеит-базальтовая вулканическая деятельность плейстоцен-четвертичного возраста, по петрохимическим признакам аналогичная преколлизийному вулканизму, что наводит на мысль о мантийном влиянии. Можно предположить, что и здесь, на определенном этапе вертикально, в восходящем разрезе и во времени происходило проникновение под ороген мантийного материала, выраженное в толеит-базальтовой вулканической активности. Здесь гранодиоритовый олигоцен-миоценовый магматизм и позднемиоценовый андезитовый вулканизм предшествовали внедрению мантийного материала, определившего шошонит-трахиандезитовую и толеит-базальтовую вулканическую деятельность. Этот петрохимический состав характерен для интрадуговых и задуговых рифтов преколлизийной обстановки, однако под мощной орогенной корой рифтинг не состоялся, и происходили лишь трещинные извержения из глубинных магматических очагов.

* * *

Изучение фанерозойской геодинамики во взаимосвязи с вулканизмом и металлогенией на примере активной окраины Евразии выявило, что геодинамическое развитие на преколлизиионной стадии обусловлено процессом субдукции и проявляется в региональном метаморфизме и в возникновении островодужной, задуговой, интрадуговой и океанической обстановок, каждая из которых контролируется присущим ей вулканизмом (магматизмом), фоновой гидротермальной активностью и металлогенией. Островодужная обстановка характеризуется известково-щелочным вулканизмом, фоновой цеолитовой пропилитизацией и золото-меднополиметаллической металлогенией; с внутридуговой и задуговой обстановками связана толеит-щелочнобазальтовая и щшонит-трахиандезитовая вулканическая деятельность, фоновая эпидот-цоизитовая и хлорит-альбитовая пропилитизация и медно-цинковое VMS оруденение стратиморфного типа. С океанической обстановкой связаны офиолитовый вулканизм и ультраосновной магматизм, высокотемпературная эпидот-цоизит-актинолитовая пропилитизация и серпентинизация и медноколчеданное оруденение. В регионе проявилась также геодинамика переходной стадии от островодужной во внутридуговую с характерным для последней вулканизмом и металлогенией. На постколлизиионной стадии сам процесс субдукции завершился, однако продолжилась трансформация субдуцируемой плиты, с которой связан высокотемпературный флюидно-тепловой поток, обусловленный проникновением мантийного материала. Первый этап постколлизиионного развития контролируется ассоциацией редких металлов (Sb, W, Mo, Hg), являющейся индикатором первого этапа. Второй же этап проявился в щшонитовой и толеит-базальтовой вулканической деятельности, обусловленной проникновением мантийного материала. Вулканизм второго этапа характеризуется геохимическими критериями преколлизиионной вулканической деятельности задугового и интрадугового рифтов.

Заключение

Фанерозойская геодинамика и ее связь с региональным метаморфизмом, вулканизмом, гидротермальным процессом и металлогенией в процессе эволюции океана Тетис, в пределах Евразийской активной окраины, во времени и пространстве была выявлена следующая последовательность событий: на преколлизийной (синсубдукционной) стадии эволюции океана Тетис, на первом этапе субдукции, до выплавления известково-щелочного андезитового расплава, проявился региональный метаморфизм и выплавление гранитоидного расплава с формированием гранит-матморфических комплексов. Температура образования которых в пределах 350-750⁰С. После выплавления из субдуцируемой плиты и литосферы андезитового расплава при температуре 1000-1100⁰, с началом известково-щелочной вулканической деятельности связана островодужная обстановка, фоновая цеолитовая пропилитизация и золото-меднополиметаллическая металлогения представленная оруденениями порфирирового типа и типа Куроко. Региональный метаморфизм и островодужная известково-щелочная вулканическая деятельность с сопутствующей гидротермальной активностью и металлогенией обусловлены нормальной субдукцией без трансформации субдуцируемой плиты и без инъекции мантийного материала.

Следующий этап субдукции знаменуется началом трансформации субдуцируемой плиты (загибание и разрывы) с инъекцией астеносферы выраженной вулканизмом переходного типа от известково-щелочного в шошонит-трахиандезитовый на первом этапе и толеит-щелочнобазальтовый, с выраженным рифтингом на втором. Первый этап знаменуется золото-медно-полиметаллической металлогенией, кварц-калишпатовым метасоматозом, второй - высокотемпературной эпидот-цоинзитовой фоновой пропилитизацией и медно-цинково-колчеданной стратиморфной минерализацией без участия золота и свинца, либо с их минимальным содержанием, связанным с участием реликтов сиалической коры в условиях рифтинга.

С усилением трансформации субдуцируемой плиты (разрыв, детачмент и деламинация) и мощного внедрения мантийного диапира, знаменуется усиление спрединга, с офиолитовым вулканизмом мантийного типа и ультраосновным дунит-перидотитовым магматизмом, с высокотемпературной эпидот-актинолитовой пропилитизацией и серпентинизацией и мантийной медноколчеданной металлогенией без участия в

процессе оруденения сиалической коры источника свинца и золота и базальтовой коры – источника цинка.

Анализ металлогении во взаимосвязи с процессом субдукции и вулканической деятельностью показал, что источником свинца и золота является сиалическая кора, источником цинка-- базальтовый слой, тогда как источником меди является мантия.

На преколлизийной стадии субдукция во времени и пространстве определяется разной интенсивностью трансформации субдуцируемой плиты как по направлению ее погружения с севера на юг, так и вдоль простирания латерально с запада на восток и вертикально по разрезу во времени, что знаменуется взаимопереходом разных геодинамических обстановок в исследуемом районе по трем направлениям.

Латеральный взаимопереход обстановок и связанной с ним металлогении наблюдается и в Восточных Понтидах (Delibash et al.,2016).

С конвергенцией Гондваны с Евразией связаны замыкание океана Тетис и переход преколлизийного развития в постколлизийный. Здесь завершается процесс субдукции, однако продолжается трансформация субдуцируемой плиты, определяющая поток флюидов и проникновение мантийного материала в мощную толщу орогенной литосферы. С постколлизийной стадией связан орогенезис, разломно-складчатые структуры и синорогенный гранитоидный магматизм. На первом этапе происходит проникновение флюидных потоков в толщу орогенной литосферы, с выщелачиванием золота и редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) из сиалической коры и формирование порфировых и малосульфидных кварц-антимонитовых, кварц-шеелитовых, кварц-вольфрамитовых золотоносных жил и штокверков с богатой золоторудной минерализацией. Высокое содержание золота фиксируется на фоне низкого тренда полиметаллов. Ассоциация редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) широко распространена как в околорудных зонах, так и за пределами во вмещающих породах. Она является геохимическим индикатором постколлизийного процесса и поисковым критерием золотого оруденения. Так как в Кавказском регионе первый олигоцен-миоценовый этап постколлизийного процесса наложен на преколлизийную толщу и он знаменуется высоким геохимическим фоном отмеченных редких металлов, который является геохимическим критерием

постколлизийной активности. Второй этап же знаменуется шошонит-толеит-щелочнобазальтовой деятельностью плиоцен-четвертичного возраста и характеризуется геохимическими индикаторами (соотношение изотопов стронция и свинца, содержание редкоземельных и хондритовых элементов) аналогичными для данных пород преколлизийной обстановки, связанных с рифтогенезом. Однако здесь рифтинг не фиксируется и с вулканической деятельностью не связана минерализация. Эти вулканические серии либо безрудны, либо оруденение здесь не обнаружено в связи со слабой эродированностью. Вулканическая же активность связана с трещинными излияниями из глубинных вулканических очагов. Мощная литосфера орогенов на постколлизийном этапе, вероятно, препятствовала рифтингу.

Благодарности

Исследование финансировано Национальным Фондом Руставели FR/81/9-152/14 и Швейцарским фондом SCOPE JB7620-118901. Я благодарен участникам проекта Фонда Руставели Р. Мигинеишвили, Т Беридзе, С. Хуцишвили, Т. Чхотуа, Е. Гугушвили, Р. Чагелишвили за плодотворное сотрудничество, анализ данных и дискуссии по разным вопросам в процессе работы. Хочу особенно поблагодарить Д. Закараиа, за ценные советы и за неоценимую помощь в организации оформления книги и Шота Адамиа за анализ данных по региональной геологии. Я признателен коллегам Института Геологии им. А. Джанелидзе за большую помощь в процессе работы и дискуссии по разным вопросам. Хочу выразить особую благодарность редакторам Р. Голдфарбу, Р. Морицу и Г. Закариадзе за критический анализ работы и полезные комментарии, сыгравшие большую роль в улучшении представленного материала.

FIGURS

ნახაზები

РИСУНКИ

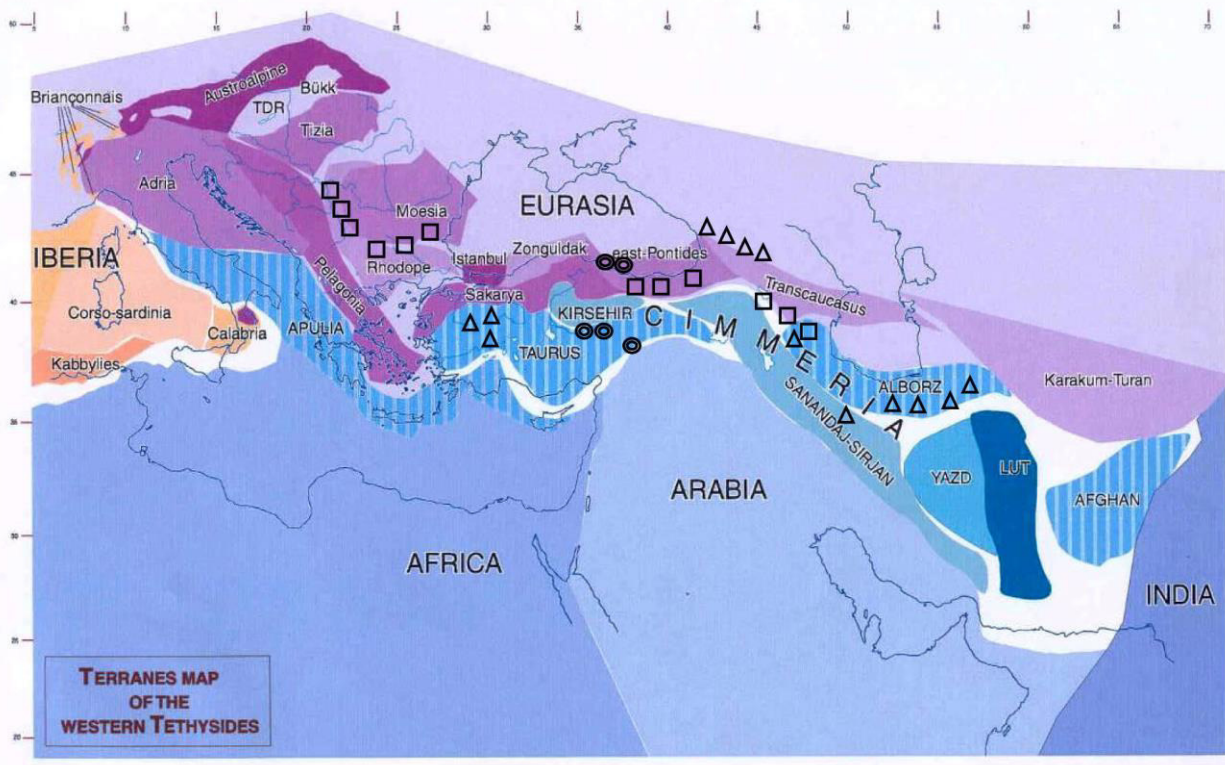


FIG. 1. MAP OF THE WESTERN TETHYS AND GENERALIZED SCHEME OF METALLOGENY, AFTER STAMPFLI, 2001.

⊙ MINOR OCEAN, BACKARC/INTERARC, MARGINAL SEA VMS MINERALIZATION.

მცირე ოკეანისა, ბეკარკ-ინტერარკისა და განაპირა ზღვის VMS გამადნება.

VMS МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ЗАДУГОВЫХ И ВНУТРИДУГОВЫХ РИФТОВ И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ.

□ ISLAND ARC PORPHYRY, EPITHERMAL AND KUROKO TYPE MINERALIZATION.

კუნძულთა რკალების პორფირული, ეპითერმული და კუროკოს ტიპის გამადნება.

ОСТРОВОДУЖНОЕ ПОРФИРОВОЕ И ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТИПА КУРОКО.

Δ POSTCOLLISION OROGENIC AND INTRUSIVE RELATED PORPHYRY AND LODE AND STOCKWORK MINERALIZATION.

პოსტკოლუზიური ოროგენული და ინტრუზიული და ინტრუზივებთან დაკავშირებული პორფირული და ძარღვულ-შტოკვერკული გამადნება.

ПОСТКОЛЛИЗИОННОЕ ОРОГЕННОЕ И СВЯЗАННОЕ С ИНТРУЗИВАМИ ПОРФИРОВОЕ И ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ ЖИЛЬНО-ШТОКВЕРКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ.

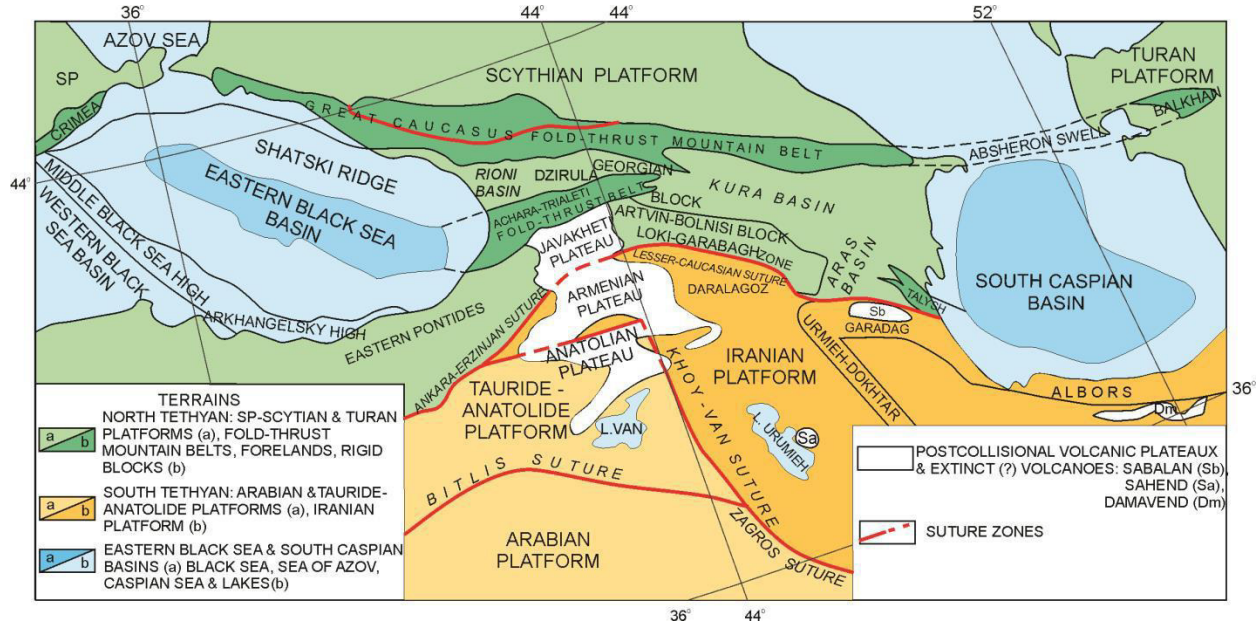


Fig. 2. Schematic map of the main tectonic units of the Caucasus and adjacent areas. After Sh.Adamia et al., 2016.

კავკასიის და მიმდებარე რეგიონების ძირითადი ტექტონიკური ერთეულების სქემატური რუკა.

Схематическая карта основных тектонических единиц Кавказа и приграничных территорий.

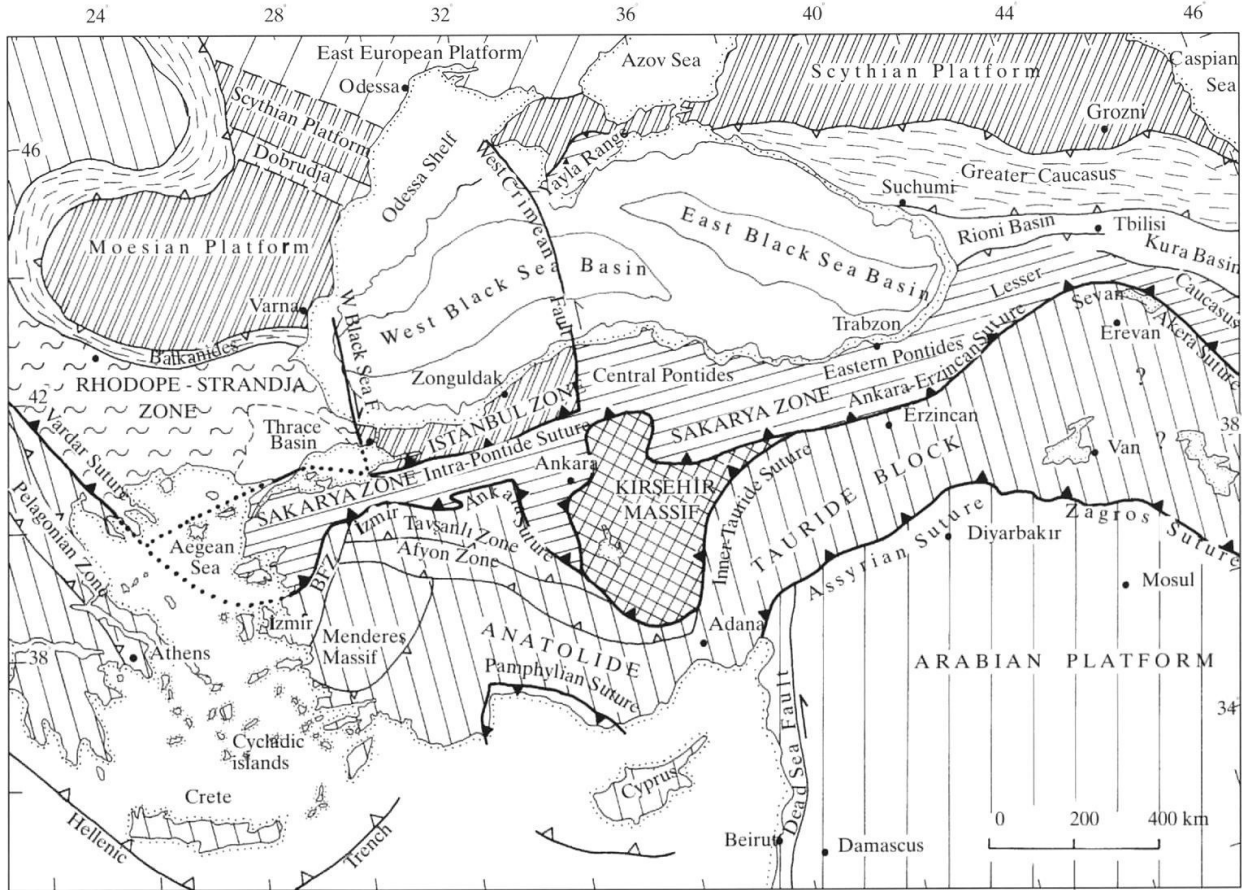


Fig. 3. Tectonic map of north-eastern Mediterranean region showing the major sutures and continental blocks. After Okay&Tüysüs, 1999.

ხმელთაშუაზღვის ჩრდილო-აღმოსავლური რეგიონის ძირითადი სუტურების და კონტინენტური ბლოკების ტექტონიკური რუკა.

Тектоническая карта основных сатур и континентальных блоков северо-восточного Средиземноморья.

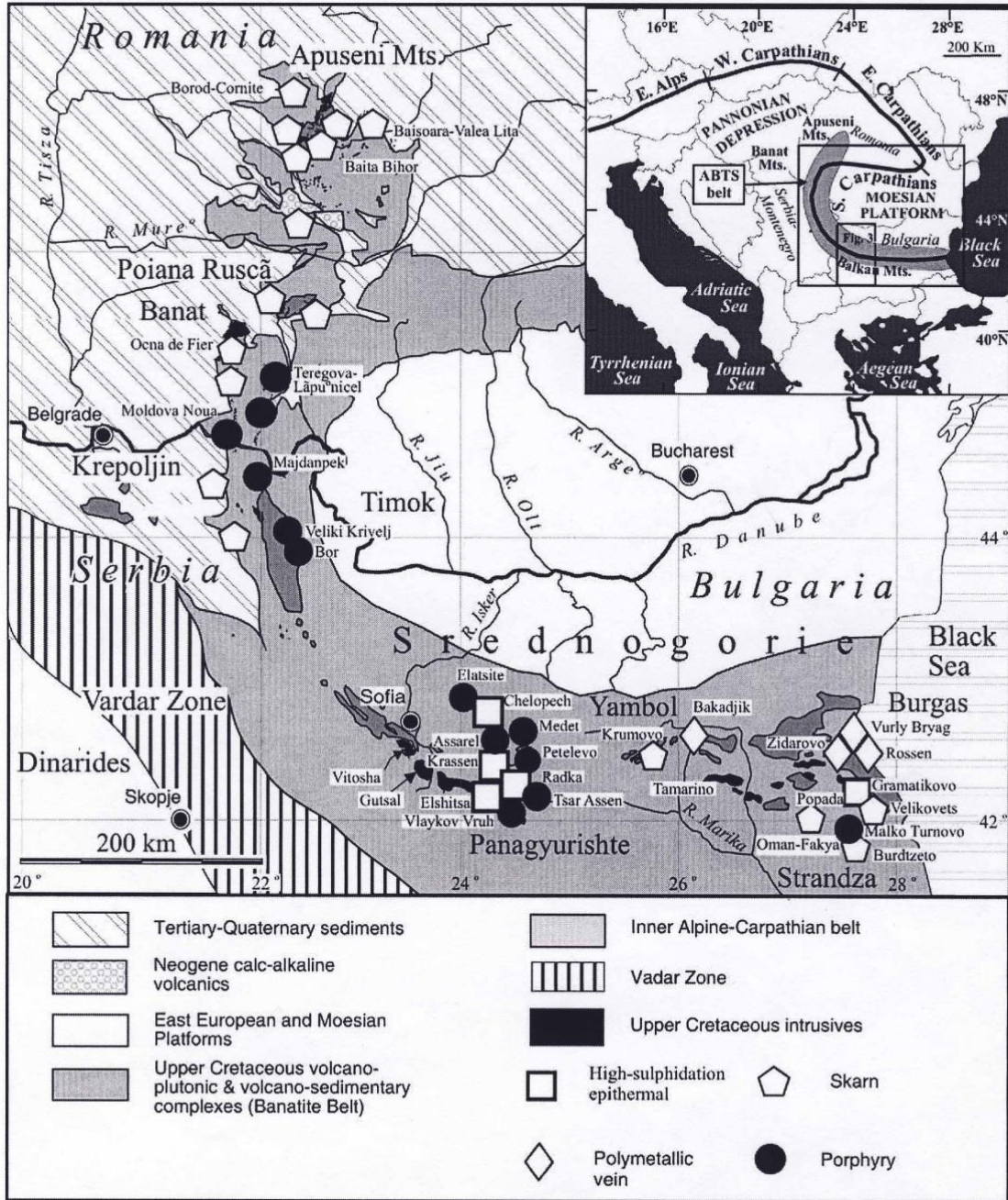


Fig. 4. Schematic geological map of the Srednegorie, Timok, Banat and Apuseni region with porphyry and epithermal mineralization, after von Quadt et al., 2006.

სრედნეგორიის, ტიმოკის, ბანატის და აპუსენის რეგიონის სქემატური გეოლოგიური რუკა და პორფირული და ეპითერმული გამადნების მეტალოგენური სქემა.

Схематическая геологическая карта регионов Среднегорья, Тимока, Баната и Апусени и металлогеническая схема порфирирового и эпитермального оруденения.

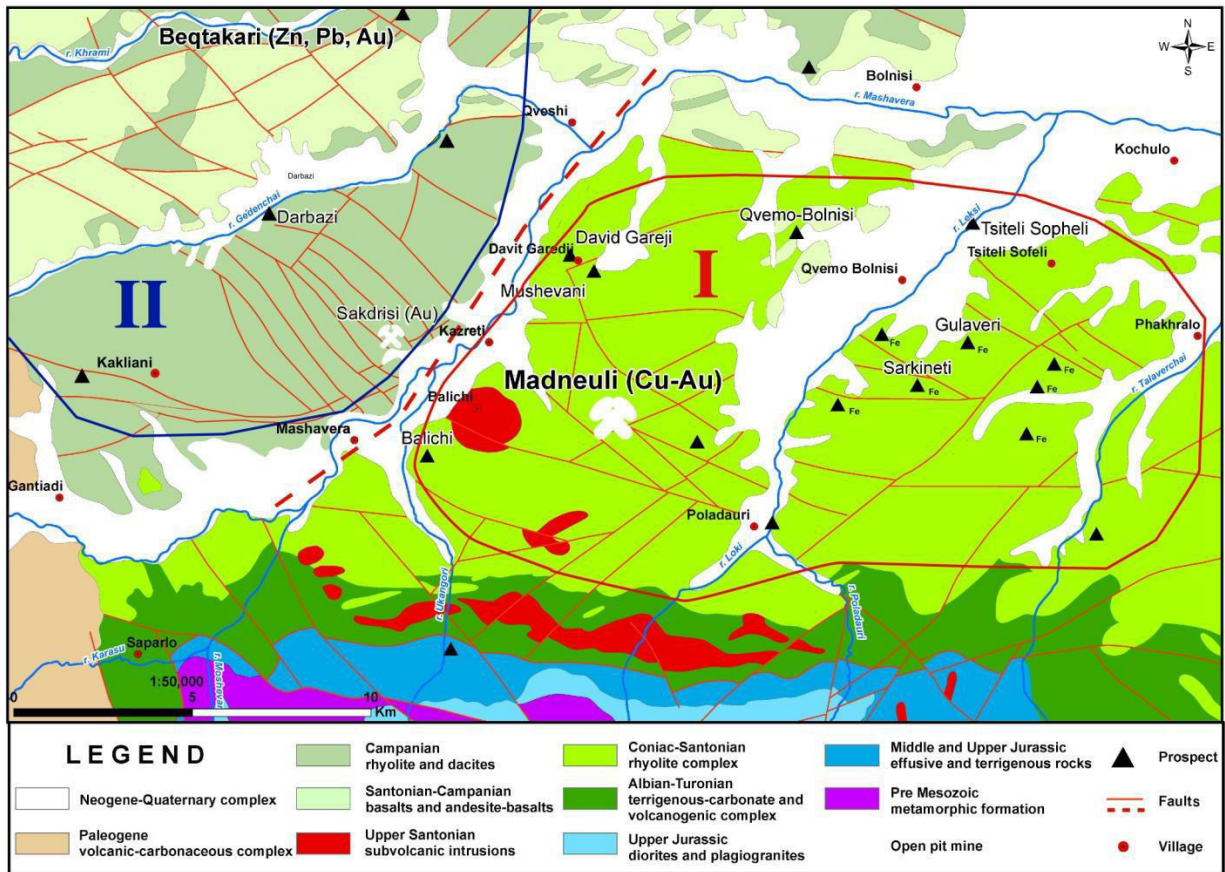


Fig. 5. Schematic map of the Bolnisi ore district (according Vashakidze, Gudushauri, 2006; Popkhadze et al., 2013). I. Madneuli ore cluster, II. Bectakari ore cluster.

ბოლნისის მადნეული რაიონის სქემატური რუკა. I. მადნეულის მადნეული კვანძი, II. ბექტაკარის მადნეული კვანძი.

Схематическая карта Болнисского рудного района. I. Маднеульский рудный узел, II. Бектакарский рудный узел.

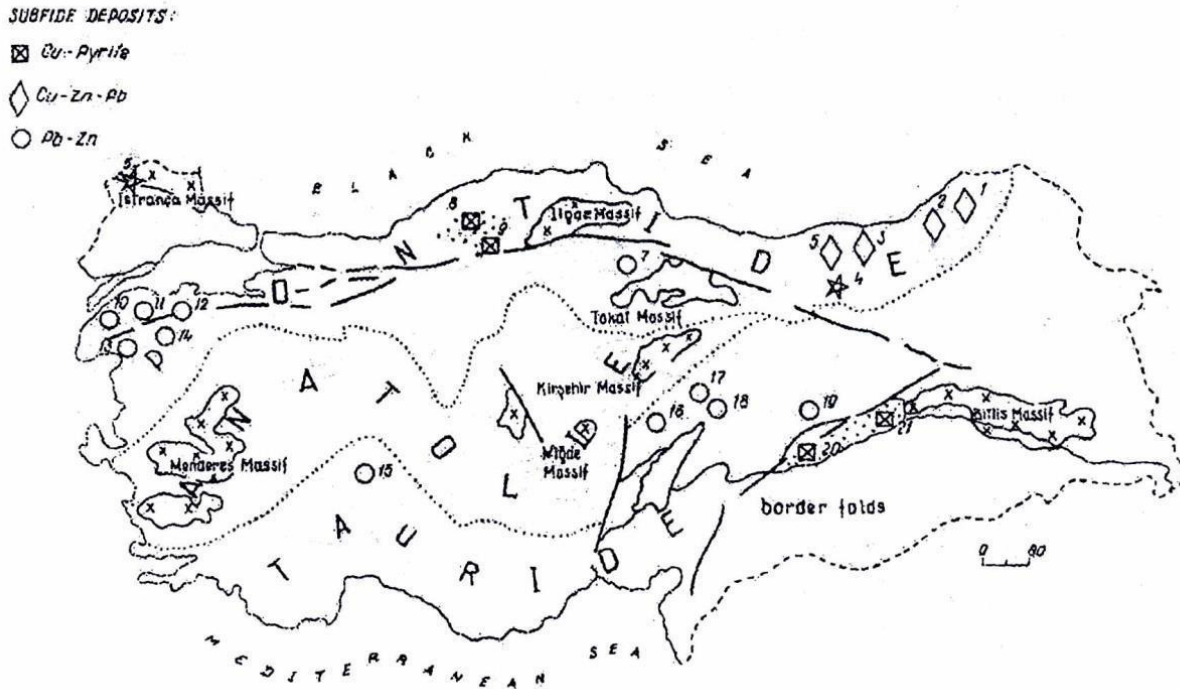


Fig. 6. Geotectonic scheme of Turkey with metallogeny of sulfide deposits after Engin (Engin,1994)

Deposits: 1- Murgul, 2 - Madenkoy, 3 - Lahanos, 4 - Guzelayla, 5 - Derekoy (Kircaleli), 6 - Cutlalar, 7 - Akdagmeni, 8 –Bakibaba (Küre),9 - Ashikoy (Küre), 10 - Arapchan, 11 - Balya, 12 – Demirbocu, 13 - Altinoluk, 14 – Kulakchitligi, 15 - Bozkur, 16 - Aladag, 17 - Hyuilu, 18 - Derekoy (Kaizery), 19 - Keban (Elazig), 20 - Maden (Elazig), 21 – Madenkoy (Siirt).

თურქეთის სულფიდური საბადოების მეტალოგენიის გეოტექტონიკური სქემა.

Геотектоническая схема металлогении сульфидных месторождений Турции.

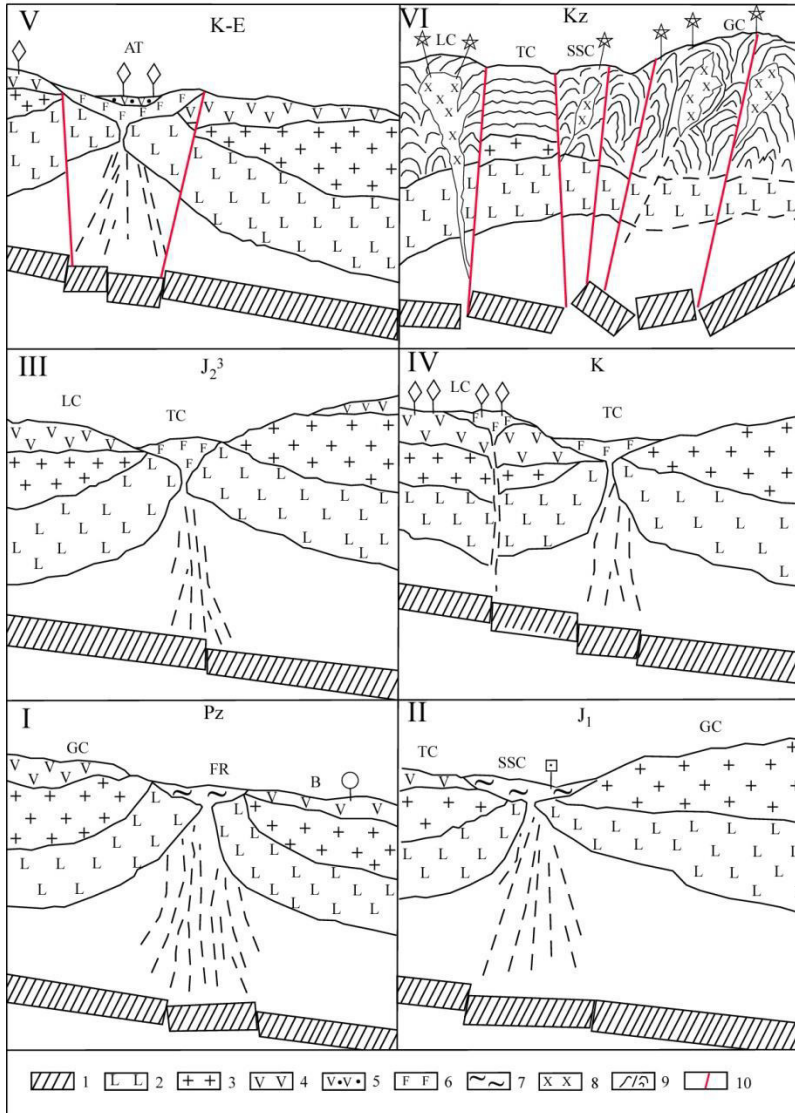


Fig. 7. Precollision and postcollision development and metallogeny exemplified on the Caucasus region.

1.subducted slab, 2.basaltic crust, 3-sialic crust, 4-calc-alkaline volcanic series, 5-shoshonite series, 6-tholeiite and alkali olivine basalt series, 7.VMS mineralization, 8-granodiorite porphyry, 9-fold-thrust zone, 10-faults. BS-Black Sea, CS-Caspian Sea, GC-Great Caucasus, SSC-Southern Slope of Caucasus, TC-Transcaucasus, AT-Achara-TRialeyt, LS-Lesser Caucasus, EP-East Pontides, BSMO-Black Sea Minor Ocean, T-Talysh

Precollision mineralization: \diamond -Au, Pb, Cu, Zn; \circ -Pb,Zn ; \square -Zn,Cu; -Zn,Cu,Pb;

Postcollision mineralization: \star - Au,Cu,Zn,Pb associated Sb,W,Mo,Hg; Mo,Cu,Au.

პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური განვითარება, ვულკანიზმი და მეტალოგენია სუბდუქციონებული ფილის დაძირვის მიმართულებით კავკასიის რეგიონის მაგალითზე.

Преколизийное и постколизийное развитие, вулканизм и металлогения вдоль погружения субдуцируемой плиты на примере Кавказского региона.

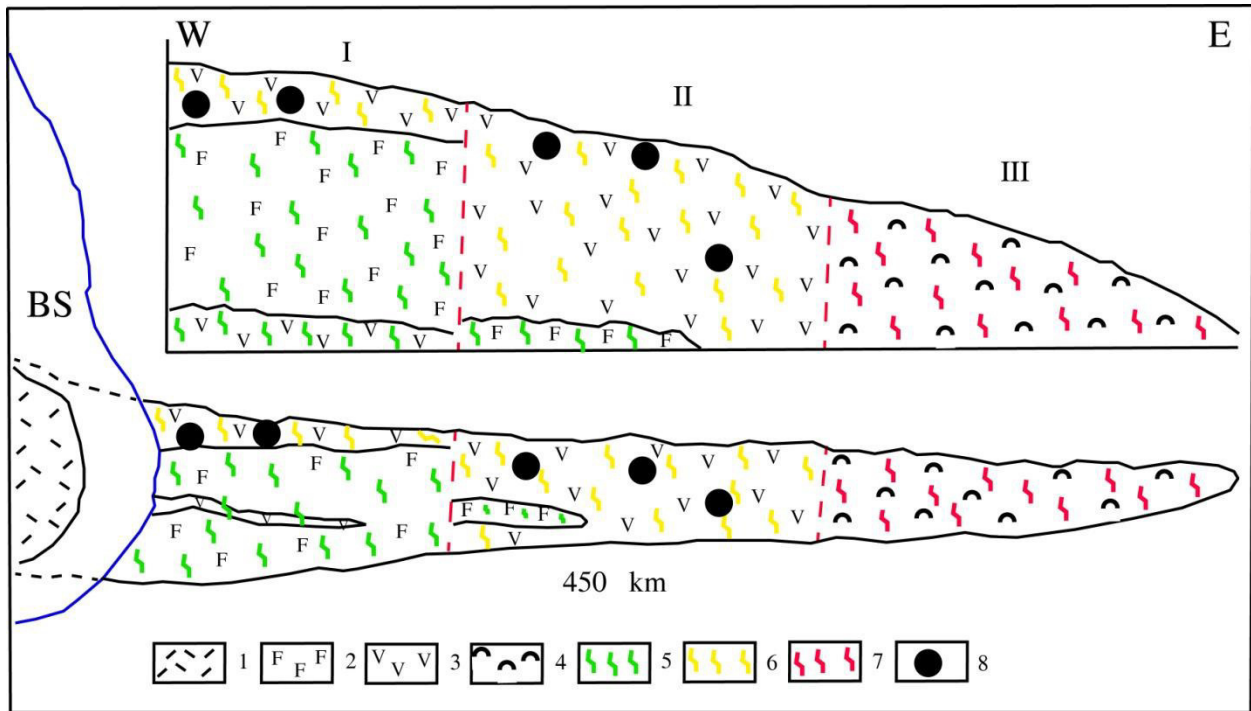


Fig. 8. Schematic map and cross section of the Eocene volcanic series of Adjara-Thrialety zone.

1. Ophiolites, 2. Tholeiite and alkali basalts, 3. Shoshonite-trachyandesite series, 4. Andesite series. 5. Epidote-zoisite propylitization, 6. Chlorite-albite propylitization, 7. Zeolite propylitization, 8. Gold-copper-base metal mineralization. I - West segment, II - Central segment, III - East segment.

აჭარა-თრიალეთის ზონის ეოცენური ვულკანური სერიის სქემატური რუკა და ქრილი.

Схематическая карта и разрез эоценовой толщи Аджара-Триалетской зоны.

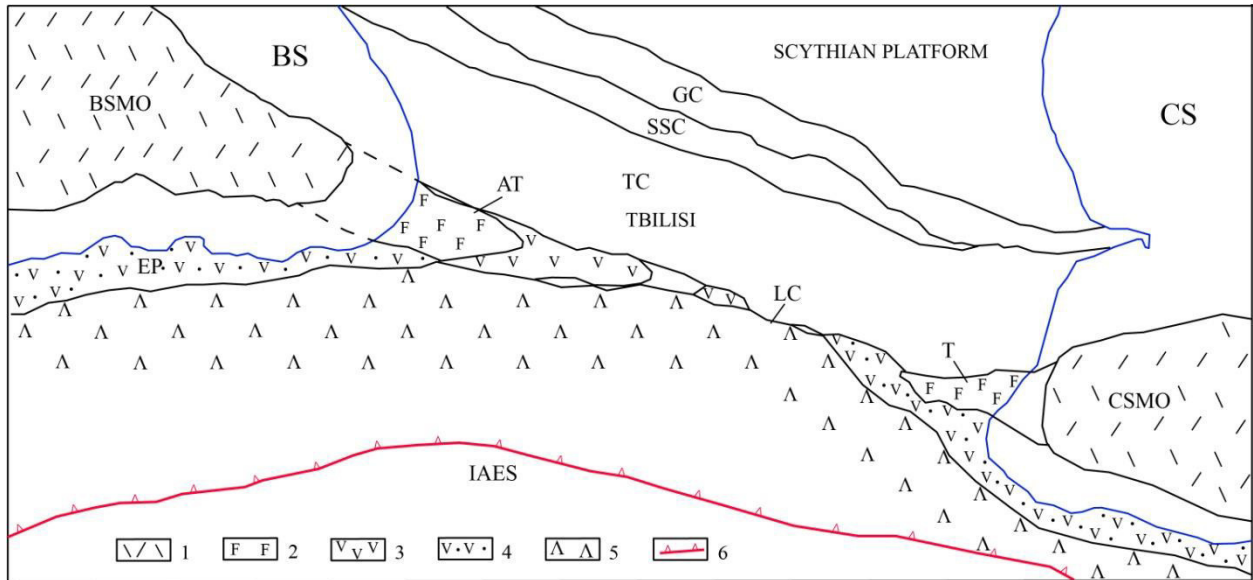


Fig. 9 Schematic map reflects the E-W lateral geodynamic transformation of subducted slab above IAES suture, shown the character of the Eocene volcanic series in the East Pontides and Lesser Caucasus

1 - Ophiolites, 2 - Alkaline olivine basalts and tholeiites of bakarc settings. 3 - Eocene calcalkaline volcanic series of island arc, 4 - Shoshonite series, 5 - Cretaceous calc-alkaline series of island arc. BS - Black Sea, CS - Caspian Sea, GC - Great Caucasus, SSC - Southern Slope of Caucasus, TC - Transcaucasus, AT - Achara-Thrialety, LS - Lesser Caucasus, EP - East Pontides, BSMO - Black Sea Minor Ocean, T - Talysh.

E-W ლატერალური გეოდინამიკური ტრანსფორმაციის სქემატური რუკა IAES სუტურას თავზე.

Схематическая карта, отражающая E-W латеральную трансформацию над IAES сутурой.

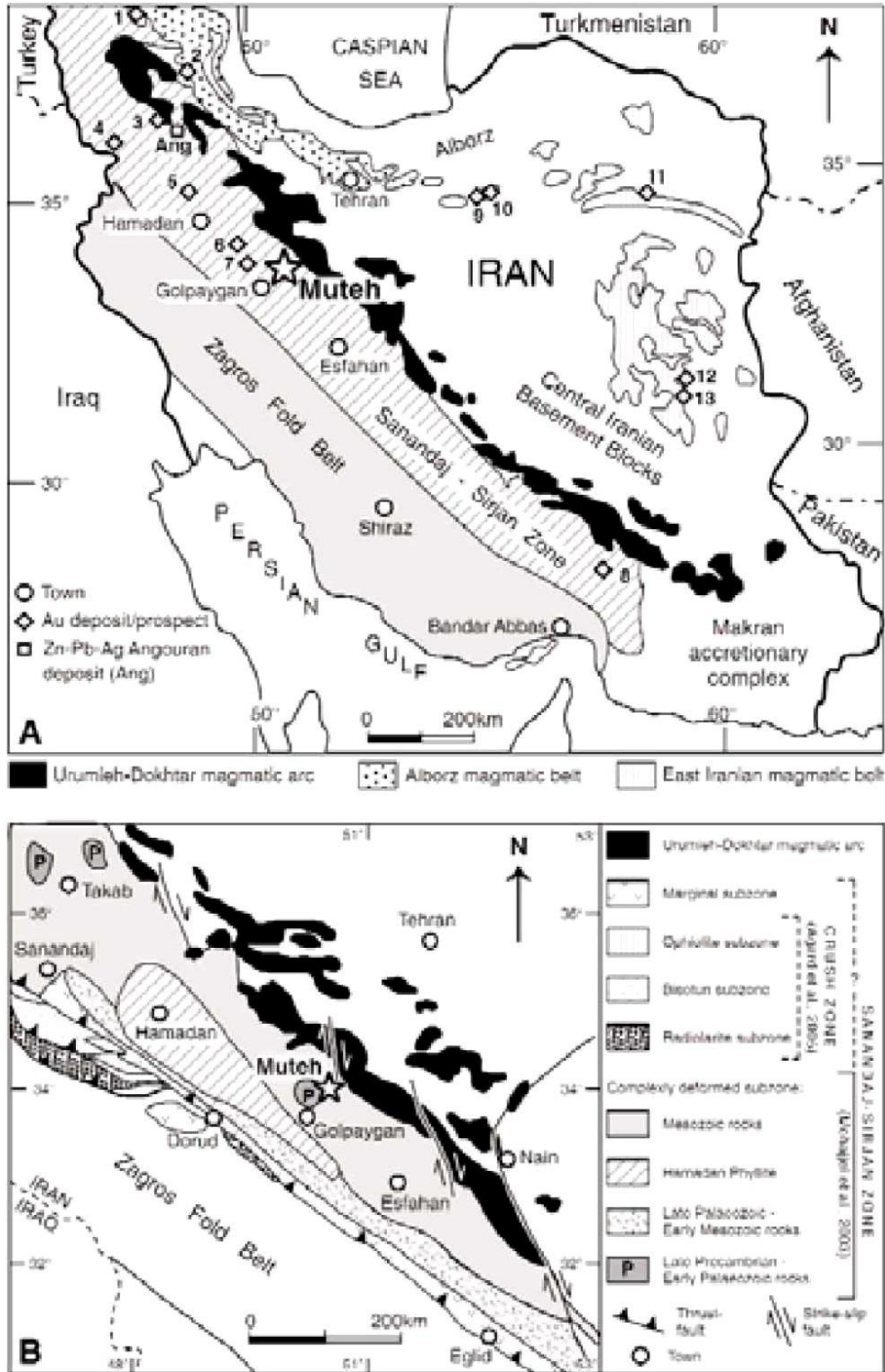


Fig. 10.

Main tectonic elements and Mesozoic-Cenozoic magmatic belts of Iran (after Stöcklin, 1968, and

Alavi et al., 1997) and location of gold occurrences, prospects, and mines in Iran: 1 - Kharvana, 2 - Mianeh, 3 - Zarshuran-Agh Darreh, 4 - Kervian, 5 - Dashkasan-Baharlu, 6 - Ahangaran, 7 - Astaneh, 8 - Zartorosht, 9 - Gandy-Abolhassani, 10 - Kuh-e Zar, 11 - Chelpow, 12 - Qal'eh Zari, 13 - Shalir (locations are from Lescuyer et al., 2003, except location 4 from Heidari et al., 2006, location 6-8 from www.gsi.ir, and location 9 from Shamanian et al., 2004). Ang-Miocene Angouran Zn-Pb-Ag deposit linked to metamorphic core complex exhumation in the Sanandaj-Sirjan zone (Gilg et al., 2006). B. Simplified tectonic map of southwestern Iran, showing the subdivision of the Sanandaj-Sirjan tectonic zone. There is still a matter of debate about the attribution of the Ophiolite, Bisotun, and Radiolarite subzones; Mohajjel et al., (2003) include them in the Sanandaj-Sirjan tectonic zone, whereas Agard et al., (2005) group them in a separate zone of Arabian affinity termed the Grush zone. After R. Moritz et al., (2006).

ირანის მეზოზოოსურ -კაინოზოური ტექტონიკური ერთეულები და ოქროს
მადანგამოვლინებების და საბადოების განლაგება.

Мезо-кайнозойские тектонические единицы Ирана и локализация золоторудных
рудопроявлений и месторождений.

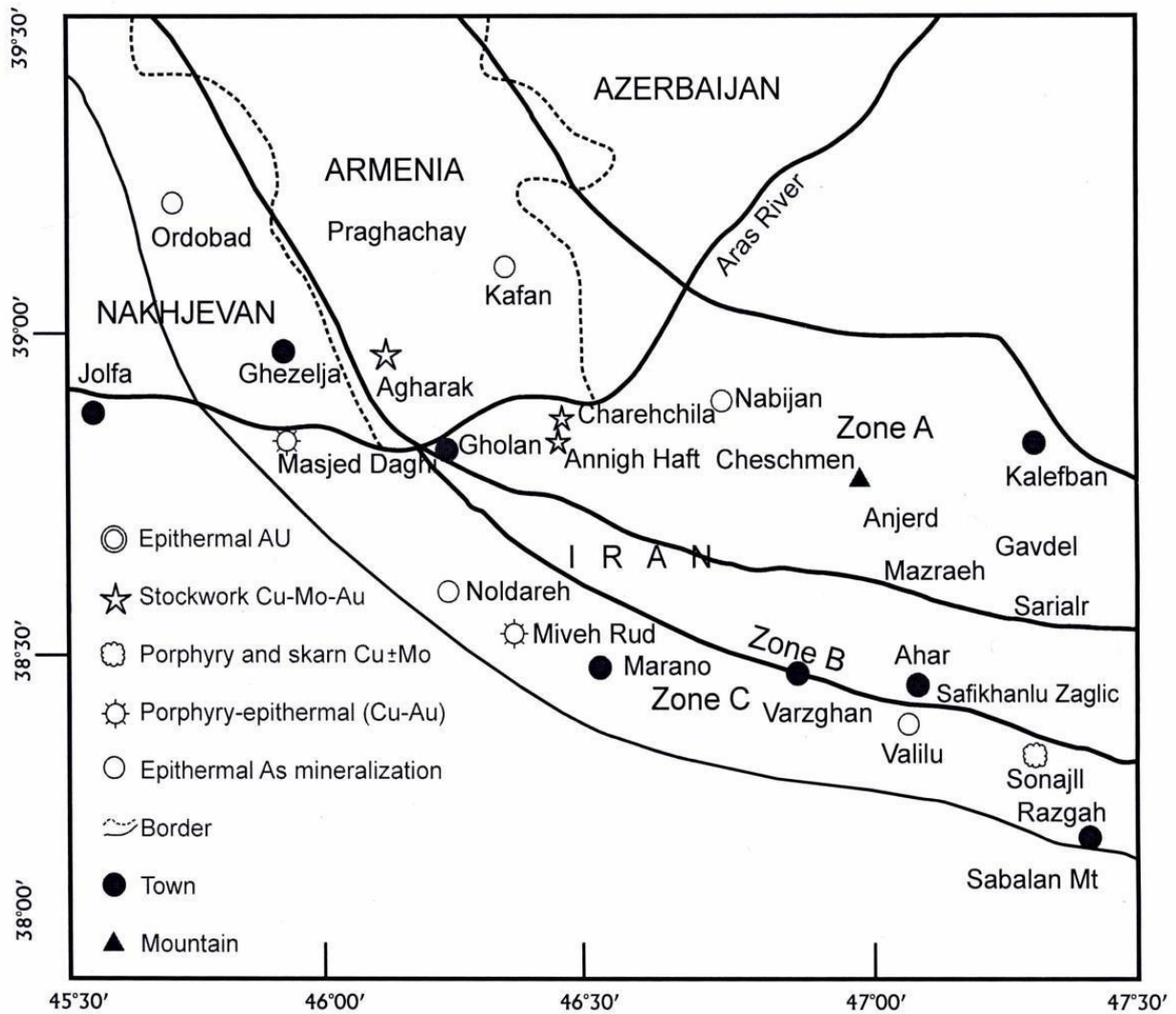


Fig.11. Geological scheme of mineralization in Ahar-Arasbaran metallogenic belt, after Jamali et al., 2010.

ირანის მეზობლურ გამადნების გეოლოგიური სქემა აჰარ-არასბარანის მეტალოგენურ სარტყელში

Геологическая схема оруденения в Ахар-Арасбаранском металлогеническом поясе.

References

Adamia Sh., Zakariadze G., Ckhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A., 2011, Geology of the Caucasus, Turkish Journal of Earth science, v.20, p.489-544.

Adamia Sh., Chabukiani A., Ckhotua T., Enukidze O., Sadradze N., 2016, Tethyan Evolution and continental collision in Georgia. Sorkhabi, R., ed., Tectonic Evolution, Collision and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions: Geological Society of America Special Paper., v.525, doi10.1130/2016.2525(16):.

Boccaletti H.M., Maneti D., Peccerillo A., Stanisheva-Vasileva G., 1978, Late Cretaceous high potassium volcanism in eastern Srednegorie, Bulgaria. Geol. Soc. Am. Bull., v.89, N2.

O. Delibas, R. Moritz, A. Ulianov, M. Chiaradia, C. Karac, K. M. Revan, D. Goc. 2016. Lithos 248-251 119-137. Cretaceous subduction-related magmatism and associated porphyry-type Cu-Mo prospects in the Eastern Pontides, Turkey: New constraints from geochronology and geochemistry. Lithos 248-251 (2016) p 119-137

Dilek I., Imamverdiev N., Altunkaynak S., 2010, Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamic and its magmatic fingerprint, p.536-578.

Goldfarb R.G., Groves I., Gardol S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews, 18, p.1-75.

Groves D.I., Goldfarb R.G., Robert F. and Hart C.J.R., 2005, Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems future research and exploration significance : Economic Geology, v.98, p 1-29.

Gugushvili V., 2015, Precollision and postcollision metallogeny of gold-copper-base metal ores at the Phanerozoic evolution of Tethys Ocean, Sh.Adamia, R Goldfarb and R.Moritz eds., Iv.Javakhishvili Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, 2015, 131p.

Gugushvili V., Abkhazava M., Engin T., Yilmaz A., 2001, A new type of sulfide ore deposits in subduction zones. Geological studies of the area along Turkish- Georgian border, MTA Ankara.p 251-271.

Gugushvili V., Popkhadze N., Beridze T., Khutsishvili S., 2010,Sources of base, precious and rare metals during the Tethyan evolution of the Caucasus and Pontides.Proceedings of the XIX CBGA Congress, Tesaloniki , Greece, Special volume 100, p 333-341.

Gugushvili V., Beridze T., Khutsishvili S., Migineishvili R., 2016, Phanerozoic metallogeny of the Caucasus region during the Tethys ocean subduction and at post-collision stage. Bulletin of Ac. Sci. of Georgia.

Güner .,1980,Geologic and massive sulfide ores of Küre area, Pontides (N.Turkey). MTA Bull. 93/94, pp 65-109.

Hutchinson K.W.,1973, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ.Geology 68,p.1223-1246.

Imamverdiev N.A.,2001, The Late Cenozoic collision rift related to volcanism of the Lesser Caucasus (petrological, geochemical aspects). Proceedings of International Symposium on Eastern Mediteranian Ceology : Isparta, Turkey, pp 149-159.

Jancovic S., 1977, The Tethyan-Eurasian metallogenic belt, Mineralium Deposita.V.12 pp 37-47.

Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi, 2010, Metallogeny of tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, Northern Iran. *International Geology Review*, vol.52, NO54-6, p 608-630.

Kazmin V.G., Bortnikov S., Ricou I.M., L.I., Zonenshain I.P., Boulen J. and Knipper A.I., 1986, Volcanic belts as a markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia *Tectonophysics*, 123, p123-152.

Kazmin V., Schreider, A. Bulychev, 2000, Early stages of evolution of the Black Sea, *Geological society Special Publication NO, 173*, London, p.233-249.

Lordkipanidze M., Zakariadze G., Popolitov E., 1979, Volcanic evolution of marginal and interarc basins. *Tectonophysics*, 57, p.71-83.

Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djarbashian R., 1988, Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region. *Memoire de la Societe Geologique de France, Nouvelle Serie, Paris 154(II)*, p.103-12410.

Miyashiro A., 1961, Evolution of metamorphic belts. *Journ.Petrol.* 3, p.277-311.

Miyashiro A., 1972, Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. *Tectonophysics.*, 13, pp. 141-159

Mair J.L., Goldfarb R.J., Jonson C.A., Hart C.J.R., Mash E.E., 2006, Geochemical constraint of the genesis sheelite dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada, *Economic Geology*, v.101, pp 523-553.

Moritz R., Kouzmanov K., Petrunov R., 2004, Late Cretaceous Cu-Au epithermal deposits of the Panaguirishte district Srednegorie zone, *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, p., 79-99.

Moritz R., Chazban F., Singer B.S., 2006, Eocene Gold ore formation a Muteh, Sunandaj-Sirgian tectonic zone, Western Iran: a result of late stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogeny. Societe of Economic Geologists, Inc. Economic Geology , v.101, pp1497-1524.

Moritz R., Melkonyan R., Selby D., Pophkadze N., Gugushvili V., Tayan R., Ramazanov V., 2016, Metallogeny of Lesser Caucasus: from arc construction to postcollision evolution. Society of Economic Geologists. Inc. Special Publication 19, pp157-192.

Okay A.J., 2000, Was the late Triassic in Turkey caused by collision of oceanic plate. Geological Society Special Publication, No 17, London, p.25-41.

Okay A.I. and Tüysüs., 1999, Tethys sutures if northern Turkey, In Durand B., Jolivet L., Horvath F., & Seranne M., (eds). The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publication, 156, p.475-515.

Read H.H., 1961, Aspects of Caledonian magmatism of Britain , L-pool- Manchr. Geol. Journ., 1961, 663 p.

Rona P.A. and Scott S.D., 1993, Preface of the Special Issue on Sea from hydrothermal Mineralization: New Perspectives. Economic Geology. 88, p.1933-1976.

Stanisheva-Vasileva G., 1971, Cretaceous magmatic formations in the Burgas synclinorium. Acad. Sci., Bulagaria . Compte Rendue, v.24.

Strashimirov S., Petrunov R., Kanazirski M., 2002, Porphyry-copper mineralization in the Central Srednegorie zone// Bulgaria mineral deposit 37.p.261-281.

Shavishvili I., 1983, D., Variscan volcanism in the Caucasus .IGCP Project N5, Newsletter, p.169-179.

Sosson M., Roland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazade V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mozar J., 2010, Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus

Tvalchrelidze G.A., 1984, Main features of metallogeny of the Caucasus, In "Proceeding of the Sixth Quadrenial IAGOD Symposium" Stuttgart: "E Schweizerbat'sche Verlagbuchhardlung", p.1-5.

Ustaömer T., Robertson A., 1997., Tectonic-sedimentary evolution in the North-Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In Regional and Petroleum Geology of the Black Sea Region. American Association of Petroleum Geologist .Tulsa, Oklahoma, USA 74101, 385 p.

von Quadt A., Moritz R., Peycheva J., Heinrich C.A., 2005. Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu-Au mineralization in the Panaguirishte region of Apuseni-Banat-Timok-Srednegorie belt.. Bulgaria. // Ore Geology review, V.XX.p.1-28.

Yakubchuk A., Cole A., Seltman R. and Shatov, 2002. Tectonic setting , characteristics and regional exploration. Criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic Collage: The Tian Shan Province as a key example. Society of Economic Geologist, Special Publication 9, p.177-201.

Yigit O., 2009, Mineral deposits of Turkey in relation of Tethyan metallogeny: implication for future mineral exploration Economic geology, v.104, p.19-51.

გუგუშვილი ვ., 1968, საქართველოს ბელტის ცარცული ვულკანიზმი, „მეცნიერება“, თბილისი, 70 გვ. (with English and Russian Abstracts).

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., 1977, Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, №4, стр. 85-96.

Аревадзе Д.В., Гогишвили В.Г., Ярошевич В.З., 1983, Геология и генезис Маднеульского медно-баритполиметаллического месторождения (Южная Грузия), Геология рудных месторождений, т.6, стр.10-23.

Аументо Ф., Лапкаревик Б.Д., Росс Д.И., 1973; Геология срединно океанического хребта (профиль Гудзон, 45⁰ с.ш.). Петрология изверженных горных пород дна океана. "Мир", стр.168-198.

Баба-заде В.М., Кекелия С.А., Абдулаева Ш.Ф., Кекелия М.А., 2015, Золотосодержащие сульфидные месторождения островодужных палеосистем, их металлогенические особенности и условия геодинамического развития (на примере Альпид Малого Кавказа), Баку, 399 стр.

Беридзе М.А., Буадзе В.И., 1977, О генезисе колчеданного стратиморфного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия), Литология и полезные ископаемые, №1, 31-44.

Гамкрелидзе И., Шенгелия Д., 2005, Докембрийско-палеозойский метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа, «Научный Мир», М., 458 стр.

Горшков Г.С. б 1974, Новая глобальная тектоника и вулканизм. В сб.: Геодинамика, магмаобразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, стр.21-31.

Гугушвили В.И., 1980, Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тр.Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып.68, 182 стр.

Гугушвили В.И., 2000, Рудообразование и вулканизм на фоне геодинамической активности океана Тетис в пределах Кавказа и Турции. Труды ГИН АН Грузии. Новая серия, вып 115, стр. 387-401.

Гугушвили В.И., Букия А.С., Годердзишвили Н.Н., Джавахидзе Д.Г., Закарая Д.П., Муладзе Ю.У., Шавишвили И.Д., Чохонелидзе М.И., Шубитидзе Д.С., 2014, Болнисский рудный район: геологическое развитие и строение, генезис рудообразования, экономический потенциал и перспективы по данным на апрель 2014 года. Кавказская Горная Группа, Тбилиси, 55 стр.

Гугушвили В.И., Кекелия М.А., Мун Ч., Нацвлишвили М.П., 2002, Коровые и мантийные источники мелового вулканизма и сульфидного рудообразования в Болнисском рудном районе. Труды ГИН АН Грузии. Новая серия, вып 117, стр 412-419.

Дзоценидзе Г.С., 1948, домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии, I, Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 407 стр.

Дзоценидзе Г.С., 1969, Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», Москва, 343 стр.

Дзоценидзе Н.М., 1972, Геология Кельского вулканического нагорья. Тбилиси, «Мецниереба», 120 стр.

Дзоценидзе Н.М., Кулошвили С.И., Тутберидзе Б.Д., 1975, К Геологии вулканических образований центральной части Джавахетского хребта. Сообщ. АН ГССР, т. 74, №3, стр. 119-125.

Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П., 1993, Вулканогенные месторождения цветных металлов палео-островодужных сооружений и методика их прогнозирования, Тбилиси, «Мецниереба», 96 стр.

Кекелия С.А., Кекелия М.А., Кофман Р.Г., 2000, Геодинамические основы металлогенического анализа горно-складчатых областей (на примере Кавказского региона).

Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С., 1974, Палеогеновый вулканизм Аджаро-Триалетии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып.44.

Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С., 1978, Латеральная петрохимическая зональность среднеэоценовых базальтовых серий западной Аджаро-Триалетии ., в сб.: Проблемы геологии Грузии . Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Новая серия, 1978, вып 59, стр. 78-92.

Ломизе М.Г., Панов Д.И., 2002, Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования бийосской порфировой серии (амагматическая фаза субдукции). Тр. Геол. ин-та, Новая серия . вып 117, стр 358-369.

Мамедов М., 1996, Петрология позднемиоценовых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талиша. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси, 47 стр.

Меликян Л.С., 1977, Геология и структурные условия локализации оруденения Зодского месторождения. Автореферат кандидатской диссертации. Институт геологических наук Арм. ССР, 26 стр.

Надареишвили Г.Ш., 1999, Меловые вулканические формации Грузии. Тр. Геол. ин-та Академии Наук Грузии, стр.179-195.

Окресцваридзе А., Блуашвили Д., 2008, Результаты детального исследования Кавказского золоторудного рудопроявления Окрила-Ачапара. Труды Института Геологии, Новая Серия, Т.124, стр. 317-329.

Твалчрелидзе Г.А., 1985, Металлогения земной коры.М. “Недра” , 159 стр.

Твалчрелидзе А. Г., 1987, Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М. "Недра" 188 стр.

Сатон Дж., 1967, Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. В кн.: Природа метаморфизма, "Мир", М. стр.24-48.

Схиртладзе Н.И.,1965, Средний и верхний карбон «толща нижних туффитов».Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Новая серия, вып.1,стр. 70-92.

Татишвили М.Г.,1970, Петрография и петрохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалцихо-Имеритинского хребта. Изв. геол. общ. Грузии, т. VI, вып.1,2,стр.59-76.

Федотов С.А., 1974, О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магмы и возможном положении мантийных областей питания вулканов. В сб. Геодинамика магмаобразования и вулканизм, Петропавловск-Камчатский, стр.9-20.

Фролова Т.И., Бурикова И.А.,1977, Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). Из-во Московского Университета , Москва,1977, 263 стр.

Хатертон Т., 1978, Активные континентальные окраины и островные дуги. В кн.: Геология континентальных окраин, т.1, "Мир", М., стр. 106-119