

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

V. Gugushvili, T Beridze, T Chkhotua, S Khutsishvili, R. Migineishvili

**Volcanologic and metallogenic indicators of the stages of geodynamic development of Eurasian active margin and synvolcanic and postvolcanic block faulting exemplified by Bolnisi ore district.**



ევრაზიის აქტიური კიდის გეოდინამიკური განვითარების ეტაპების ვულკანოლოგიური და მეტალოგენური ინდიკატორები სინვულკანური და პოსტვულკანური ბლოკირება ბოლნისის მადნიანი რაიონის მაგალითზე

**Вулканологические и металлогенические индикаторы этапов геодинамического развития Евразийского активной окраины и синвулканическое и поствулканическое блокирование на примере Болнисского рудного района**

Tbilisi 2018

V. Gugushvili, T Beridze, T Chkhotua, S Khutsishvili, R. Migineishvili

**Volcanologic and metallogenic indicators of the stages of geodynamic development of Eurasian active margin and synvolcanic and postvolcanic block faulting exemplified by Bolnisi ore district.**

**ევრაზიის აქტიური კიდის გეოდინამიკური განვითარების ეტაპების ვულკანოლოგიური და მეტალოგენური ინდიკატორები სინვულკანური და პოსტვულკანური ბლოკირება ბოლნისის მადნიანი რაიონის მაგალითზე**

**Вулканологические и металлогенические индикаторы этапов геодинамического развития Евразийского активной окраины и синвулканическое и поствулканическое блокирование на примере Болнисского рудного района**

ISBN 978-9941-27-934-8

Tbilisi 2018

V. Gugushvili, T Beridze, T Chkhotua, S Khutsishvili, R. Migineishvili

**Volcanologic and metallogenic indicators of the stages of geodynamic development of Eurasian active margin and synvolcanic and postvolcanic block faulting exemplified by Bolnisi ore district.**

**Editors: A.Tvalchrelidze, D.Zakaraia**

## Content

Preface .....	
1. The role of subduction and its relation with volcanism and mineralization exemplified on the Tethys-Eurasian metallogenic belt .....	
2. Au, Pb, Zn, Cu pre-collision and trace metals association (Sb, W, Mo, Hg) post-collision metallogenic indicators of geodynamic development .....	
3. The Synvolcanic and postvolcanic block faulting in the Bolnisi ore district, during Upper Cretaceous subduction at the background of precollision development of Eurasian active margin .....	
Abstract .....	
Introduction .....	
3.1 Block faulting in the Bolnisi ore district .....	
3.1.1. Postvolcanic block faulting .....	
3.1.2. Synvolcanic block faulting .....	
3.1.2.1. Synvolcanic block faulting at the steady state subduction stage .....	
3.1.2.2. Synvolcanic block faulting at the stage of steepening of subducting slab .....	
Discussion and conclusions .....	
Summary .....	
Figures .....	
References .....	

## **Preface**

The research is dedicated to the relationship of magmatism and metallogeny at the background of Eurasian active margin geodynamic development during subduction and collision of Tethys Ocean. Volcanism and ore formation of various stages of subduction and on post-collision setting are controlled by geodynamics. The volcanism and metallogeny of various stages are characterized by geochemical, volcanological, petrological and metallogenic indicators. These indicators controlled the rates of participation sialic, basaltic crusts and mantle during geodynamic development, which are shown in detail in the following publications Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016; Gugushvili, 2017; Gugushvili, Topchishvili, 2017. In the presented work are analyzed the results of conducted investigation of mentioned publications and supplemented by recently obtained data. The special chapter is dedicated to geological development and synvolcanic and postvolcanic blocking exemplified on the Bolnisi ore district. The Cretaceous geological development of Bolnisi ore district took place in the shallow sea conditions, above the Paleozoic hard substrate. The cretaceous granitoid stocks tumescence the shallow sea bottom (uplifted blocking) with island emerging. On the islands in subaeral condition occurred ignimbrite explosion and cauldron subsidence (submerged blocking). So, here temporally and spatially occurred uplifting and submerging of blocks. The tumescence preceded the cauldron subsidence. The mineralization preceded ignimbrite ejection and cauldron subsidence as well. So cauldron subsidence was stipulated location sites of mineralization. At the ore manifestations the proper sulfide porphyry and low sulfidation epithermal ores characterized of zonality. During blocking the blocks with porphyry mineralization contacted along fault with low sulfidation ores. The study of interrelation of blocking with various types of mineralization is a useful tool for planning exploration in the Bolnisi ore district. Determination of synvolcanic blocking would be supported by palaeovolcanological investigations.

The synvolcanic block faulting in the Bolnisi ore district is related to steady state of subduction and at incipient stage of deformation of subducting slab and diapir incursion. The steady state subduction is controlled by island arc setting and calc-alkaline Cenomanian-Santonian volcanism, whereas mantle diapir incursion, rifting and subalkaline and shoshonite alkaline basalt volcanism are Campanian. In Maastrichtian volcanic activity was terminated, but break of and detachment of subducting slab revealed in regional fault divided Bolnisi ore district in two "giant" postvolcanic blocks uplifted and submerged. From the uplifted block Campanian volcanic series were eroded, whereas they were preserved in submerged block, which along the fault bordered with Turonian-Santonian series of the uplifted block. So, the "giant" blocking in the Bolnisi ore district is postvolcanic and post mineralization.

## 1. The role of subduction and its relation with volcanism and mineralization exemplified on the Tethys-Eurasian metallogenic belt.

### Abstract

The Tethys-Eurasian metallogenic belt formation was related to subduction of the Tethys ocean slab beneath the Eurasian active margin. The investigations of western and central segments of the belt are revealed in the interrelation of subduction with geodynamic settings, volcanism, hydrothermal activity and mineralization. The steady state of subduction proceeds without steepening of subducting slab and incursion of mantle diapir revealed in the following indicators: island arc setting, calc-alkaline, basalt-andesite-dacite-rhyolite volcanic activity, zeolite and chlorite-albite background propylization, pre-ore silicification, gold-copper polymetallic (Au, Pb, Zn, Cu) mineralization with syn-ore sericite-chlorite-carbonate alteration.

The next stage of steepening of subducting slab and incursion of mantle diapir occurred in two stages. The first occurred at incipient stage of steepening. It is characterized by incursion of mantle diapir and rifting revealed at the beginning in subalkaline and alkaline volcanism of trachyrhyodacite and trachyandesite series; with goldbearing K-feldspathization, later transferred in alkali olivine basaltic and trachybasaltic volcanic activity, gold-copper polymetallic mineralization with syn-ore epidote-zoisite propylization as volcanologic, hydrothermal alteration and metallogenic indicators. At this stage proper-sulfide ores are characterized by high grade of gold. The gold enrichment here is related to participation of sialic crust and high temperature of gold leaching fluids, related to mantle diapir invasion. The strengthening of rifting and incursion of mantle diapir at higher level revealed in spreading out the sialic crust from zone of ore formation and volcanic activity and transferring incipient stage into backarc rifting. The volcanic activity here was presented by olivine-basalt and tholeiite explosions. The distinct volcanologic indicator of this stage is the tholeiite, the indicator of alteration - epidote-zoisite background propylization, whereas indicator of mineralization is copper-zinc-pyrite ore lack of sourced in sialic crust Au and Pb.

The further intensification of spreading revealed in the incursion of mantle diapir at highest levels and spreading out the basaltic crust from zone of ore formation and volcanic activity and transferring of backarc rifting into the minor ocean setting. Here occurred the ophiolite volcanism and ultramaphic dunite-peridotite magmatism, the latter is petrological indicator of minor ocean and oceanic settings. Indicator of hydrothermal alteration here is serpentinization superimposed on dunite-peridotites, whereas the indicator of mineralization is Cu and copper-pyrite ore lack of Au, Pb as well as Zn sourced in sialic and basaltic crusts ores which are entirely spread out from zone of ore formation and volcanic activity. The only source of Cu here was the mantle.

**Key words:** island arc, backarc, minor ocean settings, gold-copper polymetallic mineralization, volcanological and petrological indicators, indicator of mineralization.

The formation of Tethys-Eurasian metallogenic belt was related to subduction of the Tethys ocean slab beneath Eurasian active margin during the Phanerozoic convergence of Eurasian and Gondwana continents.

The Precambrian origin of lithosphere, differentiation of basaltic and sialic crusts and granite cratonization was related to plume tectonics (Goldfarb et al., 2000, 2001 Groves et al., 2005). In the Phanerozoic occurred the redistribution of gold and base metals (Au, Pb, Zn and Cu). The gold and lead are concentrated in sialic crust, the zinc in basaltic and copper mainly in the upper mantle (Gugushvili et al., 2010, Gugushvili, 2015, 2017). The Phanerozoic mineralization is stipulated by participation of sialic, basaltic crusts and mantle.

The subduction of Tethys oceanic slab began in the late Proterozoic and terminated by ocean collision in the Oligocene-Miocene. In the studied region of Central and Western Segments of Tethys-Eurasian metallogenic belt ( Fig. 1) occurred the several stages of subduction. The stages were controlled by volcanism, hydrothermal alteration, mineralization and by petrological, volcanological, metallogenic, as well as petrochemical and geochemical indicators. The presented work are based on the above mentioned data. The subduction stages from Paleozoic till Neogene are related with the various periods. At the same time the alternation of subduction stages are fixed spatially and temporally. (Gugushvili et al., 2016).

The subduction process could be subdivided into the stages, which are controlled by character of volcanism, hydrothermal alteration and mineralization. Namely, the steady state subduction is related with island arc setting, calc-alkaline volcanism, background zeolite and chlorite-albite propylization, gold-copper-polymetallic mineralization with syn-ore sericite-chlorite-carbonate alteration, preceded by acid leaching process revealed in silicification. (secondary quartzite) (Gugushvili, 2015).

The next stage the steepening of subducting slab began with incursion of mantle diapir which provoked incipient stage of rifting. At this stage the subalkali and alkaline trachyrhyodacite, trachyandesite-shoshonite volcanic activity commenced, transferring into the alkali-olivine basalt-trachybasalt explosions. At this stage occurred the nonsulfide epigenetic gold, lately transferred into gold-copperporphyry-polymetallic mineralization. The nonsulfide gold mineralization related to K-feldspathization, whereas the proper sulfide Au-Pb-Zn-Cu mineralization coincides with epidote-zoisite syn-ore propylization. Noteworthy, that at incipient stage of slab steepening gold-copperpolymetallic mineralization is characterized by significantly high gold grades comparatively with proper sulfide ores of the steady state subduction.

The further reinforcement of the steepening of slab conditioned incursion of the mantle diapir at highest levels, which stipulated the intensive backarc-interarc rifting with spreading out the sialic crust from zone of ore formation. The volcanic activity at this stage is represented by explosions of alkali-olivine basalts and tholeiites. The tholeiites are distinct volcanological indicator of this stage interarc-backarc rifting, so as the copper-zinc-pyrite mineralization coincides with high temperature epidote-zoisite, sometimes with actinolite propylitization. Noteworthy, that after incipient stage, the transmission stage of rifting occurred. At this stage the sialic crust is not yet entirely spread out from zone of

mineralization and its remnant rests on the basaltic crust. It would be the reason of participation the subordinate gold and galena in the mainly copper-zinc-pyrite ores (Gugushvili, 2015).

The further intensification of spreading and incursion of mantle diapir at highest level, stipulated the spreading of basaltic crust from zone of mineralization, conditioned the transferring of backarc to minor ocean setting. The volcanic activity at this stage, occurred in mantle related ophiolites, tholeiite-basalt lava and gabbro-diabasic stocks, as well as here participates ultramafic intrusive dunite-peridotite stocks coincided with high temperature propylization and serpentinization.

The petrological indicator of minor ocean setting is the ophiolites and dunite-peridotite intrusions. The mineralization is represented by copper-pyrite Cyprus type deposits. The source of copper here is the mantle, whereas Au, Pb and Zn revealed only at trace level, or are not participate at all. At the same time the transmitting stage from backarc to oceanic setting was fixed. Here in the mineralization occurred the remnant (relics) of basaltic crust stipulated zinc participation in the copper-pyrite ores. (Hutchinson, 1973).

The everything is shown in the idealized scheme of northvergent subduction of Tethys Ocean (Fig. 1). On the scheme we tried to show the role and relation of volcanism and mineralization at various stages of subduction related with steady state setting, rifting and spreading.

Below the attempt is made to analyze the relation of volcanism and ore formation with subduction process exemplified on the deposits of Tethys-Eurasian metallogenic belt.

The island arc volcanism and mineralization related to steady state subduction exemplified on the Madneuli deposit of Bolnisi ore district. The Madneuli deposit hosts gold-copperpolymetallic porphyry and Kuroko type mineralization. The deposit is localized in Turonian-Santonian, calc-alkaline rhyodacitic series (Mashavera suite). The mineralization was preceded by acid leaching and alteration forming the secondary quartzites. The synore alteration is introduced by the sericite-chlorite-carbonate association. The porphyry and epigenetic mineralization is characterized by zonality. The lower gold-copperpolymetallic porphyry zone upward transferred in the nonsulfide gold mineralization related with quartz-barite and quartz-chalcedony veins and stockworks. So, here proper sulfide porphyry as well as nonsulfide epithermal mineralization are the synchronous process revealed in zonality. It is noteworthy, that nonsulfide epithermal gold mineralization as at the Madneuli, so at Sakdrisi deposits occurred in quartz-chalcedony and in quartz-barite veins and stockworks. The temperature of gas-fluid inclusions is quartz-chalcedony veins in 210-240°C, whereas the temperature of gas-fluid inclusions in quartz-barites-100-140°C. The proper sulfide gold-copper polymetallic mineralization occurred at 300-350°C and are related to decay of goldbearing hydrosulfide complexes in low acid fluids. The such relation are confirms by chemical modeling of fluid rock interaction of transport and precipitation of gold according Mernagh and Bierlein (2008).

The island arcal calc-alkaline volcanic activity related with steady state subduction confirmed by geochemical criteria ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705-0.710$ ,  $^{208}\text{Pb}=38$ , high contents of Cs, Ba, Th, U, Pb and low Nb and Ta) and by association Au, Pb, Zn, Cu – metallogenic indicator



(Gugushvili, 2015, 2017). These indicators confirm the sialic, basaltic crust and mantle participation in volcanism and mineralization. The volcanism and mineralization here confirm the steady state subduction without steepening of subducting slab and mantle diapir incursion. The idealized scheme of the island arc setting is shown on Fig. 1 (I).

The incipient stage steepening of subducting slab and incursion of mantle diapir in the Bolnisi ore district exemplified on Beqtakari deposit located in the trachy-rhyodacite volcanic series of the Gasandami suite imbricated by alkali olivine basalt and trachybasalt series of the Shosholeti suite (Gugushvili, 2015). The trachyodacite series are sourced of gold-copper-polymetallic mineralization, which are characterized by high grade of gold comparatively with gold-copper-polymetallic mineralization of the Madneuli deposit related to steady state subduction. In the Madneuli ores the average gold grade is 0.8 ppm, whereas in Beqtakari ores average gold grade is 5 ppm, sometimes gold content is the 20 ppm and even 189 ppm.

Here, the subalkaline character of trachy-rhyodacite series and alkaline K-feldspar alteration are conditioned by alkaline fluids activity related to mantle diapir incursion. The reinforcement of invasion of mantle material causes alkali olivine basalts and trachybasalt explosion and emplacement of gabbro-diorite intrusive stocks. The gold-copper polymetallic mineralization and syn-ore high temperature propylization are related with hydrosulfide fluids activity at the incipient stage of backarc setting. It is confirmed by geochemical and petrochemical criteria of alkali olivine basalts, particularly as by high grades of  $\text{TiO}_2$  content with high grade of  $\text{K}_2\text{O}$  in basic and average volcanics, so as high contents of LREE and HFSE and depleted HREE ( $(\text{La}/\text{Sm})_n=289$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_n=7.35$  (Nadareishvili, 1999, Gugushvili, 2015). At the same time participation of gold and lead in the mineralization of incipient stage confirms the sialic crust participation in the ore formation process. The mantle diapir incursion at this stage revealed in increasing temperature of fluids, confirms by high temperature syn-ore propylization of  $35^\circ\text{-}400^\circ\text{C}$  stipulated intensive leaching of gold from sialic crust. The syn-ore alteration related with calc-alkaline volcanic activity of steady state subduction revealed in the lower temperature of sericite-chlorite-carbonate association in the Madneuli deposit. In distinction from Madneuli, at Beqtakari deposit is not determined zonality of the porphyry and nonsulfide and low sulfidation gold bearing epigenetic ores. Here brecciated goldbearing quartz-K-feldspar metasomatites are superimposed by proper sulfide mineralization.

The chemical modeling of fluid-rock interaction of transport and precipitation of gold (Mernagh & Bierlein, 2008) shown that gold transportation was beginning by alkali-carbonate fluids. Later, it is continuing by high temperature hydrosulfide solutions and gold and base metals precipitation is related by decay at hydrosulfide complexes. The alkali-carbonate fluids temperature at the Beqtakari deposit is  $220\text{-}250^\circ\text{C}$ , whereas the temperature of syn-ore epidote-zoisite propylization –  $350\text{-}400^\circ\text{C}$  (Gugushvili, 2015). It is noteworthy, that at the incipient stage of backarc rifting the sialic crust participates in the ore formation process which is source of gold and lead and their intensive leaching is stipulated by increasing temperature of fluids caused by mantle diapir incursion.

The idealized schematic illustration of volcanism and mineralization of incipient stage of steepening of subducting slab is shown on Fig. 1 (II).

The further reinforcement steepening of subducting slab revealed in incursion of mantle diapir at higher level and strengthening of rifting with spreading out the sialic crust from the zone of ore formation. So at this stage the sialic crust was not participating in ore forming and ores are represented by copper-zinc-pyrite mineralization without participation of gold and galena. The distinct example of this setting is the Khudes group of deposits (Khudes Urup and Daud) of the Forrange of Caucasus. The mineralization is represented by VHMS copper-zinc-pyrite ores (Buadze, Kaviladze, 1977) related to tholeiites of the interarc rifting. The geochemical criteria of the tholeiites are characterized for interarc setting (Shavishvili, 1993) the gold and lead are not fixed in the ores, so here excluded sialic crust participation in ore forming process. The source of zinc here is basaltic crust, the source of copper is mantle diapir stipulated of rifting. The idealized scheme of the Forrange setting is shown on Fig. 1 (III).

Another example of intensive rifting is the backarc setting of marginal sea of the Southern Slope of Great Caucasus. Here the tholeiite series located in carbonate flysch occurred the VMS type, stratiform group of deposits (Filiz-chai, Katsdag, Kizildere and Adange) with copper-zinc-pyrrhotite mineralization. There only at the Filiz-chai deposit occurred galena and subordinate gold mineralization. It is probably depends with the remnants of sialic crust on the basaltic bottom of marginal sea (Lomize, Panov, 2002). However during formation of the marginal sea the sialic crust mainly was spread out from ore forming zone.

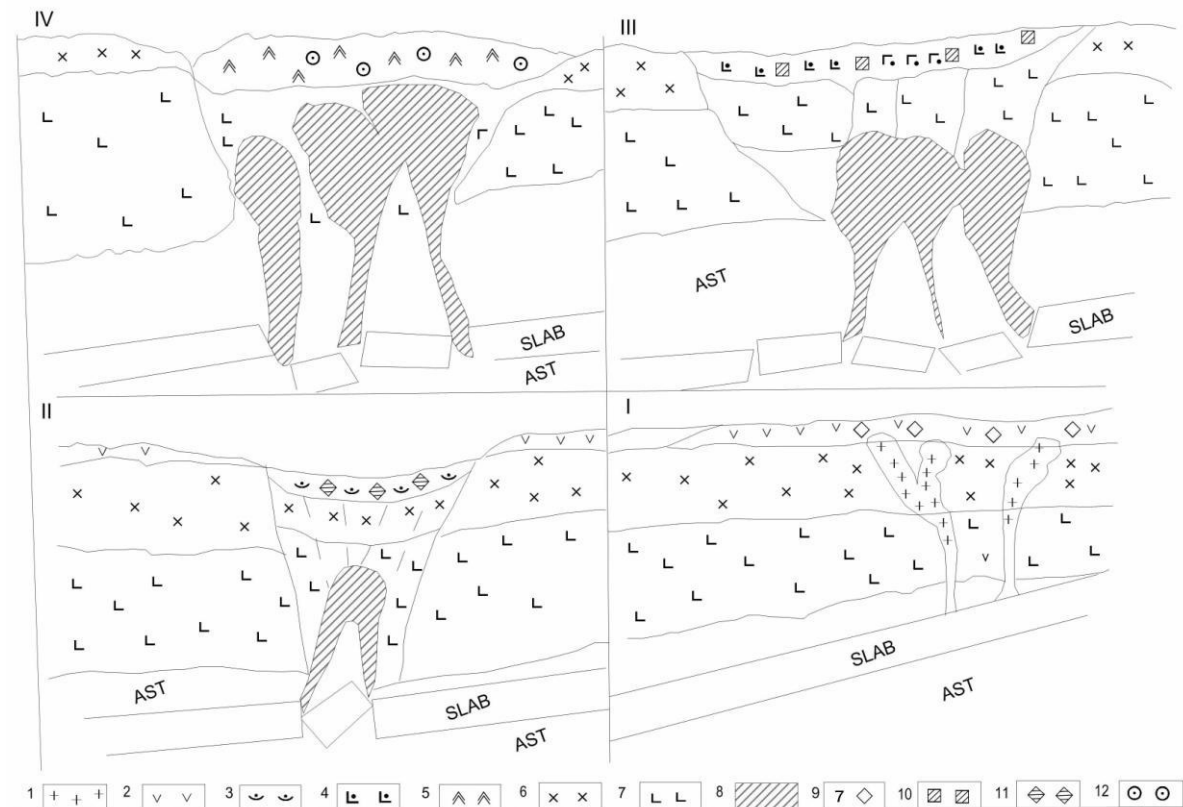


Fig. 1'. Idealized scheme of interrelation of volcanism and mineralization at various stages of subduction of the Tethys ocean slab.

I Steady state subduction and island arc setting, II Incipient stage of steepening of subducting slab, III Reinforcement steepening and backarc-interarc setting, IV Intensive spreading and minor ocean setting.

1. granodiorite stocks, 2. calc-alkaline rhyodacite volcanics, 3. trachy-rhyodacite and alkali olivine basalt and trachybasalt volcanics, 4. olivine basalt and tholeiite volcanics, 5. ophiolite volcanics and dunite-peridotite intrusive bodies, 6. sialic crust, 7. basaltic crust, 8. mantle diapir, 9. Au-Pb-Zn-Cu mineralization, 10. Au-Pb-Zn-Cu mineralization with high grade of gold, 11. Zn-Cu VHMS ores, 12. Cu-pyrite Cyprus type ores.

The further reinforcement of spreading stipulated the transferring of backarc into minor ocean setting evidenced in the Late Pleozoic-Early Jurassic Küre Complex of Central Pontides, consists of ophiolite volcanics and dunite- peridotite intrusives (Ustaömer, Robertson, 1993). The mineralization here in deposits of Ashikoy and Bakibaba represented by copper-pyrite Cyprus type ores, without participation of Au, Pb and Zn. The Küre Complex consist of tholeiite-olivine basalt volcanites and cut by stockworks of diabase veins. The intrusive bodies are dunite-peridotite stocks, the petrological indicators of ocean setting. The syn-ore alteration here revealed in actinolite-epidote-zoisite propylization and serpentinization. The latter is the indicator of hydrothermal alteration of the ocean setting, as well.

Another example of ocean setting is the oceanic ophiolitic suture in Anatolides devided Border Field and Taurides. It is the Eastern flank of the Cyprus ophiolites of Trodos Belt. In distinction from Minor Ocean of the Küre Complex, which is result of transferring the backarc into minor ocean setting, it is the suture of the Tethys Ocean. The ophiolites here content of hartsburgite and dunites, imbricated the gabbro-dunites, pyroxenites, verlites, pillow lavas and cut by diabasic dike complex. The mineralization of related deposits Maden (Elazig) and Madenkoy (Siirt) theirs VHMS type stratiform copper-pyrite mineralization is not consists of gold, galena and zinc. Here, the only source of mineralization was the mantle, which controlled copper mineralization. The syn-ore alteration here, also, is high temperature propylization and serpentinization (Engin, 1994).

The idealized scheme of minor ocean setting is shown on the Fig. 1 (IV) exemplified on the minor ocean development of Küre Complex.

## Conclusions

The subduction of the Tethys ocean slab beneath the Eurasian active margin was revealed in four stages of geodynamic development within the borders of Tethys-Eurasian metallogenic belt. These are the following: steady stage subduction, steepening of subduction slab and incipient stage of backarc-interarc rifting, the developed stage of backarc-interarc setting and minor ocean setting. Each of them revealed in the corresponding geodynamic situations, controlled by volcanism, hydrothermal alteration and metallogeny stipulated by participation of the sialic, basaltic crusts and mantle in various geodynamic settings. Each

stage are characterized by distinct volcanological-petrochemical, geochemical, hydrothermal activity and metallogenical indicators.

Thus, the stage of steady state subduction revealed in island arc setting, calc-alkaline basalt-andesite-acite-rhyolite volcanic activity, zeolite and chlorite-albite background proylization, gold-copper base metal mineralization of Au, Pb, Zn, Cu indicators, syn-ore (ore wall rock) sericite-chlorite-carbonate alteration and with preceded of ore forming acid leaching manifested in the secondary quartzites. The volcanism and mineralization of this stage are controlled by participation of sialic, basaltic crusts and mantle.

The incipient stage of steepening of subducting slab revealed in two substages. The first is manifested in the alkaline and sub-alkaline trachy-rhyodacite and trachyandesite volcanism, K-feldspathization and epigenetic nonsulfide gold mineralization. The reinforcement of rifting related to alkali olivine basalt and trachybasalt volcanic activity, synore epidote-zoisite propylitization, gold-copper-base metal mineralization with indicators of Au, Pb, Zn, Cu, with high grade of gold. In mineralization are participated sialic and basaltic crusts and mantle. At the incipient stage of rifting and mineralization participated the sialic crust which was not spread yet from the zone of volcanism and mineralization. The sialic crust here is the source of gold and galena.

At the next stage of strengthen steepening slab and rifting, the sialic crust are spreaded entirely from zone of volcanism and mineralization. The backarc setting here revealed in copper-zinc mineralization lack of gold and galena. The volcanism here mainly tholeiitic and the tholeiites are the volcanological indicators of this stage. The syn-ore alteration here is the epidote-zoisite-actinolite propylitization. The volcanic activity and ore formation are stipulated by basaltic crust and mantle.

The most reinforcement of steepening and incursion of mantle diapir at highest level and spreading stipulated backarc transferring into minor ocean setting. The basaltic crust at this stage was not participated in zone of volcanism and mineralization. Here occurred the ophiolite volcanism and ultramafic dacite-peridotite magmatism coincide with serpentization. The ultramafic magmatism is the distinct petrological indicator of ocean setting. The mineralization here is copper-pyrite lack of Au, Pb and Zn and its metallogenic indicator is only copper. The basaltic crust is entirely spread out from zone of volcanic activity and ore formation. The mantle is the only source of volcanism and mineralization.

## **2. Au, Pb, Zn, Cu pre-collision and trace metals association (Sb, W, Mo, Hg) post-collision metallogenic indicators of geodynamic development**

### **Abstract**

Au, Pb, Zn, Cu and trace metals (Sb, W, Mo, Hg) revealed as Phanerozoic metallogenic indicators of geodynamic development of Eurasian active margin within the borders of Caucasus, Iran, Turkey and Carpathian-Balkan region. At the pre-collision stage steady state subduction and steepening of subducting slab were controlled by volcanism and petrochemical and geochemical criteria. The subduction settings are confirmed by metallogenic indicators. So the steady state subduction and incipient stage steepening of subducting slab, where in mineralization participate sialic, basaltic crusts and mantle, Au, Pb, Zn and Cu, revealed as metallogenic indicators. During the strengthening of backarc rifting sialic crust is spread out and metallogenic indicators are represented by Zn and Cu and lack of Au and Pb. The further spreading occurred, in minor ocean and oceanic setting, whereas sialic as well as basaltic crust entirely are spread out and metallogenic indicator of the setting is solely Cu (lacking Au, Pb and Zn). Thus in the Phanerozoic precollision geodynamic development sialic crust is the source of Au and Pb, basaltic crust – Zn, whereas mantle is source of Cu.

At the post-collision stage, when subduction is terminated, however at the process syn- and post-orogenic mineralization participates the sialic, basaltic crusts and asthenospheric material penetrated along fault zones in subducted slab. The heat flux and protracted high temperature fluids leaching from thick sialic crust of orogens Au and trace metals (Sb, W, Mo and Hg) and precipitated them as gold-trace metal mineralization. The latter are not common for pre-collision stage and they are metallogenic indicators of post-collision development.

**Key words:** metallogenic indicator, pre-collision and post-collision development, backarc rifting, island arc setting.

The metallogeny of Tethys-Eurasian metallogenic belt of Eurasian active margin within the borders of Iran, Caucasus, Turkey and Balkan-Carpathian region ( Fig. 1) give us possibility to suppose Au, Pb, Zn, Cu and trace metals (Sb, W, Mo, Hg) as indicators of the stages pre-collision and post-collision development of Tethys ocean during Phanerozoic convergence of Afro-Arabian and Eurasian continents.

The Phanerozoic geodynamics occurs in the nonbuoyant lithosphere and controlled by modern plate-tectonic, whereas Precambrian development took place in buoyant oceanic lithosphere during formation of juvenile continental crust (Goldfarb et al., 2000). It was influenced by plume tectonics and characterized by high thermal flux and produced highly endowed Archean and Paleoproterozoic VHMS provinces and orogenic gold mineralization depended by redistribution of gold and base metals from mantle to granitic cratons in process of their formation (Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2003). So, in Phanerozoic the redistribution of Au, Pb, Zn and Cu from the mantle to lithosphere of sialic, basaltic crust and hard upper mantle was completed. The Au and Pb are concentrated in sialic crust, Zn in basaltic and Cu mainly rest in upper mantle (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili 2015, 2017).

Redistribution of gold-copper-base metal mineralization is related with magmatic-volcanic activity at the various stages of geodynamic development controlled by steady state subduction and steepening of subducted slab at the synvolcanic and post-volcanic pre-collision stages and at the post-collision stage after closure of the Tethys ocean, when subducted slab was steepening at the stressing the Afro-Arabian on the margin of Eurasian continent, caused the orogenesis,

strike-slip faulting and penetration of mantle material in the thick orogenic sialic crust across the transformed subducted slab (Gugushvili 2015, 2017).

The investigation of geological and geodynamical development of studied region shown the total spectrum stages of geodynamic setting from island arc, interarc-backarc to oceanic setting. Every of them revealed in the specific magmatism, volcanism, metallogeny, hydrothermal alteration and metallogeny.

The island arc setting is characterized by calc-alkaline volcanism with formation of basalt-andesite-dacite-rhyolite series. The interarc-backarc settings revealed in tholeiite-alkali olivine basalt volcanic activity at the intensive rifting, alkali-olivine basalt and thachybasalt volcanism at intermediate stage of rifting and shoshonite-thachyandesite and thachydacite at as the incipient rifting and so at slackening of rifting process. The further intensification of spreading occurs in oceanic setting with ophiolite volcanism and dunite-peridotite magmatism. The latter is the distinguished feature of ocean setting. All of them could be seen in the studied region of Eurasian active margin. The post-collision development revealed in the granitoid orogenic magmatism at the first stage and in calc-alkaline and alkalibasalt and thachybasalt volcanic activity at the second stage (Gugushvili, 2017; Dilek et al., 2010).

The various settings of geodynamic development are controlled by different participation of sialic, basaltic crusts and mantle material.

Island arc development and volcanism are determined by sialic, basaltic crusts and mantle material participation, as well as at incipient and slackening stages of inter- and back arc. The intensive backarc rifting was controlled mainly by basaltic crust and mantle. The intensive rifting occurred without participation of sialic crust and its characteristic feature is tholeiite volcanic activity. As to oceanic setting, it is controlled only by mantle material. The spreading at this stage and the high level of mantle diapir incursion exclude basaltic crust participation, which is spreaded entirely. Only at incipient stage of oceanic development, minor participation of basaltic crust is evident (Hutchinson, 1973).

The source of Au and Pb, so as trace metals Sb, W, Mo and Hg is the sialic crust, source of Zn-basaltic crust and source of Cu is mainly mantle (Gugushvili et al., 2015, 2017). It is clearly confirmed in the studied region of Eurasian active margin, so in the various regions of world (Mair et al., 2006; Moritz et al., 2004; Rona, Scott, 1993; Goldfarb et al., 2001; Moritz et al., 2016; Yakubchuk et al., 2002).

The metallogeny of Au, Pb, Zn and Cu, so as trace metals (Sb, W, Mo, Hg) of studied region similarly would be indicators of geodynamic development. They are distincted in the various geodynamic settings. So, in island arc setting gold-copper-base metal porphyry and mineralization of high and low sulfidation occurred, as well as Kuroko type stratiform gold-copper-lead-zinc mineralization. They are controlled by steady state subduction and consist of Au, Pb, Zn, Cu whereas here during mineralization participate sialic, basaltic crust, and rigid upper mantle and deepen in the astenosphere slab. The same situation is continuing in the incipient stage of interarc-backarc rifting, controlled by first stage of steepening of subducting slab.

At this stage of rifting participates the sialic crust, but incursion of mantle diapir influence, the higher temperature and alkalinity of fluids stipulated intensive leaching gold and lead from sialic crust. So at this stage the polymetallic ores are enriched by gold comparatively with goldbearing ores of steady state subduction characterized by lower temperature of fluids. It is exemplified in the Bolnisi ore district mineralization of Madneuli cluster related to steady state subduction, whereas the Beqtakari cluster is controlled by steepening of subducting slab with incursion of mantle diapir. The average gold content in Madneuli polymetallic ores is 0.8 ppm, whereas in Beqtakari it is 5 ppm and in some places 20 ppm and 189 ppm (Gugushvili, 2015, 2017).

The similar situation occurs in Panaguirishte ore district (Bulgaria), where the high sulfidation epithermal and porphyry mineralization controlled by incipient stage steepening of subducting slab the gold grade is 2.07ppm. (Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2006). The significant gold-base metal porphyry and epithermal deposits Bor and Majdanpek of Timok ore district (Serbia) are controlled by steady state subduction and characterized by gold-copper-base metal mineralization. So, the deposits of Eastern Pontides presented by gold-copper-base metal mineralization of porphyry and epithermal type and Kuroko type VMS deposits. However the gold grades here are higher in the ores of Kuroko type. Chaeli (Madenkoy) and Lahanos deposits represented by Cu,Zn,Pb,Au and Ag- bearing ores occurred in the Cretaceous , dacite-rhyolite volcanics, so as hybride VMS deposit of Cerattepe hosted in Late Cretaceous Artvin volcanic complex, comprises a basal zone of high grade Cu sulfide and overlying and flanking Au-Ag-Pb-Ba bearing zone (O'Brien,1997). As well the steady state subduction related gold-copper-base metal deposits are widespread in the Lesser Caucasus. The most significant among them are gold-copper-base metal deposits of Locki-Garabakh zone - Shamlug, Alaverdi, Tekhut, Gedabek, Karadag and Chovdar. They are represented porphyry, epithermal and VMS systems (Baba-Zade et al., 2016; Kekelia et al., 1993). The grade of Au here 2.7 ppm, Pb 0.3 %, Zn 0.98%, Cu 2 %.

Thus, at the steady state subduction and incipient stage of steepening of subducting slab the Au and Pb coincide with Zn and Cu occurred in mineralization. At the stage of intensive steepening slab and incursion of mantle diapir and backarc-interarc rifting the sialic crust spreaded out and mainly was not participate in the process of mineralization. The gold example of such setting is the interarc rift of Forrange of the Great Caucasus. Here, tholeiite volcanism coincides with VMS copper-zinc mineralization without Au and Pb in the mineralization of Houdes group of deposit (Houdes, Daud, Urup), detailly studied by Buadze and Kaviladze (1977). In the copper-zinc-pyrite ores source of Zn here is the spread and subducted basaltic crust and source of Cu is the mantle (Gugushvili, 2015, 2017).

The another example of intensive backarc rifting is the marginal of the Southern Slope of Great Caucasus with VMS mainly copper-zinc-pyrrhotite mineralization (Katsdag, Kizildere, Adange deposits) and at one case (Filiz-Chai) consists, also, Au and Pb related by occurrence of remnants of sialic crust on the basaltic (Gugushvili, 2015). However intensive backarc rifting and caused tholeiite-alkalibasalt volcanism is not always related with VMS copper-zinc mineralization. It is exemplified by Middle Eocene Adjara-Thrialeti rift. Here tholeiites consist copper 200 ppm, ten times enriched clark. So, copper here concentrated in tholeiites and did not transfer in fluids. The other example is known in the South Ural region where riftogenic tholeiites enriched of copper and zinc, which was not transferred in fluids (Frolova, Barikova, 1978) and here also is not known the VMS mineralization.

The further intensive spreading and incursion of mantle diapir on the highest level, caused minor ocean and oceanic setting. In the studied region it is exemplified by Late Paleozoic-Early Mesozoic Küre complex (Turkey) evolved as a result transferring the backarc into minor ocean setting represented by MORB ophiolite volcanism and serpentized peridotite (Ustaömer, Robertson, 1993) consists of Cyprus type copper-pyrite mineralization-Ashikoy and Bakibaba deposits, where Zn and Pb occur only on trace level (Guner, 1980). The other group of Cyprus type cupriferrous deposits Maden (Elazig) and Madenkoy (Siirt) occurred in the ophiolite belt of ocean setting in Turkey between the Border Fold and Taurids. The ophiolite consist the hurtsburgite and dunites, gabbro-dunites, pyroxenites, verulites, pillow lavas, cut by diabase dike complex (Engin, 1994). Mineralization, as in Kure complex, here is also represented by pyrite and chalcopyrite VHMS ores lacking Pb and Zn.

Thus Au, Pb, Zn and Cu distribution in the various stages of pre-collision development are the following: At the steady state and at the incipient stage of steepening of subducting slab Au, Pb,

Zn and Cu entirely participate in the mineralization of the both settings. However the distinct prevalence of gold occurs in the incipient stage of backarc-interarc rifting, because of sialic (granitic) crust yet is not spreading out on this stage and temperature of fluids is higher than at the setting of steady stage subduction. It would be reason of more intensive leaching of gold from sialic crust and its precipitation in the proper sulfide ores during mineralization. At the intensification of rifting sialic crust was spreading out and the copper-zincpyrite mineralization occurs without Au and Pb, they consist only at trace levels. The source of Zn and Cu is basaltic crust and mantle. At the further spreading backarc-interarc rifting transferred in the Minor Ocean and ocean setting with spread out as sialic, so basaltic crust. Mineralization here represented by cupriferous copper-pyrite ores. It is confirmed that copper source is the mantle.

The collision of Tethys Ocean and pressing the Gondvana continent on Eurasia caused the post-collision setting in the Eurasian continental margin (Adamia et al., 2016).

The post-collision metallogeny in studied region occur in Southern Slope of Great Caucasus, Lesser Caucasus, Iran and Turkey. The mineralization is controlled by post-subduction steepening of subducted slab, orogenesis, brittle tectonics and melting of granitoid magma of intrusive bodies from orogenic thick sialic crust. The mineralization here is represented by gold-copper base metal porphyry and epithermal and nonsulfide goldbearing mineralization, enriched of gold coincide with complexes of trace metals (Sb, W, Mo, Hg), which are not known in pre-collision deposits, except of Mo, participates subordinately in pre-collision mineralization (Gugushvili, 2015, 2017). The age of post-collision mineralization is Miocene-Oligocene. In the Southern Slope of Caucasus the post-collision most significant deposits are Zopkhito, Lukhum, Okrila-Achapara, Avadkhara, Akhey, Notsarula in Lesser Caucasus - Kajaran, Zod, Mehradzor. The post-collision mineralization is widespread in Iran. The most significant deposits here are Harvana group of deposits Miverud, Astargan, Ganarech, Khalfian. The deposits occur also in the Sanandaj-Sirjan zone, Albortz and in East Iranian magmatic belt. Among them the most significant are Zarshuran and Dashkesan deposits and Aq-Darreh gold prospect. All of them are controlled by Oligocene-Miocene granitoid stocks and brittle tectonics. They are related to post-collision orogenesis and coincide with Sb, W, Mo and Hg trace metal association. The association substituted the pre-collision host rocks and is geochemical indicator of post-collision setting (Gugushvili, 2017).

The genesis of post-collision mineralization is related with incursion of mantle material along faults in the steepen subducted slab caused increases of heat flux and leaching by protracted high temperature fluids gold and trace metals from thick sialic crust of orogens and precipitated them as porphyry and nonsulfide godbearing deposits (Gugushvili, 2015, 2017).

The postcollision mineralization is especially enriched by gold and above mentioned trace metals. Here widespread goldbearing-trace metal veins and stockworks. The deposits such as Zopkhito consist of gold-copperpolymetallic and quartz-antimonite veins and stockworks with 34 t. gold reserves, 41223 t antimonite and 39 t. silver. Here gold grade in the veins 4.39 ppm, silver-4.5ppm, whereas in the altered ore wall rock zone gold grade is 3.43ppm, silver-4.15ppm. So as in the neighbour Lukhumi deposit consist of quartz-antimony and quartz-antimony-realgar-orpiment-arsenopyrite veins and quartz-antimony-carbonate and quartz-scheelite stockwork, with gold grade 5.10ppm and Sb-6.37%. The Au reserve here 14.04 t., Sb-2580 t. As well as in the Okrila-Achapara gold prospect of the Main Range of Great Caucasus the gold associated with Sb and W occurring in the quartz-scheelite, quartz-antimony, quartz-polymetallic and goldbearing quartz lode mineralization. Gold grade in the ores here 3-4 ppm associated with Sb and W.

The Harvana groups of deposits (Iran) are characterized by high gold grade of gold-copper base metal and lowsulfidation epithermal lode and stockworks associated with Sb, W, Mo and



Hg. The geochemical background of host rocks is Cu-200-253ppm, Au 88-121ppb, Mo-3.0-5.7ppm, W-63-71ppm, Pb -120-517ppm, Zn121-160ppm, Sb-7.4-10ppm.

In the Alborz magmatic belt, Central Iran block and in Sanandaj-Sirjan zone the gold-copper porphyry, gold-base metal lodes and stockwork mineralization is associated with Sb, Mo, Hg and W as well as in the East Iranian magmatic belt Carlin type Zursharan deposit, Aldareh prospect, Dashkesan and Binalud goldbearing lead-zinc deposits and the Hash-Zadehan base metal gold-antimony ore field are controlled by Oligo-Miocene hypabissal granitoid stocks and are coincided by association of trace metals Sb, W, Mo and Hg (Moritz et al., 2006; The Report of Geological Survey of Iran, 2007). The post-collision setting is continuing from Iran to the Lesser Caucasus in the Meghri-Ordubad Cenozoic magmatic province, where Oligocene-Miocene granitoid stocks controlled significant gold-molibdenum mineralization associated with Sb, W and Hg. Significant gold deposits Zod and Merhadzor of goldbearing quartz-antimonate mineralization associated with Sb and W (Melikian, 1977), controlled by granodiorite-porphyry Cenozoic intrusive stocks occur in the Sevan-Akera zone.

The post-collision gold mineralization associated with Sb, W and Hg is known at the Menderes Paleozoic Massive (West Anatolides), presented of Cungurlu, Emerly and Halicoy deposits (Yigit, 2009), controlled by Cenozoic fault and shear zones. So, as fault controlled zone of gold mineralization is known in the Eastern Rhodopean Ada-Tepe deposit (Marchev et al., 2004).

The similar character of post-collision mineralization is widespread worldwide. The most significant mineralizing events of gold associated with trace metals (W, Sb, Mo) are known in Tethyan-Eurasian metallogenic belt related to Late Paleozoic final collision in the Altaid orogenic system (Yakubchuk et al., 2002). Here the giant gold deposits (Muruntau, Kumtor, Cholboi etc) was formed during the final amalgamation of the collage in Tian Shan province. The gold mineralization here is associated with trace metals Sb, W, Mo and Hg. The gold reserves of Muruntau deposit is 175Moz of gold, Kumtor (Au 19 Moz), Zarmitan (Au 112Moz). The similar association of gold with trace metals occurs in the Tombstone gold belt Yukon (Canada) post-collision deposits controlled by syn-orogenic intrusion. Here gold mineralization goes with Te, Bi, As, W and Sb association and is related quartz veins stockworks (Mair et al., 2006). So as in the Western Lachlan orogeny of Southern Australia, syncollision orogenic gold mineralization is followed by the Bi, Te, As, W, Mo, Sn and Sb association (Bierlein, Mcnight, 2005).

## Conclusions

Thus geodynamic development in the studied regions was related with subduction and steepening of subducted slab, revealed in volcanism, magmatism and metallogeny. The mineralization is controlled by Au, Pb, Zn and Cu indicators at pre-collision stage and by trace metals Sb, W, Mo and Hg association at post-collision setting.

At the steady state subduction and incipient stage of steepening of subducting slab the sialic, basaltic crust and mantle participated in mineralization occurred in the Au, Pb, Zn and Cu full spectrum of association. The strengthening of rifting and incursion of mantle diapir the sialic crust was spread out from zone of mineralization indicated by Zn and Cu. The further intensification of spreading and incursion of mantle diapir at the highest level stipulated spread out entirely of sialic and basaltic crust and oceanic setting contains copper-pyrite mineralization where only indicator is Cu, the other indicators participates only at the trace level.

The subduction was terminated at the post-collision stage, however steepening of subducted slab was continuing caused by convergence and stressing of Gondwana and Eurasian continents. At the post-collision the incursion of mantle material is continuing above the steepen slab and

high flux and protracted high temperature fluid activity with leaching the gold and trace metals (Sb, W, Mo and Hg) from the orogenic sialic crust and gold-trace metal mineralization. This association of trace metals is not characterized for pre-collision setting, so they are indicators of post-collision mineralization and for post-collision setting in general.

### **3. The synvolcanic and postvolcanic block faulting in the Bolnisi ore district during Upper Cretaceous subduction at the background of pre-collision development of Eurasian active margin.**

#### **Abstract**

The Bolnisi ore district hosts gold-copper-base metal and nonsulfide and low sulfidation epigenetic gold deposits placed in the Upper Cretaceous volcanic series. The district is the part of Tethys-Eurasian metallogenic belt developed during the Tethys ocean subduction. The geodynamic development and associated magmatic, volcanic, hydrothermal activity and mineralization revealed in the Bolnisi ore district. The first stage occurred in stable (steady state) subduction with related island arc (VAG) calc-alkaline volcanism. The next stage revealed in transformation (steepening) of subducting slab coincides with mantle diapir incursion revealed in the subalkaline trachyrhyodacitic and trachybasalt - alkali olivine basaltic volcanic activity. Various types of mineralization are related to the definite stages of subduction. The steady state subduction coincides with zoning of proper sulfide and nonsulfide mineralization, whereas steepening of subducting slab manifested in substitution of nonsulfide goldbearing mineralization by proper sulfide gold-copper base metal ores. In the Upper Cretaceous shallow-marine conditions the synvolcanic and postvolcanic block faulting occurred. The synvolcanic block faulting revealed in two stages. The first was related to invasion of intrusive stocks with tumescence of shallow sea bottom and island elevation (uplifted blocking). The second stage revealed in the subaerial ignimbrite volcanic explosions on the island terminated by cauldron subsidence (subsided blocking). The mineralization in of island setting in the Bolnisi district took place in the islands (uplifted block) and precedes ignimbrite explosions and cauldron subsidence. It was controlled by invasion of intrusive stocks. The synvolcanic blocking is controlled by distribution of proper sulfide and nonsulfide ores and their position within the bordered blocks. The mineralized blocks are distributed in the caldera structures and their faulting is controlled by cauldron subsidence. At the termination of Upper Cretaceous volcanism the detachment of subducting slab revealed in the regional fault, which divided the Bolnisi ore district in two “giant” blocks. One of them was uplifted on 1200 m. From uplifted block Upper-Santonian-Campanian volcanic series were entirely eroded. It is occurred in the subsided block and bordered along regional fault with Cenoman-Santonian volcanic series of uplifted block. The block faulting here would be postvolcanic in contrast to synvolcanic block faulting, controlled by magmatic and volcanic activity and mineralization. The uplifting of synvolcanic blocks does not exceed 200m and their spreading is hundreds m<sup>2</sup>, whereas the “giant” blocks are spread entirely over the Bolnisi ore district area (thousandths km<sup>2</sup>). The interrelation of synvolcanic blocks and their uplifting are determined by the levels of distribution of proper sulfide and nonsulfide mineralization.

**Key Words:** stable subduction, steepening of subducting slab, gold-copper base metal mineralization, synvolcanic block faulting.

## Introduction

Bolnisi ore district is the part of Western Segment of Tethys-Eurasian metallogenic belt (Fig. 1). It consists of gold-copper base metal and low sulfidation and nonsulfide gold mineralization, located in the Upper Cretaceous Cenomanian-Campanian volcanic series (Fig. 2) and represented of two – Madneuli and Beqtakari ore clusters (Fig. 3). Madneuli cluster (88-90Ma) located in Turonian-Santonian Mashavera suite consists of andesite-dacite-rhyolite volcanics. The deposits of Beqtakari cluster (79-81Ma) are distributed in Campanian trachyrhyodacite volcanic series, imbricated by trachybasalt-alkali olivine basalts of Shorsholeti suite (Fig. 2). The clusters are divided by regional strike-slip fault and localized in two “giant” blocks (Fig. 4).

The nonsulfide mineralization in the Beqtakari cluster related to quartz-K-feldspar metasomatites, which are substituted by gold-copper base metal ores. As distinct from Beqtakari in Madneuli cluster deposits occurs zonality of mineralization. The gold-copper base metal ores upsteers transferred in epigenetic nonsulfide zone consists of goldbearing quartz-chalcedony and quartz-barite stockworks (Gugushvili et al., 2014, Gugushvili, 2015).

The Cretaceous geological and geodynamic development, volcanism and mineralization of the Eurasian active margin were stipulated by Tethys ocean northvergent subduction. In the Bolnisi ore district two stages of subduction are fixed: the stable (steady state) subduction, when the subducting slab sinking in mantle without transformation (roll back, break off, detachment, delamination) revealed in volcanic arc (VAG) setting related with calc-alkaline volcanic activity and gold, copper, base metal (Au, Pb, Zn, Cu) mineralization. At the second stage the steepening of subducted slab was beginning, accompanied with mantle diapir incursion and transition of island arc into backarc setting. The transition in the Eurasian active margin revealed in rifting shoshonite-alkali basalt-tholeiite volcanic activity, VMS zinc-copper-pyrite mineralization at the developed stage of backarc setting, without participation lead and gold or with their minimal grades related to level of participation of sialic crust in the mineralization (Gugushvili, 2015, 2016, 2017).

The geodynamic criteria of volcanic series are controlled by petrochemical and geochemical indicators, which indicated the level of mantle influence at steepening of subducting slab or process of steady state subduction and calc-alkaline volcanic activity. The relation of volcanism and metallogeny exemplified on the Bolnisi ore district observed in the following publications (Gugushvili et al., 2001, 2014; Gugushvili, 2015, 2016, 2017).

The Madneuli ore cluster and goldbearing volcanics are controlled by island arc setting, whereas the Beqtakari cluster is developed at the incipient stage of backarc. Here at the first stage of Campanian volcanic activity of the trachyrhyodacite volcanic series quartz-K-feldspar alteration and related nonsulfide mineralization are controlled by incipient stage of backarc. Here mantle influence revealed in the subalkaline volcanism and alkaline metasomatism. The mantle influence increased in the Late Campanian at the sulfide phase of

mineralization controlled by gabbro-diabase stocks intruded in quartz-K-feldspar metasomatites. It represented by gold-copper-base metal mineralization and synore epidote-zoisite propylitization (Gugushvili et.al., 2014, Gugushvili 2015, 2016, 2017). The above mentioned gabbro-diabasic stocks and veins would be apophysis (offsets) of volcanic chambers exploded trachy-basalts and alkali-olivine basalts of the Shorsholeti suite. They fixed the incipient stage of back arc rifting and incursion of mantle diapir (Gugushvili, 2015, 2016).

At the same time the high grades of gold and lead occurred in the deposits of Beqtakari cluster would be explained by significant participation of sialic crust in mineralization process and high temperature of fluids at the incipient stage of backarc development related to mantle incursion. It was the reason of the intensive gold leaching from sialic crust. The high temperature fluids shown by synore epidote-zoisite propylitization conducted at 350-400°C.

In the porphyry ores of Beqtakari deposit the average gold grade is 5ppm, whereas in Madneuli deposit it is averagely 0.8ppm, where syn-ore-mineralization alteration presented of lower temperature of sericite-chlorite-carbonate association.

### **3.1. Block faulting in the Bolnisi ore district.**

In the Bolnisi ore district two stages of subduction related block faulting revealed. The first is synvolcanic and the second is postvolcanic, related to detachment of subducted slab. Synvolcanic blocking is controlled by invasion of granodiorite intrusion stocks, tumescence of sea bottom and island emergence (elevation) – (uplifted blocks) and by cauldron subsidence (subsided blocks)). It is the stages of “small” block faulting. The postvolcanic block faulting is controlled by detachment of slab revealed in the regional strike-slip fault divided ore district in two “giant” blocks. The mineralization was related to uplifted small synvolcanic blocking, whereas the subsided synvolcanic blocking after cauldron subsidence as well as formation of “giant” block were postvolcanic and postmineralization (post ore) processes.

The mineralization process is synchronal with synvolcanic uplifting block faulting, whereas it was not revealed during the “giant” block faulting.

### **3.2. Postvolcanic block faulting**

The mineralization in the Bolnisi ore district is located in the two “giant” blocks divided by regional fault (Fig. 3.4) and represents of two ore clusters – Madneuli and Beqtakari. In the both ore clusters the calc-alkaline rhyodacitic in the Madneuli and subalkaline trachyrhyodacitic volcanic activity in Beqtakari are terminated by ignimbrite explosions (ejections) and cauldron subsidence, determined by rhyolite dome invasion in Madneuli and trachyrhyolite extrusions in Beqtakari. The mineralization and ore deposits in the both clusters are localized within caldera structures (Fig. 5). In the deposits of Madneuli cluster as the nonsulfide gold mineralization, so gold-copper base metal porphyry precedes of the ignimbrite ejections and cauldron subsidence. In the Beqtakari cluster the nonsulfide gold mineralization predates ignimbrite explosion, whereas the gold-copper base metal mineralization, controlled by gabbro-diabasic, stocks occurred after ignimbrite ejections

(Gugushvili, 2015, 2017). The deposits in Madneuli cluster are hosted by the Mashavera (Turonian-Santonian) suite (Fig. 6). The Madneuli cluster is located in the uplifted “giant” block, whereas Beqtakari cluster occurs in the bordered subsided block built up by the Campanian Gasandami and Shorsholeti suites (Fig. 4). From the uplifted block of Madneuli cluster the Campanian Gasandami and Shorsholeti suites, as well as Upper Santonian Tandzia suite are eroded. The thickness of eroded volcanic series evidenced that Madneuli block was uplifted at 1200m. Regional fault and giant blocking would be related to Upper Campanian-Maastrichtian detachment of subducted slab, so the age of the regional fault which caused the giant blocking is the Late Campanian-Maastrichtian and block faulting would be the postvolcanic process.

The similar development is described in the Panaguirishte ore district of Bulgarian Srednegorie. Here also the first stage of volcanic activity presented by calc-alkaline volcanic series consists of gold-copper porphyry (Elatsite deposit) and high sulfidation (Chelopech deposit) mineralization dated of 91.3-92.4Ma. Their genesis is controlled by stable subduction and calc-alkaline volcanic activity. The steepening of subducting slab here occurred in the block faulting and gold-base metal mineralization dated by 86.1- 86.6Ma (Motitz et. al., 2004; von Quadt et al., 2005). Here transforming of subducted slab also revealed in transmitting of island arc setting into incipient stage of backarc and block faulting.

### **3.3. Synvolcanic block faulting.**

In the Bolnisi ore district occurs two stages of synvolcanic block faulting. The first is related to steady state subduction and calc-alkaline volcanism and the second to steepening of subducting slab and subalkaly thachyrhyodacitic volcanic activity and later at trachybasalt and alkali olivine basalt volcanism at the incipient stage of back arc setting. The both of them are characterized with nonsulfide epithermal gold mineralization and gold-copper base metal proper sulfide ores. At the same time the first is dated by Coniacian-Santonian and presents synchronal proper sulfide and nonsulfide mineralization revealed in zonality, whereas the second is Campanian, characterized of substituting of nonsulfide goldbearing quartz-K-feldspar metasomatites by proper sulfide gold-copper base metal mineralization related to gabbro-diabasic intrusive stocks.

#### **3.3.1. Synvolcanic block faulting at the steady state subduction stage.**

The synvolcanic block faulting of the stable subducting stage was related to invasion of granodioritic stocks, tumescence of sea bottom and island elevation (uplifted blocking). At the island took place ignimbrite ejection terminated by cauldron subsidence (subsided blocking). The formation of uplifted and subsided blocks alternated spatially and temporally. However at the some emerged islands, the ignimbrite or was not exploded or they are not subsided and they are remained as uplifted blocks in Cretaceous sea (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015).

At the area of Madneuli deposit granodioritic stock occurred at the 500m depth. The age of the stock is 88 Ma. This stock served as a pathway for fluids. The fluids activity at the first

stage revealed in silicification of dacitic tephra and the dense silicified screen occurred above the intrusive bodies. The fluids gathered beneath the screen stipulated series of hydrothermal explosions and brecciation of the silicified rocks (secondary quartzites). The brecciated zones were cemented by gold-copper base metal mineralization. The orebearing fluids were penetrated in the secondary quartzites forming disseminated porphyry mineralization. Upstairs the proper sulfide ores transmitted in the zone of nonsulfide gold mineralization in the quartz-chalcedony and quartz-barite stockworks (Fig. 6, 7). Thus on the Madneuli deposit occurred the zonality of proper sulfide and nonsulfide ores.

At the same time on the Madneuli deposit occurred minor lenses of stratiform barite-base metal ores (Fig. 8) – Migineisvili, 2004; Gialli, 2013). They are related to the early stage of sea bottom tumescence and denudation of island surface revealed in origin of intraformation layers of breccia-conglomerates. Above the breccia conglomerates in tephra were developed syngenetic barite-base metal and pyrite-melnicovite-ochre-red barite mineralization. The xenoliths of ochre-red barite occur also in the mineralized hydrothermal breccia pathways of epigenetic ore fluids of the next stage of epithermal-porphyry mineralization. Therefore the syngenetic mineralization in Madneuli deposit precedes the epigenetic ore formation.

At the next stage of tumescence occurred the proper sulfide porphyry and epithermal gold mineralization. The process here continued in ignimbrite explosion and terminated with cauldron subsidence (Gugushvili et al., 2002; Gugushvili, 2015). On the western flank of the open pit ignimbrites laterally, along the fault bordered with tephroids, which in open pit underlain the ignimbrites (Fig. 6, 7). It is evidenced the cauldron subsidence. The cauldron subsidence is fixed as well by extrusive domes of rhyolites surrounding the caldera structure, which would be relics of ring dikes (Fig. 6).

In the Madneuli deposit proper sulfide and nonsulfide mineralization are located in the single subsided block. In other deposits of Madneuli cluster the sulfide and nonsulfide mineralization are distributed in the bordered blocks. In uplifted block occurs proper sulfide mineralization, here nonsulfide mineralization partly or entirely are eroded and in subsided block proper sulfide is bordering with nonsulfide mineralization. It gives us possibility of determination of block faulting on the deposits. It distinctly exemplified on the Tsiteli Sopeli deposit, which is located in single caldera structure (Fig. 9) with other deposits and ore manifestations forming the single ore field.

Here at different deposits according to distribution of proper and nonsulfide mineralization uplifted and subsided bordered blocks are determined.

On the Tsiteli Sopeli deposit (Fig. 10) on the its eastern block divided by fault from the central the mineralization is located above the groundwater level, whereas in the central block mineralization is entirely located below this level. Therefore the gold-copper base metal mineralization of uplifted eastern block is located above the nonsulfide gold mineralization of the central block with upward transition into the nonsulfid goldbearing quartz-chalcedony stockworks (Fig. 10).

The similar situation occurs at the Lower Bolnisi deposit, which is divided by fault on two blocks (I.Vashakidze, report of 1:10000 scale mapping). In the eastern block proper sulfide gold-copper base metal mineralization is cementing hydrothermal breccias of silicified

rocks, whereas in the western block nonsulfide epigenetic gold mineralization occurs in the quartz-barite and quartz chalcedony stockworks (Fig. 11). At the same time here, on the depth of 240-314 m (well 631) occurs chalcopyrite-pyrite goldbearing stockwork with 3 ppm of gold (Fig. 12).

On the Tsiteli Sopeli ore field block faulting structure occurs at the Tamarisi prospect. Here gold-copper base metal mineralization of uplifted block bordered along the fault silverbearing quartz-barite stockwork. Here the zone of nonsulfide ores might be eroded from the uplifted block as well.

The similar situation was determined at the other deposits of the Madneuli cluster. On the Balichi deposit the gold-copper porphyry mineralization of uplifted block bordering along fault with nonsulfide gold mineralization in silicified rocks of subsided block (Gugushvili, 2015). The block faulting structure occurs at the David-Garedji and Catarkaya prospects located nearby Madneuli deposit. Here gold-copper base metal and nonsulfide silverbearing quartz-barite and goldbearing quartz-chalcedony stockworks at Catarkaya prospect, whereas in the bordering David-Garedji subsided block fixed different levels of above mentioned mineralization (Fig. 13). It is confirmed that Catarkaya's block uplifted and here quartz-barite level is mainly eroded.

### **3.3.2. Synvolcanic block faulting at the stage of steepening of subducting slab**

The synvolcanic block faulting is continuing during steepening of subductive slab, it is revealed within the border of NE "giant" block. The steepening here began at the Campanian. At the first stage it was revealed in granodiorite stock invasions and subalkaline trachyrhyodacitic volcanic activity (Gasandami suite) and nonsulfide gold mineralization in the quartz-K-feldspar metasomatites. The second stage revealed in gabbro-diabasic magmatism and trachybasalt-alkali olivine basaltic volcanism (Shorsholeti suite). The gold-copper-base metal mineralization was controlled by gabbro-diabase stocks coincided with epidote-zoisite propylitization. The mineralization and deposit here, also, is localized in the caldera structures (Fig. 5).

The block faulting here, also, is determined by the distribution of nonsulfide and proper sulfide mineralization in the neighbouring block. It is distinctly exemplified at Beqtakari cluster deposits: Imedi, Darbazi and Beqtakari. The area of Imedi deposit consists of three blocks (Fig. 14). In the second and third blocks here mainly nonsulfide gold mineralization occurs related to quartz-K-feldspath metasomatites. At the depth somewhere occur the offsets of base metal ores. At the same time in the first, SW block the proper sulfide mineralization prevailed coincides with synore epidote-zoisite-actinolite propylitization. The grades of gold in the ore here is 5ppm, copper – 0.5%, whereas in the second and third blocks in the nonsulfide ores grade of gold is 0.9-1.2ppm and background of base metals is not prevailed the hundredths of percent. Noteworthy, that in the second block well IMDH-001 at the depth at 151-174 m cut the proper sulfide zone with 5ppm grade of gold and 0.12-1.15% copper. The occurrence of proper sulfide ores in the second block at the depth under the nonsulfide mineralization confirm here setting of block faulting. The similar of block

faulting occurs also in the neighboring Darbazi prospect (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). Thus, here the distribution between bordering blocks of nonsulfide and propersulfide mineralization at the different levels and erosion of the upper part of the uplifted block gives us a possibility to determine specific block faulting, though here temporally synchronal zonality was not established.

The block faulting structure is distinctly seen at Beqtakari deposit (Fig. 15). It is located in the Lower Gasandami suite imbricated on the Tanzia Upper Santonian series, consists of andesite-basaltic volcanics. The Lower Gasandami suite is represented by trachyrhyodacitic tuffs and overlain by breccia-conglomerate intraformation layer (Fig. 15). The formation of the layer was related with invasion of granodioritic stock tumescence of sea bottom and emerging of island (uplifted block). The trachyrhyodacitic tuffs were altered by alkali-carbonate fluids in quartz-K-feldspar metasomatites. Denudation of the island surface was revealed in the formation of breccia-conglomerate layers. The breccia-conglomerates and hydrothermal explosion brecciated zones, the pathways of orebearing fluids beneath the layer are cemented by gold-copper-base metal ores (Fig. 5). The breccia-conglomerate layer is overlain by Upper Gasandami suite, and consists of unaltered trachyrhyodacitic tuffs.

The area of Beqtakari deposit is divided by fault in two blocks (Fig. 15). The described geological situation occurs in the eastern block, whereas at the western block occurs only Lower Gasandami suite, substituted by quartz-K-feldspar metasomatites, overlain on the Upper Santonian Tanzia suite. The breccia conglomerate layer and Upper Gasandami suite here are eroded. The western block was uplifted towards the eastern. In the western block drilling cut at depth the gabbro-diabasic stocks and veins. To the latter is related the propersulfide gold-copper-base metal mineralization coincided with synore epidote-zoisite propylitization. The mineralization and propylitic alteration superimposed on the gabbro-diabase and quartz-K-feldspar metasomatites. The gabbro-diabase stock and veins would be the apophyses (offsets) of volcanic chambers exploded the alkali olivine basalts of Shorsholety suite (Gugushvili, 2015). Here occurs also the alkali olivine basaltic veins supposed the volcanic vents of the Shorsholety suite basalts (Gogoladze, 1999).

The gabbro-diabasic and alkali olivine basalt stocks were pathways of high temperature hydrosulfide fluids provoking the proper sulfide mineralization of Beqtakari deposit. On the Beqtakari deposit two stages of fluid activity occurred. The first was related to granodiorite stocks invasion, quartz-K-feldspar alteration and nonsulfide gold mineralization, the second – to gabbro-diabase stocks, hydrosulfide fluids activity and propersulfide mineralization. These stages were temporally divided and gold-copper-base metal mineralization substituted the nonsulfide goldbearing metasomatites. The gabbro-diabase stocks cut the trachyrhyodacite of Lower Gasandami suite, whereas at the Madneuli cluster deposit gold-copper-base metal mineralization is synchronal with nonsulfide epigenetic goldbearing ores and there are fixed zonality of propersulfide and nonsulfide mineralization.

Thus, at Beqtakari deposit occur two stages of block faulting. The first is revealed to invasion of granodioritic stocks, tumescence sea bottom and island emergence, the second to the blocking after nonsulfide mineralization and dividing area on the western and eastern blocks. From uplifted western block into the tephra of Upper Gasandami unaltered suite,



strewed the xenoliths of denuded quartz-K-feldspath metasomatites. From the western uplifted block were eroded as breccia-conglomerate layer, so entirely Upper Gasandami suite (Fig. 15). Here rest only Lower Gasandami suite overlain on the Tanzania Upper Santonian volcanics.

The block faulting occurs, also in the Sakdrisi deposit (Fig. 16). The deposit disposed in the bordered zone of regional fault in the NE giant block. In difference from other deposits of Beqtakari cluster here revealed tendency of zonation proper sulfide and nonsulfide mineralization. The nonsulfide mineralization is represented by silverbearing quartz-barite stockworks and goldbearing quartz-chalcedony veins. The gold-copper-base metal mineralization coincided with synore epidote-zoisite propylitization. Here revealed temperature zonation. The temperature of the quartz-barite veins were forming on the 100-140°C, the quartz-chalcedony stockworks at the temperature 240-250°C, whereas the temperature of the gold-copper-base metal ores coincided with epidote-zoisite propylitization is within the borders of 350-400°C (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). The temperature was determined by homogenization and decrepitation of gas-fluid inclusions (R. Akhvlediani). The nonsulfide gold mineralization spreads, also, in the ore wall altered rocks of quartz-chalcedony stockworks, consists of illite-hydrobiotite-siderite association. Here the propersulfide ores coincided with high temperature epidote-zoisite propylitization, whereas at neighbour of Madneuli deposit they are coincided by chlorite-sericite-carbonate association. The synore high temperature propylitization at the Sacdrisi deposit sometimes substituted the hydromica-siderite ore wall altered rocks of the quartz-chalcedony stockworks.

The proper sulfide ores of Beqtakari cluster are characterized by high grade of gold (averagely 5ppm), whereas at the Madneuli deposit the average gold grade is not prevailed 0.8ppm. In the Sacdrisi deposit located at the border of regional fault gold grade of gold copper base metal ores is the 4-5ppm and sometimes increased till 20ppm. So, probable that at Sacdrisi deposits gold-copper base metal mineralization, as at Beqtakari deposit would be controlled by gabbroid intrusive stocks. The controlling propersulfide mineralization (with high grades of gold) gabbroid stocks are known at the neighboring of Sacdrisi, Darbazi deposits (Gugushvili et al., 2014). However, the further comprehensive studies are necessary for verify this.

On the deposits of Beqtakari cluster the nonsulfide gold mineralization is stipulated by alkali-carbonate (CO<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub>) fluids activity, whereas the formation of gold-copper base metal ores were related with low acid hydrosulfide fluids (Gugushvili, 2015). The gold transporting by alkali-carbonate and hydrosulfide fluids and physical-chemical conditions of the gold precipitation are based on the chemical modeling of interrelation of fluids and ore host rocks (Mernagh, Bierlein, 2008), which are confirmed at the various goldbearing deposits and among them in the Bolnisi ore district, as well.

## **Discussion and conclusions**

In the Bolnisi ore district distinctly revealed the pre-collision stage of development characterized for Eurasian active margin. The stages of stable subduction and steepening of

subducting slab are controlled by different types of volcanic and hydrothermal activity and metallogeny. At the same time, the geology of the region is characterized by block-faulting tectonics. The two “giant” blocks here divided by regional strike-slip fault was resulted by post-volcanic detachment of subducted slab, whereas the minor block faulting in Cretaceous volcanic series is the synvolcanic process. The first stage blocking was related to invasions of granodioritic stocks, tumescence of shallow Cretaceous sea bottom and islands emerging (uplifted blocks). On the island, in subaerial conditions, intensive ignimbrite ejections occurred terminated by cauldron subsidence stipulating submerged blocking. Thus, synvolcanic block faulting is controlled spacially and temporally. The stocks invasions, tumescence and emergence of islands preceded ignimbrite explosions and cauldron subsidence.

In the Bolnisi ore district the steady state (stable) subduction and related volcanic arc (VAG) magmatism, volcanism, hydrothermal activity and mineralization is the Cenomanian-Santonian, whereas steepening of subducting slab began in Campanian. At the stage of steepening volcanic, magmatic activity and hydrothermal alteration are controlled by the scale of mantle influence related to incipient stage of backarc setting and also characterized of tumescence, island elevation, ignimbrite volcanism and cauldron subsidence. As distinct from calc-alkaline volcanism of stable subduction, here occurred subalkaline volcanic activity with nonsulfide mineralization related to quartz-potassium feldspar metasomatites, substituted by gold-copper base metal ores related with gabbro-diabasic intrusive stocks. At the same time at the stage related to stable subduction proper sulfide and nonsulfide mineralization is revealed in synchronal zonality (Gugushvili, 2015, 2016, 2017).

The Turonian-Santonian and Campanian deposits in the Bolnisi ore district are distributed within structures of cauldrons subsidence. They are characterized by postmineralization block faulting. In the some deposits related to stable subduction stage proper sulfide and nonsulfide mineralization are separated within bordered blocks. The uplifted and submerged block-faulting are distinctly seen in the Turonian-Santonian Tseteli Sopeli and Kvemo Bolnisi deposits, in the David-Garedji, Catarkaya, Balichi and Tamarisi prospects (ore manifestations). There proper sulfide ores of uplifted blocks are bordering with nonsulfide mineralization of submerged ones. The latter at depth transferred again in proper sulfide mineralization. As well as in Campanian deposits, related to slab steepening, distribution of nonsulfide and proper sulfide mineralization occurred in the bordered blocks and their distribution is informative for determination of uplifting and submerged blocks exemplified in the Campanian Beqtakari, Darbazi and Imedi deposits. So, determination of the levels of mineralization in the bordering blocks would be significant for planning drilling and exploration in the Bolnisi ore district.

Let us return to spatially and temporally developed processes and their relation to steepening of subducting slab and mantle influence. The steepening began in the Early Campanian and continuing at two stages. The first stage revealed in the subalkaline and alkaline volcanism, quartz-K-feldspar metasomatism and nonsulfide gold mineralization. The next, Late Campanian stage is distinguished by trachybasalt and alkali olivine basalt volcanic activity, gold-copper-base metal mineralization and high temperature epidote-zoisite

propylitization, controlled by gabbro-diorite stocks invasion. The proper sulfide mineralization juxtaposed on the quartz-K-feldspar metasomatites. It is cemented as breccia-conglomerates in intraformation series, so explosive hydrothermal breccias pathways of orebearing fluids in the K-feldspar metasomatites (Beqtakari deposit). In contrast to latter, at Madneuli deposit, related to stable subducting, proper sulfide and nonsulfide mineralization, is the synchronal process revealed in zonation, whereas at Beqtakari deposit proper sulfide mineralization substituted nonsulfide quartz-K-feldspar metasomatite. The mineralization here revealed at two stages: the first related to alkali-carbonate fluids activity and formation of K-feldspar metasomatites, the second – low acid high temperature hydrosulfide fluids. The decay of goldbearing hydrosulfide complexes stipulated gold-copper-base metal mineralization, coincided with high temperature propylitization. The steepening of subducting slab continues till Late Campanian by formation of alkali olivine basalt volcanic series, however it was not revealed in intensive rifting and related VMS type mineralization. Presumably steepening here stopped at incipient stage of backarc setting. The detachment of subducting slab later revealed in regional fault and dividing Bolnisi ore district in two postvolcanic and postmineralization “giant” blocks. Along the fault occurred uplifting of SE block up to 1200m and denudation of Upper Santonian Tanzania and Campanian Gasandami and Shorsholeti suites. Their total thickness is more than 1200m. In this block was not eroded only Turonian-Santonian Mashavera suite. At the same time in the NW giant block the Upper Cretaceous cross section consists of Tanzania, Gasandami and Shorsholeti suites. Whereas in synvolcanic block faulting the altitudes of uplifting and submerging is not prevailed 200 m and area of these blocks spread only on hundredths  $m^2$ , whereas the giant blocks are spread on the thousand square km-s.

Thus, magmatic and volcanic activity metallogeny and block faulting in the Bolnisi ore district was stipulated by subduction. At the stages of stable subduction and steepening of subducting slab in the island arc and backarc settings temporally and spatially took place blocking of the region. At the first stage of subduction invasion of intrusive stocks revealed in the tumescence of sea bottom and island elevation (uplifted blocking). On the island in subaerial condition ignimbrite explosions occurred, terminated by cauldron subsidence (submerged blocking). The mineralization was related to stock, which served as pathways of deep ore fluids. The ignimbrite explosions and cauldron subsidence are the postmineralization (postore) processes. However during cauldron subsidence minor orebearing blocking was continuing. At the late Cretaceous, coincides with terminating of volcanic activity the postvolcanic blocking occurs. It was related to detachment of subducting slab and revealed in the regional fault divided Bolnisi ore district into two "giant" blocks. The mineralization related to the first stage of synvolcanic blocking are distributed in "giant" blocks and presented of Madneuli and Beqtakari clusters. Madneuli cluster (88-90Ma) disposed in the Turonian-Santonian volcanic series of uplifted giant block, whereas Beqtakari cluster (79-81Ma) in the Campanian volcanic series of submerged block. Campanian volcanites and mineralization are eroded from giant block of Madneuli cluster. Analyses of postore synvolcanic and postvolcanic blocking and disposition of mineralization in the

bordered blocks are essential for planning further exploration and drilling in the Bolnisi ore district.

### **Acknowledgment**

The research was supported by Shota Rustaveli National Science Foudation , project FR/81/9-152/14. The authors would like to thank colleagues of from Institute of Geology of Tbilisi State University and the CMG of Madneuli Company for participation in the field work, discussions and logistical help. We would like to thank very much Dr. D.Zakaraia for editing the text and help in designing and distribution of figures, as well as H.Gugushvili and R.Chagelishvili for participation in investigations and creating the publication.

ვ.გუგუშვილი, თ.ბერიძე, თ.ჩხოტუა, ს.ხუციშვილი, რ.მიგინეიშვილი

ევრაზიის აქტიური კიდის გეოდინამიკური განვითარების ეტაპების  
ვულკანოლოგიური და მეტალოგენიური ინდიკატორები და  
სინვულკანური და პოსტვულკანური ბლოკირება ბოლნისის მადნიანი  
რაიონის მაგალითზე

რედაქტორები: ა.თვალჭრელიძე, დ.ზაქარია

2018

სარჩევი

- წინათქმა .....
1. სუბდუქციის როლი ვულკანიზმისა და ოქრო- სპილენძ-პოლიმეტალური მადანწარმოების პროცესში ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფორმირების მაგალითზე .....
  2. Au, Pb, Zn, Cu ასოციაცია პრეკოლიზიური და იშვიათ მეტალთა კომპლექსი (Sb, W, Mo, Hg) პოსტკოლიზიური გეოდინამიკური განვითარების ინდიკატორები .....
  3. სინვულკანური და პოსტვულკანური ბლოკირება ბოლნისის მადნიან რაიონში ტეთისის ოკეანის ზედა ცარცული სუბდუქციის პროცესში, ევრაზიის აქტიური კიდის პრეკოლიზიური განვითარების ფონზე ..
- რეზიუმე .....
- შესავალი .....
- 3.1 ბლოკირების პროცესი ბოლნისის მადნიან რაიონში .....
  - 3.1.1. პოსტვულკანური ბლოკირება .....
  - 3.1.2. სინვულკანური ბლოკირება .....
  - 3.1.2.1. სინვულკანური ბლოკირება სტაბილური სუბდუქციის ეტაპზე .....
  - 3.1.2.2. სინვულკანური ბლოკირება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპზე .....
- დისკუსია და ძირითადი დასკვნები .....
- შეჯამება .....
- ფიგურები .....
- ლიტერატურა .....

## 1. სუბდუქციის როლი ვულკანიზმისა და ოქრო- სპილენძ-პოლიმეტალური მადანწარმოების პროცესში ტეთის-ვერაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფორმირების მაგალითზე

### რეზიუმე

ტეთის-ვერაზიული სარტყლის ფორმირება უკავშირდება ვერაზიის აქტიური კიდის ქვეშ ტეთისის ოკეანის ფილის სუბდუქციას. სარტყლის დასავლური და ცენტრალური სეგმენტის კვლევამ გამოავლინა სუბდუქციის კავშირი გეოდინამიკურ ვითარებასთან, ვულკანიზმთან, ჰიდროთემულ პროცესებთან და გამაღწეობასთან. სუბდუქციის სტაბილურ ეტაპზე, არ ხდებოდა ფილის ტრანსფორმაცია და მანტიური დიაპირის შემოჭრა. იგი ხასიათდება შემდეგი ინდიკატორებით: კუნძულთა რკალური ვითარებით, კირ-ტუტე ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოლითური ვულკანური აქტივობით, ცეოლითური და ქლორიტ-ალბიტური ფონური პროპილიტიზაციით, გამაღწეობის წინამორბედი მეორადი კვარციტების ფორმირებით და ოქრო- სპილენძ-პოლიმეტალური (Au, Pb, Zn, Cu) მინერალიზაციითა და სინმადნური სერიციტ-ქლორიტ-კარბონატული მეტასომატოზით.

შემდეგი სტადია უკავშირდება სუბდუქციურებული ფილის ტრანსფორმაციასა და მანტიური დიაპირის შემოჭრას. იგი ორ ეტაპად მიმდინარეობს. პირველი ხასიათდება ფილის ტრანსფორმაციის საწყისი ეტაპით, მანტიური დიაპირის შემოჭრით, რიფტინგით, ტუტე და სუბტუტე ტრაქი-რიოლითური და ტრაქიანდეზიტური სერიების ფორმირებით და ოქროს შემცველი კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზით. მეორე ეტაპი გამოიხატა ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტების და ტრაქიბაზალტების ამოფქვევით, ოქრო- სპილენძ-პოლიმეტალური გამაღწეობით, სინმადნური ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაციით. კალიშპატიზაციის პროცესთან დაკავშირებულია უსულფიდო ოქროს მინერალიზაცია, ხოლო ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციას ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია ახლავს. ამ სტადიის ინდიკატორებს წარმოადგენენ საკუთრივ სულფიდური გამაღწეობა, რომელიც ხასიათდება ოქროს მაღალი შემცველობით. ოქროს მაღალი შემცველობა განპირობებულია სიალური ქერქის რიფტინგის პროცესში მონაწილეობით და მანტიური დიაპირის შემოჭრასთან დაკავშირებული ფლუიდების მაღალი ტემპერატურით.

რიფტინგის გაძლიერებამ და მანტიური დიაპირის უფრო მაღალ დონეზე შემოჭრამ განაპირობა სიალური ქერქის სრული სპრედიინგი ვულკანიზმისა და მადანწარმოების ზონიდან და რიფტინგის საწყისი სტადიის ტრანსფორმაცია ბეკარკულში. ვულკანური აქტივობა ამ სტადიაზე ოლივინიანი ბაზალტებისა და ტოლეიტების ამოფქვევით ხასიათდება. სწორედ ტოლეიტები წარმოადგენენ ამ სტადიის ვულკანოგენურ ინდიკატორს, ფონურ ეპიდოტ-ციოზიტურ პროპოლიტიზაციასთან ერთად, ხოლო სპილენძ-თუთიის მინერალიზაცია ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე მეტალოგენურ ინდიკატორს წარმოადგენს.

სპრედინგის შემდგომმა გაძლიერებამ, მანტიური დიაპირის უმაღლეს დონეზე შემოჭრამ და ბაზალტური ქერქის სპრედინგმა ვულკანიზმისა და მადანწარმოშობის ზონიდან, ბეკარკული რიფტინგის მცირე ოკეანურ ვითარებაში გადასვლა, ოფიოლიტური ვულკანიზმი და დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმი განაპირობა. ეს უკანასკნელი მცირე ოკეანური და ოკეანური ვითარების ინდიკატორს წარმოადგენს. ჰიდროთერმული შეცვლის პროცესის ინდიკატორი კი აქ დუნიტ-პერიდოტიტებზე ზედდადებული სერპენტინიზაციაა. მეტალოგენური ინდიკატორი აქ სპილენძ-კოლჩედანური გამადნების სპილენძია. გამადნებაში არ მონაწილეობს Au, Pb და Zn, რომელთა წყაროს სიალური და ბაზალტური ქერქი წარმოადგენს. ორივე მთლიანად გატანილია სპრედინგით მადანწარმოშობისა და ვულკანიზმის ზონიდან. ამგვარად, სპილენძის ერთადერთ წყაროს აქ მანტიური მასალა წარმოადგენს.

**საკვანძო სიყვები:** კუნძულთა რკალი, ბეკარკი, მცირე ოკეანური ვითარება, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება, ვულკანოგენური და პეტროლოგიური ინდიკატორები, მეტალოგენური ინდიკატორი.

ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფორმირება ევრაზიის კონტინენტური აქტიური კიდის ქვეშ ტეთისის ოკეანის ფილის სუბდუქციას უკავშირდება ევრაზიისა და გონდვანის კონტინენტების ფანეროზოული კონვერგენციის პროცესში. ლითოსფეროს ფორმირება ბაზალტური და სიალური ქერქის დიფერენცირება და გრანიტული კრატონიზაცია, პრეკამბრიულით თარიღდება და პლუმურ ტექტონიკას უკავშირდება (Goldfarb et al., 2000, 2001; Groves et al., 2005), ხოლო ფანეროზოულიდან იწყება თანამედროვე პლეიტექტონიკური განვითარება. ნეოპროტეროზოულში დასრულდა მანტიიდან ლითოსფეროში ოქროსა და პოლიმეტალების რედისტრიბუცია. ოქროსა და ტყვიის კონცენტრაცია სიალურ ქერქში განხორციელდა, თუთიისა ბაზალტურში, ხოლო სპილენძის, ძირითადად ზედა მანტიაში (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015, 2017). ფანეროზოული გამადნების ხასიათი სწორედ სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობითაა განპირობებული.

ტეთისის ოკეანის სუბდუქციის პროცესი გვიან პროტეროზოულში დაიწყო და ოლიგოცენ-მიოცენში ოკეანის კოლიზიით დასრულდა. საკვლევ რეგიონში, რომელიც ტეთის-ევრაზიული სარტყლის ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილს მოიცავს, სუბდუქციის რამდენიმე ეტაპი ისახება (ნახ. 1). ეს ეტაპები კონტროლდება ვულკანიზმით, ჰიდროთერმული პროცესით და მინერალიზაციით და დასტურდება პეტროლოგიურ-ვულკანოლოგიური, მეტალოგენური ინდიკატორებით, რომელთაც წარმოადგენილი ნაშრომი ეფუძნება. სუბდუქციის ეტაპები პალეოზოურიდან ნეოგენურამდე დროის სხვადასხვა მონაკვეთს უკავშირდება. ამავე დროს, დროის გარკვეულ მონაკვეთში, სუბდუქციური ეტაპების თანმიმდევრული მონაცვლეობაც ფიქსირდება (Gugushvili et al., 2016). სუბდუქციის პროცესი შემდეგ ძირითად ეტაპებშია გამოხატული, რომლებიც ვულკანიზმის, ჰიდროთერმული პროცესის და მინერალიზაციის მკაფიოდ ფიქსირებულ ხასიათში გამოვლინდა. კერძოდ, სტაბილური სუბდუქციის ეტაპს კუნძულთა რკალური ვითარება, კირ-ტუტე



ვულკანური აქტივობა, ფონური ცეოლითური და ქლორიტ-ალბიტური პროპილიტიზაცია, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება (Au, Pb, Zn, Cu) უკავშირდება, სინმადნური მადანმომიჯნე სერიციტ-ქლორიტ-კარბონატული მეტასომატოზით, რომელსაც წინ უძღოდა მჟავე გამოტუტვის პროცესში მეორადი კვარციტების ფორმირება (Gugushvili, 2015).

შემდგომ ეტაპზე იწყება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია (გაღუნვა, გახლეჩვა, დელამინაცია, დეტაჩმენტი), მას მანტიური დიაპირის შემოჭრა ახლავს, რომელიც რიფტინგის საწყის სტადიას აკონტროლებს. რიფტინგის ამ ეტაპზე ვულკანური აქტივობა ტუტე და სუბტუტე ტრაქი-რიოდაციტურ-შომონიტური ვულკანიზმით იწყება და ტუტეზალტურ-ტრაქიზალტურ ამოფქვევით სრულდება. გამადნება ამ ეტაპზე უსულფიდო ეპიგენეტური ოქროს მინერალიზაციითა და ოქრო-სპილენძპირფირული მადნით არის წარმოდგენილი. უსულფიდო გამადნება კალიშპატიზაციას უკავშირდება, ხოლო საკუთრივ სულფიდურ გამადნებას, რომელიც Au, Pb, Zn, Cu მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი, ეპიდოტ-ციოზიტური სინმადნური პროპილიტიზაცია ახლავს. აღსანიშნავია, რომ ფილის ტრანსფორმაციის საწყის სტადიაზე ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება ოქროს უფრო მაღალი შემცველობით ხასიათდება შედარებით სტაბილური სუბდუქციის ეტაპთან დაკავშირებულ საკუთრივ სულფიდურ გამადნებასთან. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის გაძლიერებასთან ერთად მანტიური დიაპირის უფრო მაღალ დონეზე და უფრო ინტენსიური შემოჭრა დაკავშირებული, რომელმაც ინტენსიური ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგი და სიალური ქერქის გამადნების ზონიდან სრული გატანა (სპრედინგი) განაპირობა. ვულკანური აქტივობა ამ ეტაპზე ტუტეოლივინიანი ბაზალტებითა და ტოლეიტებით არის წარმოდგენილი, სწორედ ტოლეიტები წარმოადგენენ ამ ეტაპის ბეკარკულ-ინტერარკულ რიფტინგის ვულკანოლოგიურ ინდიკატორს. რიფტინგის ამ ეტაპზე გამადნება სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური მინერალიზაციითაა წარმოდგენილი, რომელსაც ახლავს მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტური და ზოგჯერ აქტინოლითური პროპოლიტიზაცია. აღსანიშნავია, რომ რიფტინგის საწყის სტადიისა და სრულყოფილ რიფტინგს შორის, გარდამავალი ეტაპის რიფტინგიც ფიქსირდება, სადაც სიალური ქერქი სრულად ჯერ კიდევ არ არის გატანილი მადანწარმოშობის ზონიდან და ბაზალტურ ქერქზე მისი რელიქტებია შემორჩენილი, რაც მადანში Au და Pb დამორჩილებული რაოდენობით მონაწილეობაში აისახა (Gugushvili, 2015).

სპრედინგის შემდგომმა გაძლიერებამ და მანტიური მასალის უმაღლეს დონეზე შემოჭრამ მადანწარმოშობის ზონიდან ბაზალტური ქერქის სპრედინგიც (გატანა) განაპირობა, რამაც გამოიწვია ბეკარკულის მცირე ოკეანურ ვითარებაში გადასვლა. ვულკანიზმი აქ მანტიური ოფიოლიტებით, ტოლეიტ-ბაზალტური ლავებით და გაბრო-დიაბაზური შტოკვერკებითაა წარმოდგენილი. აქ მონაწილეობს ულტაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული შტოკებიც, ხოლო ჰიდროთემული აქტივობა მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაციითა და სერპენტინიზაციითაა წარმოდგენილი. მცირე ოკეანური ვულკანიზმისა და მაგმატიზმის პეტროლოგიური ინდიკატორს ოფიოლიტური და დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიტები

წარმოადგენენ, ხოლო გამადნება წარმოდგენილია სპილენძ-კოლჩედანური, კვიპროსის ტიპის მინერალიზაციით. Cu-ის წყაროს აქ მანტია წარმოადგენს, ხოლო Au, Pb და Zn ან საერთოდ არ მონაწილეობს, ან მხოლოდ კვალის დონეზე ფიქსირდება. ამავე დროს, აღსანიშნავია, რომ ბეკარკულიდან ოკეანურ ვითარებაში გარდამავალი ეტაპიც ფიქსირდება, სადაც გამადნების ზონაში მონაწილეობს ბაზალური ქერქის რელიქტები (Hutchinson, 1973), რომელმაც სპილენძ-კოლჩედანურ გამადნებაში თუთიის მონაწილეობა განაპირობა.

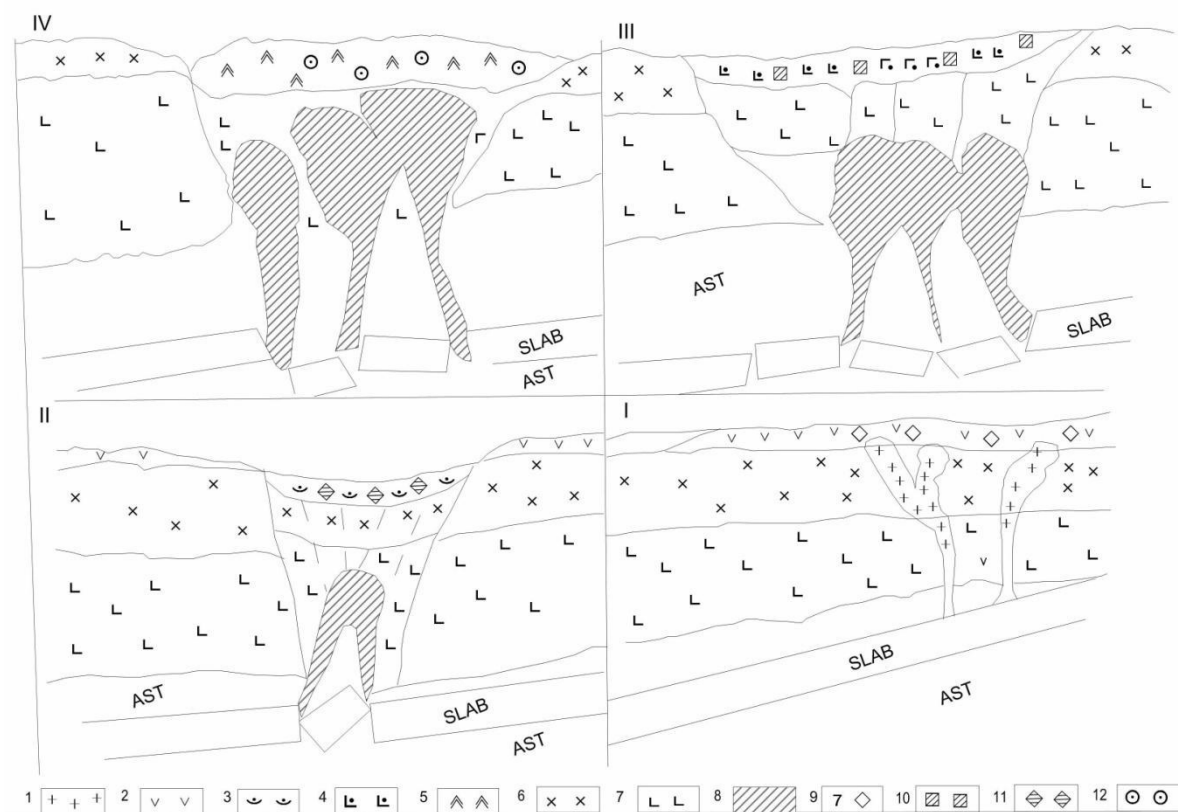
ყოველივე ზემოთქმული ასახულია ტეთისის ოკეანის ჩრდილოვერგენტული სუბდუქციის იდეალიზირებულ სქემაში (ნახ. 1), რომელზედაც ვცადეთ გვეჩვენებინა გეოდინამიური განვითარების პროცესში ვულკანიზმის და მინერალიზაციის კავშირი სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციასთან დაკავშირებული რიფტინგის და სპრედიინგის სხვადასხვა ეტაპზე.

ქვემოთ განვიხილავთ სუბდუქციის ურთიერთობას ვულკანიზმთან და მადანწარმოშობასთან ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფორმირების კონკრეტულ მაგალითებზე.

კუნძულთა რკალების ვულკანიზმსა და მადანწარმოშობას განვიხილავთ ბოლნისის მადნიან რაიონის მადნეულის საბადოს მაგალითზე. მადნეულის საბადო წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული და კუროკოს ტიპის გამადნებით, რომელიც ლოკალიზებულია ტურონ-სანტონური ასაკის კირ-ტუტე რიოდაციტურ ვულკანურ სერიაში (მაშავერას წყება). გამადნებას საბადოს ტერიტორიაზე წინ უძღოდა მჭავე გამოტუტვის პროცესი მეორადი კვარციტების ფორმირებით, გამადნება ზედდადებულია მეორად კვარციტებზე. მადანმომიჯნე სინმადნური პროცესი წარმოდგენილია სერიციტ-ქლორიტ-კარბონატული ასოციაციით. პორფირული და ეპიგენეტური გამადნება ზონალობით ხასიათდება. ქვედა ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული ზონა აღმავალ ჭრილში გადადის ოქროს უსულფიდო გამადნებაში, რომელიც კვარც-ქალცედონურ და კვარც-ბარიტულ ძარღვებსა და შტოკვერკებს უკავშირდება, როგორც საკუთრივ სულფიდური პორფირული, ისე ეპითერმული უსულფიდო გამადნების ფორმირება აქ სინქრონულ ზონალობაში გამოხატული პროცესია. კუნძულთა რკალური კირ-ტუტე ვულკანური აქტივობა სტაბილურ სუბდუქციას უკავშირდება, რაც დასტურდება რიოდაციტური კირ-ტუტე ვულკანიტების გეოქიმიური კრიტერიუმებით ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705-0.710$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38$ , Cs, Ba, Th, U, Pb მაღალი შემცველობით, Nb და Ta დაბალი შემცველობით). მეტალოგენური ინდიკატორები წარმოდგენილია Au, Pb, Zn და Pb ასოციაციით (Gugushvili, 2015, 2017). ეს ინდიკატორები ვულკანიზმისა და გამადნების პროცესში სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობის მასშტაბსა და დონეზე მიგვანიშნებს. ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა აქ სტაბილური სუბდუქციის პროცესს უკავშირდება და მიმდინარეობდა სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის გარეშე, რომლის დროსაც მანტიური დიაპირის შემოჭრა არ ხდებოდა. ამ ვითარების იდეალიზირებული (სქემატური) ილუსტრაცია ნახ. 1 (I)-ზეა წარმოდგენილი.

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყისი ეტაპის მაგალითს ბოლნისის მადნიან რაიონში, წარმოადგენს ბექთაკარის საბადოზე არსებული

ვითარება. იგი მანტიური დიაპირის შემოჭრის საწყის ეტაპს შეესაბამება. აქ კამპანური ასაკის ვულკანური სერია ტრაქიოდაციტური გასანდამის წყებითაა წარმოდგენილი, რომელსაც თავზე ადევს ტუტეოლივინიანი ბაზალტით და ტრაქიბაზალტებით აგებული შორშოლეთის წყება. ტრაქიოდაციტური ვულკანიტები კალიშპატიზირებულია და კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტებითაა ჩანაცვლებული, რომელსაც უსულფიდო ეპიგენეტური ოქროს მინერალიზაცია ახლავს. კალიშპატიზირებულ ტრაქი-დაციტურ ტუფებს ჰკვეთენ გაბრო-დიაბაზური ინტრუზული შტოკები, მათ უკავშირდება ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება, რომელიც მადნეულის ამ ტიპის გამადნებისგან განსხვავებით მნიშვნელოვნად გამდიდრებულია ოქროთი. სტაბილურ სუბდუქციასთან დაკავშირებულ მადნეულის ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ გამადნებაში ოქროს შემცველობა საშუალოდ 0.8 გ/ტონას უდრის, ხოლო ბექთაკარის მადანში იგი 5 გ/ტონას შეადგენს, ზოგჯერ კი 20 გ/ტონას აღემატება და 189 გ/ტონასაც აღწევს. აქ ტრაქიოდაციტების სუბტუტე ბუნება და ტუტე კალიშპატური მეტასომატოზი მანტიური დიაპირის შემოჭრასთან დაკავშირებული ტუტე ფლუიდების აქტივობის შედეგი უნდა იყოს. მანტიური გავლენის ინტენსიფიკაცია ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტებისა და ტრაქიბაზალტების ამოფრქვევასა და გაბრო-დიაბაზური მარღვებისა და შტოკების შემოჭრაში გამოიხატა



ნახ.1. ვულკანიზმისა და გამადნების ურთიერთობის იდეალიზირებული სქემა ტეთისის ოკეანური ფილის სუბდუქციის სხვადასხვა ეტაპზე.

I სტაბილური სუბდუქცია და კუნძულთა რკალური ვითარება; II სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყისი ეტაპი; III ტრანსფორმაციის გაძლიერება და ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგი; IV ინტენსიური სპრედიინგი და მცირე ოკეანური ვითარება.

1. გრანოდორიტული შტოკები, 2. კირ-ტუტე რიოდაციტური ვულკანიტები, 3. ტრაქიოდაციტური, ტუტე ოლივინიან ბაზალტური და ტრაქიბაზალტური ვულკანიტები, 4. ოლივინიან ბაზალტური და ტოლეიტური ვულკანიტები, 5. ოფიოლიტური ვულკანიტები და დუნიტ-პერიდოტიტული ინტრუზული სხეულები, 6. სიალური ქერქი, 7. ბაზალტური ქერქი, 8. მანტიური დიაპირი, 9. Au-Pb-Zn-Cu გამადნება, 10. Au-Pb-Zn-Cu გამადნება ოქროს მაღალი შემცველობით, 11. Cu-Zn VHMS გამადნება, 12. Cu კოლჩედანური, კვიპროსის ტიპის მაღანი.

გაბრო-დიაბაზურ შტოკებთან ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება და სინმადნური მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაციაა დაკავშირებული, გამადნება დიაპირის შემოჭრასთან დაკავშირებული ჰიდროსულფიდების შემცველი მაღალტემპერატურული ფლუიდების აქტივობის შედეგია და ბეკარკის საწყისი სტადიათაა განპირობებული, რაც ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების პეტროქიმიური და გეოქიმიური კრიტერიუმებითაც დასტურდება, კერძოდ  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  მაღალი შემცველობით ( $TO_2=2.07\%$ ,  $P_2O_5=1.2\%$ ) და  $TiO_2$  კორელაციით  $K_2O$  მაღალი შემცველობასთან, ფუძე და საშუალო ქანებში ( $TiO_2=2.18\%$ ,  $K_2O=3.3\%$ ) (Nadareishvili, 1999, Gugushvili, 2015). ამავე დროს, სულფიდურ მაღანში ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობა მაღანწარმოშობის პროცესში სიალური ქერქის მონაწილეობაზე მიგვანიშნებს. ბეკარკის საწყის სტადიაზე მანტიურ დიაპირთან დაკავშირებული ფლუიდების მაღალი ტემპერატურა, რაზედაც სინმადნური ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპილიტიზაცია მიგვანიშნებს, რომლის ტემპერატურა  $350^{\circ}$ - $400^{\circ}C$  ფარგლებში მერყეობს. იგი სიალური ქერქიდან ოქროს ინტენსიურ გამოტუტვას განაპირობებს. სტაბილურ სუბდუქციასთან დაკავშირებულ კუნძულთა რკალურ ვითარებაში, სულფიდური გამადნების სინმადნური მაღანმომიჯნე შეცვლის პროცესი კი უფრო დაბალტემპერატურულ სერიციტ-ქლორიტ-კარბონატული ასოციაციითაა წარმოდგენილი. მადნეულის საბადოსგან განსხვავებით აქ პორფირული და უსულფიდო და მცირესულფიდური ოქროს გამადნების ზონალობა არ დასტურდება და საკუთრივ სულფიდური გამადნება ბრეჭირებულ კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებს ანაცვლებს, პროცესი აქ ოქროს შემცველი კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზით იწყება და მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაციით სრულდება. ცნობილია, რომ ოქროს ტრანსპორტირება ტუტე-კარბონატული ხსნარებით ხდება და ოქროს გამოლექვა კალიშპატიზაციას უკავშირდება, ხოლო უფრო მაღალტემპერატურული ოქროს ტრანსპორტს სუსტად მჟავე ჰიდროსულფიდური ხსნარები განაპირობებს და ოქროს გამოლექვა ამ ჰიდროსულფიდების დაშლით არის განპირობებული პოლიმეტალების გამადნებასთან ერთად. (Mernagh, Bierlain, 2008). ბექთაკარის საბადოზე ტუტე-კარბონატული ხსნარების ტემპერატურა  $250^{\circ} C$  შეესაბამება, ხოლო სინმადნური ეპიდოტ-ცოიზიტური პროპილიტიზაციის ტემპერატურა  $350^{\circ}$  - $400^{\circ}C$  უდრის.

(Gugushvili, 2015). ამავე დროს აღსანიშნავია ბეკარკული რიფტინგის საწყის სტადიაზე, მადანწარმოშობის პროცესში ჯერ კიდევ მონაწილეობს სიალური ქერქი, რომელიც ამ ეტაპზე ოქროსა და ტყვიის წყაროს წარმოადგენს, რომელთა ინტენსიურ გამოტუტვას მანტიური დიაპირის შემოჭრასთან დაკავშირებული ფლუიდების ტემპერატურის აწევა განაპირობებს. ბეკარკის საწყის სტადიასთან დაკავშირებული ვულკანიზმისა და მადანწარმოშობის იდეალიზირებული სქემატური ილუსტრაცია ნახ.1. (II)-შია ასახული.

სუბდუცირებული ფილის უფრო ინტენსიური ტრანსფორმაციას მანტიური დიაპირის უფრო მაღალ დონეზე შემოჭრა და უფრო ინტენსიური რიფტინგი ახლავს, რომელმაც მადანწარმოშობის ზონიდან სიალური ქერქის სრული სპრედიინგი გამოიწვია. ამდენად, ამ ეტაპზე მადანწარმოშობის პროცესში სიალური ქერქი აღარ მონაწილეობს და გამადნება თუთია-სპილენძის კოლჩედანური მადნითაა წარმოდგენილი, ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე. ამ ვითარების მკაფიო მაგალითს კავკასიის წინა ქედის ხუდესის საბადოთა ჯგუფი (ხუდესი, ურუპი, დაუდი) წარმოადგენს, რომელიც ზედა პალეოზოურ ტოლეიტურ ვულკანურ სერიაში, VHMS ტიპის სპილენძ-თუთიის კოლჩედანური მადნის სახითაა წარმოდგენილი (Buadze, Kaviladze, 1977). ტოლეიტური ვულკანიზმი ინტერარკულ ინტენსიურ რიფტინგს უკავშირდება. იგი გეოქიმიური კრიტერიუმებით ინტერარკულ ვითარებას ასახავს (Shavishvili, 1993). მადანში არ მონაწილეობს არც ტყვია და არც ოქრო, რაც გამადნების ზონაში სიალური ქერქის მონაწილეობას გამორიცხავს. თუთიის წყარო აქ ბაზალტური ქერქია, ხოლო სპილენძისა მანტიური დიაპირი, რომელმაც ინტენსიური რიფტინგი განაპირობა.

ინტერარკული ვითარების ილუსტრაციის იდეალიზირებული სქემა კავკასიის წინაქედის მაგალითზე ასახულია ნახ. 1 (III).

ბეკარკის ვითარების და ინტენსიური რიფტინგის მეორე მაგალითს კავკასიის სამხრეთ ფერდზე იურული განაპირა ზღვა წარმოადგენს. აქ ტოლეიტურ ვულკანურ სერიაში, რომელიც კარბონატულ ფლიშშია მოქცეული სტრატიმორფული VMS ტიპის საბადოთა ჯგუფი უკავშირდება (ფილიზჩაი, კაცდაგი, კიზილდერე, ადანგი). გამადნება ძირითადად წარმოდგენილია სპილენძ-თუთია-პიროტინული მადნით. მხოლოდ ფილიზჩაის საბადოზე ტყვია და ოქროს უმნიშვნელო მინერალიზაცია მონაწილეობს, რაც გამოწვეული უნდა იყოს რიფტინგის პროცესში სიალური ქერქის რელიქტების მონაწილეობით. იურული განაპირა ზღვის ბაზალტურ ფსკერზე მ. ლომიზესა და დ. პანოვის მიერ სიალური ქერქის რელიქტების არსებობაა დადგენილი (Lomize, Panov, 2002). განაპირა ზღვის ფორმირების პროცესში სიალური ქერქი სპრედიინგით ძირითადად გატანილი იყო მადანწარმოშობის ზონიდან.

სპრედიინგის შემდგომმა გაძლიერებამ ბეკარკული რიფტის მცირე ოკეანურ ვითარებაში გადასვლა განაპირობა, რაც ცენტრალურ პონდიტებში კიურეს გვიან პალეოზოურ-ადრე იურული ოფიოლიტური ვულკანიტების კომპლექსის მაგალითზე დასტურდება (Ustaömer, Robertson, 1997), გამადნება აქ კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანური მადნითაა აგებული, Au, Pb და Zn მონაწილეობის გარეშე (საბადოები აშიკოი და ბაკიბაბა). კომპლექსი აგებულია ტოლეიტ-ოლივინიან ბაზალტური ვულკანიტებით, გაკვეთილია დიაბაზის ძარღვთა შტოკვერკით,

ინტრუზული ფაზა წარმოდგენილია დუნიტ-პერიდოტიტული შტოკებით, რომლებიც ოკეანური ვითარების პეტროლოგიურ ინდიკატორს წარმოადგენენ. სინმადნური შეცვლის პროცესი მაღალტემპერატურული აქტივობით-ეპიდოტ-ციოზიტური პროპოლიტიზაციაა სერპენტინიზაციასთან ერთად. ეს უკანასკნელიც ოკეანური ვითარებასთან დაკავშირებული ჰიდროთერმული პროცესის ინდიკატორს წარმოადგენს.

ოკეანური ვითარების მეორე მაგალითს ანატოლიაში ბორდერ ფოლდსა და ტავრიდებს შორის არსებული ოფიოლიტების ოკეანური სუტურა წარმოადგენს. იგი ტროდოსის სარტყლის ოფიოლიტების აღმოსავლეთი ფლანგია და განსხვავებით კიურეს კომპლექსის მცირე ოკეანისგან, რომლის ფორმირება ბეკარკის მცირე ოკეანურ ვითარებაში ტრანსფორმირების შედეგია, იგი ტეთისის ოკეანის რელიქტურ-სუტურას წარმოადგენს. ოფიოლიტები აქ ჰარცბურგიტებსა და დუნიტებს შეიცავს, რომლებიც გადაფარულია გაბრო-დუნიტებით, პიროქსენიტებით, ვერლიტებით, დიაბაზური კომპლექსითა და ბალიშა ლავებით. გამაღებია კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლექციანურია და წარმოდგენილია მადენ (ელაზიგისა) და მადენკო (სიირტის) საბადოებით, რომელთა პირიტ-ქალქოპირიტული VHMS ტიპის სტრატიმორფული გამაღებია არ შეიცავს თუთიასა და ტყვიას. აქაც მადნის ერთადერთ წყაროს მანტია წარმოადგენს, რომელსაც სპილენძის მინერალიზაცია უკავშირდება. სინმადნური შეცვლის პროცესი მაღალტემპერატურულ პროპილიტიზაციითა და სერპენტინიზაციითაა წარმოდგენილი (Engin, 1994).

მცირე ოკეანური ვითარების იდეალიზირებული სქემა იხილეთ ნახ.1 (IV) კიურეს მცირე ოკეანური კომპლექსის მაგალითზე.

### **ძირითადი დასკვნები**

ევრაზიული აქტიური კიდის ქვეშ მანტიაში ტეთისის ოკეანის ფილის სუბდუქციის შედეგად ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფარგლებში, გამოიკვეთა გეოდინამიკური განვითარების ოთხი ძირითადი ეტაპი: სტაბილური სუბდუქციის, სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციისა და ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგის საწყისი სტადია, ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგის განვითარებული ეტაპი და მცირე ოკეანური ვითარება. თითოეული მათგანი ასახულია კონკრეტულ გეოდინამიკურ ვითარებაში, რომელიც კონტროლდება ვულკანიზმის, ჰიდროთერმული აქტივობის და მადანწარმოშობის ხასიათით და განპირობებულია ვულკანიზმისა და გამაღების პროცესში სხვადასხვა გეოდინამიკურ ვითარებაში, სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობით. თითოეული ეტაპი ხასიათდება მკაფიო ვულკანოლოგიურ-პეტროლოგიური, პეტროქიმიური, გეოქიმიური, ჰიდროთერმული აქტივობისა და მეტალოგენური ინდიკატორებით.

სტაბილური სუბდუქციის ეტაპს უკავშირდება კუნძულთა რკალური ვითარება, კირ-ტუტე ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოდაციტური ვულკანიზმი, ფონური ცეოლითური და ქლორიტ-ალბიტური პროპილიტიზაცია, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამაღებია Au, Pb, Zn, Cu-ის ინდიკატორებით, მადანმომიჯნე სერიციტ-ქლორიტ-

კარბონატული შეცვლის პროცესი და გამადნების წინმსწრები მჟავე გამოტუტვა მეორადი კვარციტების ფორმირებით. გამადნება და ვულკანიზმი ამ ეტაპზე კონტროლდება სიალური, ბაზალტური ქერქის და მანტიის მომაწილეობით.

სუბდუცირებული ფილის საწყისი ტრანსფორმაციის სტადია ორ ეტაპად ხორციელდება. პირველზე იგი წარმოდგენილია ტუტე და სუბტუტე ტრაქიოდაციტური და ტრაქიანდეზიტური ვულკანიზმით, კალიშპატიზაციით და ოქროს უსულფიდო ეპიგენეტური გამადნებით. რიფტინგის გაძლიერებას უკავშირდება ტუტე-ოლივინიან ბაზალტური და ტრაქიბაზალტური (შოშონიტური) ვულკანიზმი, სინმადნური ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური (Au, Pb, Zn, Cu) გამადნება ოქროს მაღალი შემცველობით. გამადნების პროცესში მონაწილეობს ბაზალტური ქერქი, მანტია და სიალური ქერქი, რომელიც ამ ეტაპზე ჯერ კიდევ მონაწილეობს რიფტინგის პროცესსა და მადანწარმოშობის ზონაში და ოქროს და ტყვიის წყაროს წარმოადგენს.

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციისა და რიფტინგის გაძლიერების შემდგომ ეტაპზე, სიალური ქერქი მთლიანად გატანილია ვულკანური კერების ფორმირებისა და მადანწარმოშობის ზონიდან. ბეკარკულ ვითარებას აქ სპილენძ-თუთიის მინერალიზაცია უკავშირდება, ოქროს და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე. ვულკანიზმი ძირითადად ტოლეიტურია და ტოლეიტი ამ ეტაპის ვულკანოლოგიურ ინდიკატორს წარმოადგენს. სინმადნური შეცვლის პროცესი ეპიდოტ-ციოზიტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაციაა. ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა აქ ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობითაა განპირობებული.

სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის შემდგომმა გაძლიერებამ ინტენსიური სპრედიინგი და ბეკარკის ოკეანურ ვითარებაში გადასვლა განაპირობა. აქ ბაზალტური ქერქიც აღარ მონაწილეობს გამადნების პროცესში და გატანილია სპრედიინგით მადანწარმოშობისა და ვულკანიზმის ზონიდან. ვულკანიზმი ოფიოლიტურია, ულტრაფუძე დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმის მონაწილეობით და თანმდევი სერპენტინიზაციით. სწორედ ულტრაფუძე მაგმატიზმი წარმოადგენს ოკეანური ვითარების მკაფიო პეტროლოგიურ ინდიკატორს. გამადნება ქალკობირიტ-კოლჩედანურია, Au, Pb, Zn-ის მონაწილეობის გარეშე და მისი ერთადერთი მეტალოგენური ინდიკატორი Cu-ია ვულკანიზმისა და მადანწარმოშობის ზონიდან ბაზალტური ქერქის სრული სპრედიინგის პირობებში. ამგვარად, აქ ვულკანიზმისა და გამადნების ძირითად წყაროს მანტია წარმოადგენს.

## 2. Au, Pb, Zn, Cu და იშვიათ მეტალთა კომპლექსი (Sb, W, Mo, Hg) გეოდინამიკური განვითარების ინდიკატორები

### რეზიუმე

ევრაზიის აქტიური კიდის კავკასიის, ირანის, თურქეთის და კარპატ-ბალკანების რეგიონებში ჩატარებული კვლევების შედეგად დადგინდა, რომ Au, Pb, Zn, Cu და იშვიათი მეტალები (Sb, W, Mo, Hg) გვევლინებიან გეოდინამიკური განვითარების პროცესის მეტალოგენურ ინდიკატორებად. პრეკოლიზიური სტადიის სტაბილური სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპზე გეოდინამიკური განვითარების პროცესი კონტროლდება ვულკანიზმით, პეტროქიმიური და გეოქიმიური კრიტერიუმებით და მეტალოგენური ინდიკატორებით. სტაბილური სუბდუქციის პროცესში და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყის ეტაპზე, როდესაც გამაღებების პროცესში მონაწილეობდა სიალური, ბაზალტური ქერქი და მანტია მეტალოგენურ ინდიკატორებს Au, Pb, Zn, Cu წარმოადგენენ. რიფტინგის გაძლიერებამ სიალური ქერქის სრული სპრედიინგი განაპირობა. ამ ეტაპზე მეტალოგენურ ინდიკატორებად მხოლოდ Zn და Cu გვევლინება, გამაღებების პროცესში Au და Pb-ს მონაწილეობის გარეშე. სპრედიინგის შემდგომი გაძლიერება მცირე ოკეანურ და ოკეანურ ვითარებაში აისახა. ამ დროს სიალური და ბაზალტური ქერქი გატანილია სპრედიინგით და აღარ მონაწილეობს გამაღებების პროცესში და Cu ერთადერთ მეტალოგენურ ინდიკატორს წარმოადგენს. ამგვარად, ფანეროზოული გეოდინამიკური განვითარების პროცესში Au და Pb-ს წყარო სიალური ქერქია, Zn-ის წყარო - ბაზალტური ქერქი, ხოლო Cu-ს წყარო კი მანტიაა.

პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპზე, როცა სუბდუქციის პროცესი დასრულდა, მაგრამ ოროგენული სინ - და პოსტმაგმური გამაღებების პროცესში მონაწილეობს სიალური, ბაზალტური ქერქი და ასტენოსფეროს მასალა, რომელმაც შეაღწია გამაღებების ზონაში სუბდუცირებული ფილის პოსტსუბდუქციური ტრანსფორმაციის შედეგად, სტრესის შედეგად დამსხვრეულ სუბდუცირებულ ფილაში გაჩენილი რღვევების გასწვრივ, მაღალი სითბური ნაკადის და ხანგრძლივად მოქმედი მაღალტემპერატურული ფლუიდების ზემოქმედებით ოროგენიზის მძლავრი სიალური ქერქიდან ხდებოდა ოქროსა და იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, Hg) გამოტუტვა და მათი გამოლექვა ოქრო-იშვიათ მეტალთა გამაღებების სახით. იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური განვითარებისთვის და ისინი პოსტკოლიზიური პროცესის მეტალოგენურ და გეოქიმიურ ინდიკატორებს წარმოადგენენ.

**საკვანძო სიტყვები:** მეტალოგენური ინდიკატორი, პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური განვითარება, რიფტინგი და კუნძულთა რკალური ვითარება.

ევრაზიის მეტალოგენური სარტყლის ფარგლებში ჩატარებული კვლევების საფუძველზე ირანის, კავკასიის, თურქეთის და ბალკან-კარპატების რეგიონში (ნახ. 1'), ვვარაუდობთ, რომ ოქროსა და ფერადი ლითონების (Au, Pb, Zn, Cu) და იშვიათ



მეტალთა კომპლექსი (Sb, W, Mo, Hg) ევრაზიისა და აფრო-არაბეთის კონტინენტების კონვერგენციის და ტეთისის ოკეანის სუბდუქციისა და კოლიზიის პროცესში, წარმოადგენენ გეოდინამიკური სტადიების მეტალოგენურ ინდიკატორებს.

ფანეროზოული გეოდინამიკა მყარი ლითოსფეროს პირობებში თანამედროვე პლექტონიკით კონტროლდება, ხოლო პრეკამბრიული გეოდინამიკა პლასტიური ოკეანური ლითოსფეროს პირობებში, იუვენილური კონტინენტური ქერქის ფორმირების პროცესში განპირობებულია პლუმების ტექტონიკით, ხასიათდება მაღალი სითბური ნაკადით, რომელსაც უკავშირდება არქეული და პროტეროზოული ოქრო-პოლიმეტალური VHMS პროვინციებისა და ოროგენული ოქროს გამადნების ფორმირება, ოქროსა და პოლიმეტალების დისტრიბუცია მანტიიდან გრანიტოიდულ კრატონებში (Goldfarb et al., 2000, 2001; Groves et al., 2005). ნეოპროტეროზოულში დასრულდა მანტიიდან ლითოსფეროში (სიალური, ბაზალტური ქერქი და მყარი ზედა მანტია) Au, Pb, Zn და Cu რედისტრიბუცია. ოქროსა და ტყვიის კონცენტრაცია განხორციელდა სიალური ქერქში, თუთიისა - ბაზალტურში, ხოლო სპილენძი, ძირითადად, დაგროვდა ზედა მანტიაში (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015, 2017).

ოქროს და სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციის გადანაწილება მაგმურ-ვულკანურ აქტივობას უკავშირდება, გეოდინამიკური განვითარების სხვადასხვა ეტაპზე და კონტროლდება სტაბილური სუბდუქციითა და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციით პრეკოლიზიური ეტაპის სინვულკანურ და პოსტვულკანურ სტადიაზე და პოსტკოლიზიური განვითარების ეტაპზე, ტეთისის ოკეანის დახურვის შედეგად, როდესაც სუბდუქციის პროცესი დასრულდა, თუმცა აფრო-არაბეთის კონტინენტის სტრესის შედეგად, ევრაზიის აქტიურ კიდეზე სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია გრძელდება, რომელმაც განაპირობა ოროგენეზისი, რღვევა-სხლეტვითი ტექტონიკა და ასტენოსფერული მასალის შემოჭრა დამსხვრეული (ტრანსფორმირებული) სუბდუცირებული ფილის გავლით ოროგენულ მძლავრ სიალურ ქერქში (Gugushvili, 2015, 2017).

საკვლევ რაიონში გეოლოგიური და გეოდინამიკური განვითარებების კვლევის შედეგად, დადგენილი იქნა გეოდინამიკური განვითარების ეტაპების სრული სპექტრი: კუნძულთა რკალური, ბეკარკ-ინტერარკული და ოკეანური. ყოველი მათგანი ხასიათდება სპეციფიკური მაგმატიზმით, ვულკანური აქტივობით, ჰიდროთერმული პროცესითა და მეტალოგენიით.

კუნძულთა რკალური ვითარება ხასიათდება კირ-ტუტე ბაზალტ-ანდეზიტ დაციტ-რიოლითური ვულკანიზმით. ინტერარკ-ბეკარკული ვითარება ხასიათდება ტოლეიტ-ოლივინბაზალტური ვულკანიზმით ინტენსიური რიფტინგის ეტაპზე, ტუტე ოლივინბაზალტური და ტრაქიბაზალტური ვულკანური აქტივობით რიფტინგის გარდამავალ ეტაპზე და შოშონიტ-ტრაქიანდეზიტური და ტრაქირიოდაციტური ვულკანიზმით რიფტინგის საწყის ეტაპზე და მისი შესუსტების პროცესში. რიფტინგის შემდგომი გაძლიერება სპრედინგსა და ოკეანურ ვითარებაში გამოვლინდა და ხასიათდება ოფიოლიტური ვულკანიზმით და დუნიტ-პერიდოტიტული მაგმატიზმით, რომელიც ოკეანური ვითარების ინდიკატორს წარმოადგენს. ყველა ეს ვითარება დადგენილია ევრაზიის აქტიური კიდის საკვლევ რეგიონში.

პოსტკოლიზიური განვითარების პირველი ეტაპი გამოვლინდა ოროგენულ გრანიტოიდულ მაგმატიზმში, ხოლო მეორე ეტაპი - კირ-ტუტე და ტუტე-ბაზალტ-ტრაქიბაზალტურ ვულკანურ აქტივობაში (Gugushvili, 2017; Dilek et al., 2010).

გეოდინამიკური განვითარების ეტაპები კონტროლდება სიალური, ბაზალტური ქერქისა და მანტიის მონაწილეობის სხვადასხვა დონით. კუნძულთა რკალური ვულკანიზმი განპირობებულია სიალური, ბაზალტური ქერქის და მანტიის მონაწილეობით, ისევე, როგორც ინტერარკ-ბეკარკული ვითარების საწყისი და შესუსტებისა და ჩაქრობის სტადიები. ბეკარკული ინტენსიური რიფტინგი, ძირითადად, კონტროლდება ბაზალტური ქერქითა და მანტიით. მას არ ახასიათებს სიალური ქერქის მონაწილეობა და მის ინდიკატორს (მახასიათებელს) ტოლეიტური ვულკანური აქტივობა წარმოადგენს. რაც შეეხება ოკეანურ ვითარებას, იგი კონტროლდება მხოლოდ მანტიური მასალის მონაწილეობით. ამ ეტაპის სპრედიტინგმა და მანტიური დიაპირის მაღალ დონეზე შემოჭრამ გამოიწვია ბაზალტური ქერქის მონაწილეობა, რომელიც მთლიანად სპრედიტინგმა გაიტანა. მხოლოდ ოკეანური ვითარების საწყის სტადიაზე დადგენილი ბაზალტური ქერქის რელიქტების მონაწილეობა (Hutchinson, 1973).

Au, Pb, Zn და Cu-ს წყარო სიალურ, ბაზალტურ ქერქში და მანტიაში, შემდეგნაირად ნაწილდება: Au და Pb წყარო, ისევე როგორც იშვიათი მეტალების - Sb, W, Mo, Hg, არის სიალური ქერქი, Zn-ის წყარო ბაზალტური ქერქია, ხოლო Cu-სა ძირითადად მანტიაა (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015, 2017), რაც მკაფიოდ დასტურდება როგორც საკვლევი რეგიონის მაგალითზე, ისე მსოფლიოს სხვა რეგიონებში (Mair et al., 2006; Moritz et al., 2004; Rona, Scott, 1993; Goldfarb et al., 2001; Moritz et al., 2016; Yakubchuk et al., 2002).

Au, Pb, Zn და Cu და იშვიათი მეტალების მეტალოგენია საკვლევ რეგიონში გეოდინამიკური განვითარების მკაფიო ინდიკატორს წარმოადგენს. მათი განაწილება სხვადასხვა გეოდინამიკურ ვითარებაში განსხვავებულია.

კუნძულთა რკალებში ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული და მცირე და მაღალსულფიდური ოქროს მინერალიზაცია და კუროკოს ტიპის სტრატიმორფული ოქრო-სპილენძ-ტყვია-თუთიის გამადნებაა დადგენილი. გამადნება აქ სტაბილური სუბდუქციის ეტაპით კონტროლდება და შეიცავს Au, Pb, Zn და Cu-ს. აქ გამადნების პროცესში მონაწილეობს სიალური ბაზალტური ქერქი და მყარი ზედა მანტია. იგივე ვითარება გრძელდება ინტერარკ-ბეკარკული რიფტინგის საწყის სტადიაზე, რომელიც სუბდუქციურ ფილის ტრანსფორმაციის პირველი, საწყისი ეტაპით კონტროლდება. ამ ეტაპზე რიფტინგში ჯერ კიდევ მონაწილეობს სიალური ქერქი. მანტიური დიაპირის შემოჭრის გავლენით აქ იზრდება ფლუიდების ტუტეობა და ტემპერატურა, რამაც განაპირობა სიალური ქერქიდან ოქროს და ტყვიის ინტენსიური გამოტუტვა. ამ ეტაპზე პოლიმეტალურ მადანში ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობა მნიშვნელოვნად იზრდება სტაბილური სუბდუქციის პროცესთან დაკავშირებულ გამადნებასთან შედარებით, რომელიც ხასიათდება ფლუიდების უფრო დაბალი ტემპერატურით. ეს კარგად დასტურდება ბოლნისის მადნიანი რაიონის მაგალითზე, სადაც მადნეულის კვანძში, რომლის ფორმირება სტაბილური სუბდუქციის პროცესს უკავშირდება, ბექთაკარის კვანძთან შედარებით,

სადაც მინერალიზაცია (გამადნება) სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციით და მანტიური დიაპირის შემოჭრით კონტროლდება. ოქროს საშუალო შემცველობა მადნეულის პოლიმეტალურ მადანში საშუალოდ 0,8 გ/ტ-ს არ აღემატება, იმ დროს, როდესაც ბექთაკარის კვანძში იგი საშუალოდ 5 გ/ტ-ს უდრის და რიგ შემთხვევებში 20 გ/ტ-ს და ზოგჯერ 189 გ/ტ-საც აღწევს (Gugushvili, 2015, 2017).

მსგავსი ვითარება ისახება კარპატ-ბალკანეთის რეგიონში. პანაგიურიშტეს მადნიან რაიონშიც (ბულგარეთი), სადაც მაღალსულფიდური ეპითერმული და პორფირული გამადნება სტაბილური სუბდუქციით და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციით (გალუნვით) კონტროლდება. ოქროს შემცველობა 2.07 გ/ტ-ს უდრის (Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2005). სერბეთშიც მეტად მნიშვნელოვანი ოქრო-პოლიმეტალური პორფირული და ეპითერმული საბადოები ბორი და მაიდანპეკია ცნობილი (ტიმოკის მადნიანი რაიონი), ისინი სტაბილური სუბდუქციით კონტროლდება და წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნებით. თურქეთის აღმოსავლეთ პონტიდებშიც ცნობილია სტაბილურ სუბდუქციასთან და კირ-ტუტე ვულკანიზმთან დაკავშირებული ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული, ეპითერმული და კუროკოს ტიპის VMS საბადოები. ოქროს შემცველობა აქ უფრო მაღალია კუროკოს ტიპის გამადნებაში ჩაელი (მადენკოი) და ლაჰანოსის საბადოებში, სადაც Pb, Zn, Cu, Au და Ag-ს შემცველი მადანი ცარცულ დაციტ-რიოლითურ ვულკანურ სერიას უკავშირდება. ართვინის რეგიონში გვიან ცარცულ ვულკანურ კომპლექსში ცნობილია ჩერატეპეს ჰიბრიდული საბადო, რომელიც შედგება სპილენძ-სულფიდური ცენტრალური ზონიდან და Au, Ag, Pb-Ba შემცველი ფლანგებიდან (O'Brien, 1997).

სტაბილურ სუბდუქციასთან დაკავშირებული ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური საბადოები ფართოდ არის გავრცელებული მცირე კავკასიონის ფარგლებშიც. მათგან მნიშვნელოვანია ლოქი-ყარაბახის ზონის საბადოთა ჯგუფი შამლული, ალავერდი, ტეხუტი, გედაბეკი, ყარადაღი და ჩოვდარი. ისინი წარმოდგენილი არიან პორფირული, ეპითერმული და VMS კუროკოს ტიპის მინერალიზაციით (Baba-Zade et al., 2015; Kekelia et al., 1993). ოქროს შემცველობა მადნებში აქ 2,7 გ/ტ, Pb-0.3%, Zn-0.98%, Cu-2%-ს აღწევს.

ამგვარად, სტაბილური სუბდუქციის პროცესში და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყის ეტაპზე გამადნებაში Au და Pb მონაწილეობს Zn და Cu-თან ერთად. სუბდუცირებული ფილის ინტენსიური ტრანსფორმაციის ეტაპზე, მანტიური დიაპირის უფრო ინტენსიურმა შემოჭრამ რიფტინგის პროცესში სიალური ქერქის სრული სპრედიინგი განაპირობა და იგი აღარ მონაწილეობს გამადნების პროცესში. ამგვარი ვითარების კარგ მაგალითს წარმოადგენს კავკასიის წინა ქედის ინტერარკული რიფტი. აქ ტოლეიტურ ვულკანიზმს ახლავს VMS ტიპის სპილენძ-თუთიის მინერალიზაცია, რომელშიც არც Au და არც Pb არ მონაწილეობს. ეს დასტურდება ხუდესის საბადოთა ჯგუფის მაგალითზე (ხუდესი, დაუდი, ურუპი) (Buadze, Kaviladze, 1977). აქ სპილენძ-თუთიის კოლჩედანურ გამადნებაში თუთიის წყაროს რიფტინგის პროცესში ბაზალტური ქერქი წარმოადგენს, ხოლო სპილენძის წყარო რიფტინგის გამომწვევი მანტიური დიაპირია.

ინტენსიური ბეკარკული რიფტინგის მაგალითი კავკასიონის სამხრეთი ფერდის განაპირა ზღვაა. მას უკავშირდება სპილენძ-თუთია პიროტინის გამადნება (კაცდაგი, კიზილდერე, ადანგე). გარდა ამისა, აქ გვაქვს ფილიზჩაის საბადო, რომელიც სპილენძსა და თუთიასთან ერთად, Au-ს და Pb-საც შეიცავს. მათი მონაწილეობა დაკავშირებულია სიალური ქერქის რელიქტებთან ბაზალტურ ქერქზე, რომელიც მონაწილეობდა განაპირა ზღვის რიფტინგის პროცესში (Gugushvili, 2015). ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ ინტენსიური ბეკარკ-ინტერარკულ რიფტინგს და ტოლეიტურ ვუკანიზმს ყოველთვის არ უკავშირდება VHMS სპილენძ-თუთიის გამადნება. ამის ნათელ მაგალითს შუაეოცენური ასაკის აჭარა-თრიალეთის რიფტი წარმოადგენს, სადაც ტოლეიტები შეიცავენ 200ppm Cu-ს, რომლის შემცველობა კლარკულს ათჯერ არემატება, როგორც ჩანს, აქ სპილენძი ძირითადად ტოლეიტებში გროვდებოდა და არ გადადიოდა ფლუიდებში, მეორე, მსგავსი მაგალითი ცნობილია სამხრეთ ურალის რეგიონში, სადაც რიფტოგენური ტოლეიტები გამდიდრებულია Cu და Zn, რომლებიც არ გადადიოდნენ ფლუიდში და აქაც არ არის ცნობილი VMS ტიპის მინერალიზაცია (Frolova, Burikova, 1977).

სპრედინგის შემდგომ ინტენსიფიკაციას და მანტიური დიაპირის მაღალ დონეებზე შემოჭრას, მცირე ოკეანურ და ოკეანურ ვითარებამდე მივყავართ. საკვლევ რეგიონში ამ ვითარების მაგალითს თურქეთში გვიან პალეოზოური - ადრე მეზოზოური „კიურეს კომპლექსი“ წარმოადგენს. ამ კომპლექსის წარმოშობა უკავშირდება ბეკარკის მცირე ოკეანურ ვითარებაში გადასვლას, რომელიც წარმოდგენილია ოფიოლიტებით, MORB ტიპის ბაზალტით და სერპენტინიზირებული პერიდოტიტებით (Ustaömer, Robertson, 1993), რომელიც შეიცავს კვიპროსის ტიპის სპილენძ-კოლჩედანურ გამადნებას აშიკოს და ბაკიზაბას საბადოებში. აქ Zn და Pb მადანში მხოლოდ კვალის დონეზე მონაწილეობს (Güner, 1980). კვიპროსის ტიპის სპილენძის საბადოები მადენ (ელაზიგი) და მადენკოი (სიირტი) ცნობილია ბორდერ ფილდისა და ტაურიდების საზღვარზე (თურქეთი). ოფიოლიტები აქ შეიცავენ ჰარცბურგიტებსა და დუნიტებს, გაბრო-დუნიტებს, პიროქსენიტებს, ვერლიტებს და პილოუ ლავებს, რომლებიც დიაბაზური დაიკების კომპლექსით არის გაკვეთილი (Engin, 1994). გამადნება აქაც კიურეს კომპლექსის მსგავსად, წარმოადგენილია ქალკოპირიტ-კოლჩედანური VHMS ტიპის გამადნებით, რომელიც არ შეიცავს Pb-ს და Zn-ს.

ამგვარად, Au, Pb, Zn და Cu პრეკოლიზიური განვითარების სხვადასხვა ეტაპზე შემდეგნაირად ნაწილდება: სტაბილური სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის საწყისი ტრანსფორმაციის ეტაპებზე Au, Pb, Zn და Cu სრულად მონაწილეობს გამადნების ორივე ეტაპზე. თუმცა, ოქროს შემცველობა ფილის საწყისი ტრანსფორმაციის ეტაპზე მნიშვნელოვნად აღემატება ოქროს შემცველობას სტაბილური სუბდუქციის ეტაპზე. ეს გამოწვეულია სიალური ქერქიდან ოქროს გამოტუტვის ინტენსივობით სუბდუცირებული ფილის საწყისი ტრანსფორმაციის პროცესში. რიფტინგის შემდგომი ინტენსიფიკაციის შედეგად, სიალური ქერქი აღარ მონაწილეობს რიფტინგში და ამის შედეგად, სპილენძ-თუთიის გამადნებაში Au და Pb-ს მონაწილეობა მხოლოდ კვალის დონეზე ფიქსირდება. Zn და Cu-ს წყაროს ბაზალტური ქერქი და მანტია წარმოადგენს. შემდგომმა სპრედინგმა განაპირობა

ბეკარკ-ინტერარკული რიფტინგის მცირე ოკეანურ ვითარებაში ტრანსფორმაცია. აქ მინერალიზაციის პროცესის არეალიდან გასულია სიალური და ბაზალტური ქერქი და გამადნება წარმოდგენილია სპილენძის კოლჩედანური მინერალიზაციით, რაც სპილენძის მანტიურ წყაროს ადასტურებს.

საკვლევ რეგიონში პოსტკოლიზიური მინერალიზაცია ვრცელდება კავკასიის სამხრეთი ფერდის, მცირე კავკასიონის, ირანისა და თურქეთის ტერიტორიაზე. გამადნება ოროგენების ფარგლებში კონტროლდება სუბდუცირებული ფილის პოსტსუბდუქციური ტრანსფორმაციით, იგი უკავშირდება რღვევით ტექტონიკას და ოროგენების მძლავრი სიალური ქერქიდან გამომდვარი გრანიტოიდური მაგმის ინტრუზულ სხეულებს. გამადნება აქ წარმოდგენილია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური პორფირული და ეპითერმული მინერალიზაციით და უსულფიდო და მცირე სულფიდური ოქროს გამადნებით. ორივე ტიპის მაღანი მდიდარია ოქროთი და შეიცავს იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, Hg) კომპლექსს. იშვიათ მეტალთა ეს ასოციაცია არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური გამადნებისათვის. გამონაკლისს მხოლოდ Mo წარმოადგენს, რომელიც მონაწილეობს პრეკოლიზიურ მადნებშიც, თუმცა, შედარებით დამორჩილებული რაოდენობით (Gugushvili, 2015, 2017). პოსტკოლიზიური გამადნების ასაკი საკვლევ რეგიონში ოლიგოცენ-მიოცენით თარიღდება. კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე და ქედის ფარგლებში მნიშვნელოვან პოსტკოლიზიურ საბადოებს წარმოადგენენ ზოფხითო, ლუხუმი, ჰოკრილა-აჩაპარა, ავადხარა, ახეი და ნოცარულა, მცირე კავკასიაში - კაჯარანი, აგარაკი, ზოდი და მეჰნადზორი. პოსტკოლიზიური გამადნება ფართოდ არის გავრცელებული ირანში. იგი წარმოდგენილია ჰარვანას საბადოთა ჯგუფით (მივერუდი, ასტარგანი, ანდერიანი, განარეხი და ჰალფიანი). ამ ტიპის გამადნება ცნობილია სანანდაჯ-სირჯანის ზონაშიც, ალბორცში და აღმოსავლეთ ირანის მაგმურ სარტყელში - მიუტეხის, ზარშერანის, დამქესანის და ახ-დარეხის საბადოებზე. ყველა ეს საბადო ოლიგოცენ-მიოცენური ასაკის გრანიტოიდული შტოკებით და რღვევითი ტექტონიკით კონტროლდება. ისინი პოსტკოლიზიურ ოროგენეზის უკავშირდება და გამადნებას ახლავს Sb, W, Mo, Hg იშვიათ მეტალთა ასოციაცია. ეს ასოციაცია ზედდადებულია პრეკოლიზიური წარმოშობის შემცველ ქანებზე და წარმოადგენს პოსტკოლიზიური ვითარების გეოქიმიურ ინდიკატორს (Gugushvili, 2015, 2017).

პოსტკოლიზიური გამადნების გენეზისი განპირობებულია მანტიური მასალის რღვევის და მსხვრევის ზონების გასწვრივ შემოჭრით სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის პროცესში. მანტიური მასალის შემოჭრის გავლენით ხდებოდა მაღალი ტემპერატურული სითბური ნაკადის წარმოშობა და ხანგრძლივ მოქმედი მაღალტემპერატურული ფლუიდებით, ოქროს და ინდიკატორ იშვიათ მეტალთა გამოტუტვა ოროგენების მძლავრი სიალური ქერქიდან და პორფირული და ეპითერმული უსულფიდო და მცირე სულფიდური ოქროს და ამ იშვიათ მეტალთა საბადოების ფორმირება (Gugushvili, 2015, 2017).

პოსტკოლიზიური გამადნება განსაკუთრებით მდიდარია ოქროთი, რომელსაც ახლავს ინდიკატორ იშვიათ მეტალთა ასოციაცია. იგი წარმოდგენილია ოქრო - იშვიათ მეტალთა ძარღვულ შტოკვერკული საბადოებით, მათ შორის კავკასიაში, მეტად მნიშვნელოვანია ზოფხითოს საბადო, წარმოდგენილი ოქრო-სპილენძ-

პოლიმეტალური და კვარც-ანთიმონიტური ოქროს შემცველი მარღვებითა და შტოკვერკებით, რომელიც შეიცავს 34 ტ ოქროს, 41223 ტ ანთიმონიტს და 39 ტ ვერცხლს. აქ ოქროს შემცველობა მარღვებში 4,39 გ/ტ-ს უდრის, ვერცხლისა - 4,51 გ/ტ-ს, ხოლო მადანმომიჯნე ზონაში ოქროს შემცველობა 3,43 გ/ტონაა, ვერცხლის 4,15 გ/ტ. მომიჯნე ლუხუმის საბადოც კვარც - ანთიმონიტის, კვარც-ანთიმონიტ-რეალგარ-აურიპიგმენტ-არსენოპირიტის ოქროს შემცველი მარღვებით არის აგებული და კვარც-ანთიმონიტ-კარბონატული და კვარც-შეელიტური შტოკვერკებით არის წარმოდგენილი. ოქროს შემცველობა მადანში აქ 5,10 გ/ტ-ს, ხოლო Sb-6,37%-ს უდრის. ოქროს მარაგი 14,04 ტონაა, ანთიმონიტისა - 2580 ტ. ასევე, ჰოკრილა აჩაპარას ოქროს მადანგამოვლინებაზე, რომელიც კავკასიონის მთავარ ქედზეა ლოკალიზირებული, ოქრო ასოცირებულია Sb და W-სთან კვარც-შეელიტურ, კვარც-ანთიმონიტურ, კვარც-პოლიმეტალურ და ოქროსშემცველ კვარცის მარღვებში. ოქროს შემცველობა აქ 3-4 გ/ტ-ს უდრის.

ჰარვანას საბადოთა ჯგუფის საბადოები (ირანი) ხასიათდება ოქროს მაღალი შემცველობით ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ და მცირე სულფიდურ ეპითერმულ მარღვებითა და შტოკვერკებით აგებულ გამადნებაში. ოქრო ასოცირებულია ინდიკატორ იშვიათ მეტალებთან Sb, W, Mo, Hg. მადანშემცველ ქანთა გეოქიმიური ფონი შეიცავს 200-253ppm Cu, 88-121ppb Au, 3.0-5.7ppm Mo, 63-71ppm W, 120-517ppm Pb, 121-160ppm Zn, 7.4-10ppm Sb.

ალბორცის მაგმურ სარტყელში, ცენტრალური ირანის ბლოკში და სანანდაჯ-სირჯანის ზონაში ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური, ოქრო-პოლიმეტალური მარღვული და შტოკვერკული გამადნება ასოცირებულია Sb, W, Mo, Hg-სთან, ისევე, როგორც აღმოსავლეთ ირანის მაგმური სარტყლის კარლინის ტიპის ტყვია-თუთიის საბადოები - ზარშურანი, ალდარეხი, დაშქესანი და ბინალუდი და ჰამ-ზადეხანის ოქრო-ანთიმონიტური პოლიმეტალური მადნიანი ველი. ეს საბადოები კონტროლდება ოლიგოცენ-მიოცენური ჰიპაბისური გრანიტოიდული შტოკებით და ასოცირებულია Sb, W, Mo, Hg-სთან (Moritz et al., 2006; Report of Geological Survey of Iran, 2007).

პოსტკოლიზიური ვითარება ირანიდან მცირე კავკასიის მეგრი-ორდუბადის კაინოზოურ მაგმურ პროვინციაში გრძელდება. აქაც ოლიგოცენ-მიოცენური გრანიტოიდული შტოკები აკონტროლებს მნიშვნელოვან ოქრო-მოლიბდენურ გამადნებას (კაჯარანი და აგარაკი), ასოცირებულს Sb, W და Hg-სთან. ოქროს მნიშვნელოვანი საბადოები ზოდი და მეჰრადზორი, ოქრო-კვარც-ანთიმონიტური გამადნებით არის აგებული და ასოცირებულია Sb და W-სთან (Melikian, 1977). იგი კონტროლდება გრანოდიორიტპორფირული კაინოზოური ინტრუზული შტოკებით სევანო-აკერის ზონაში.

პოსტკოლიზიური ოქროს მინერალიზაცია Sb, W და Hg-სთან ასოციაციაში მენდერესის პალეოზოური ასაკის მასივშია ცნობილი (დასავლეთი ანატოლიდები). იგი წარმოდგენილია კუნგურლუს, ჰალიკოს და ემერლის საბადოებით (Yigit, 2009). გამადნებას აკონტროლებს კაინოზოური რღვევისა და მსხვრევის ზონები. კაინოზოური რღვევებით კონტროლდება ოქროს მინერალიზაცია აღმოსავლეთ როდოპების, ადა-ტეპის საბადოზეც (Marchev et al., 2004).

პოსტკოლიზიური გამადნების ანალოგიური პროცესი ფართოდ არის გავრცელებული მსოფლიოში. ოქროს და იშვიათ მეტალთა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი მინერალიზაცია ცნობილია ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ფორმირების ფინალური კოლიზიის გვიან პალეოზოურ ეტაპზე, ალტაიდების ოროგენულ სისტემაში (Yakubchuk et al., 2002). აქ ტიანშანის პროვინციაში, ფინალური კოლაჟის ეტაპზე მიმდინარეობდა ოქროს გიგანტური საბადოების ფორმირება - მურუნტაუს, კუმტორის, ჩოლბოის და სხვათა. ოქრო აქაც ასოცირებულია იშვიათ მეტალებთან (Sb, W, Mo, Hg). მურუნტაოს საბადოზე ოქროს მარაგი 175 Moz (მილიონ უნციას) უდრის, კუმტორზე - Au-19 Moz, ზარმიტანის საბადოზე - Au-11,2 Moz. ოქროსა და იშვიათ მეტალთა ანალოგიური ასოციაცია ფიქსირებულია იუკონში, ტომბსონის ოქროს სარტყელში (კანადა) (Mair et al., 2000), სადაც პოსტკოლიზიური გამადნება სინოროგენული ინტრუზული შტოკებით კონტროლდება. იგი Ie, Bi, As, W და Sb-სთან არის ასოცირებული და კვარცის ძარღვების შტოკვერკებითაა წარმოდგენილი. სინკოლიზიური ოროგენული ოქროს გამადნება Bi, Te, W, Mo, Sn და Sb-სთან ასოციაციაში სამხრეთ ავსტრალიის დასავლეთ ლაჩლანის ოროგენშიცაა ცნობილი (Bierlein, McKnight, 2005).

### ძირითადი დასკვნები

ამგვარად, საკვლევ რეგიონში გეოდინამიკური პრეკოლიზიური და პოსტკოლიზიური განვითარება, სუბდუქციის პროცესთან და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციასთან არის დაკავშირებული. იგი ისახება ვულკანიზმში, მაგმატიზმსა და მეტალოგენიაში, რომელიც Au, Pb, Zn და Cu ინდიკაციით კონტროლდება პრეკოლიზიურ ეტაპზე და იშვიათ მეტალთა Sb, W, Mo და Hg ასოციაციით - პოსტკოლიზიურ ვითარებაში.

სტაბილური სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის საწყის ეტაპზე გამადნებაში სიალური, ბაზალტური ქერქი და მანტია და Au, Pb, Zn და Cu სრული სპექტრი მონაწილეობს. მანტიური დიაპირის შემოჭრისა და რიფტინგის გაძლიერებასთან ერთად, გამადნების ზონიდან სიალური ქერქის გატანა (სპრედინგი) ხდება და მინერალიზაცია Zn და Cu ინდიკატორებითაა წარმოდგენილი. სპრედინგის შემდგომმა გაძლიერებამ და მანტიური დიაპირის ზედა დონეებზე შემოჭრამ, გამადნების ზონიდან სიალური და ბაზალტური ქერქის სრული სპრედინგი და მცირე ოკეანური და ოკეანური ვითარება განაპირობა. გამადნება აქ სპილენძ-კოლჩედანურია და Cu ინდიკატორით ხასიათდება.

პოსტკოლიზიურ ეტაპზე სუბდუქციის პროცესი დასრულებულია, თუმცა, სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია ოკეანური კოლიზიის დასრულებასთან ოროგენულ და პოსტოროგენულ ეტაპზე გრძელდება, მანტიური მასალის შემოჭრასთან ერთად, რამაც მაღალი სითბური ნაკადის წარმოშობა და ხანგრძლივად მოქმედი მაღალტემპერატურული ფლუიდების აქტივობა და მძლავრი ოროგენული სიალური ქერქიდან ოქროსა და იშვიათ მეტალთა (Sb, W, Mo, Hg) გამოტუტვა და ოქრო-იშვიათ მეტალთა გამადნება განაპირობა. იშვიათ მეტალთა ეს კომპლექსი არ არის დამახასიათებელი პრეკოლიზიური ვითარებისათვის და იგი პოსტკოლიზიური გამადნებისა და ზოგადად, პოსტკოლიზიური ვითარების ინდიკატორს წარმოადგენს.





### 3. სინვულკანური და პოსტვულკანური ბლოკირება ბოლნისის მადნიან რაიონში ტეთისის ოკეანის ზედაცარცული სუბდუქციის პროცესში, ევრაზიის აქტიური კიდის პრეკოლიზიური განვითარების ფონზე

#### რეზიუმე

ბოლნისის მადნიანი რაიონი ზედა ცარცულ ვულკანურ სერიაში განლაგებული სპილენძ-პოლიმეტალური და უსულფიდო და მცირე სულფიდური ოქროს ეპიგენეტიური საბადოებითაა წარმოდგენილი. იგი ტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის შემადგენლობაში შედის, რომლის გეოლოგიური და გეოდინამიკური განვითარება ტეთისის ოკეანის სუბდუქციის პროცესს უკავშირდება. ეს პროცესი ვულკანიზმით, მაგმატიზმით, ჰიდროთერმული აქტივობით და მადანწარმოობით ბოლნისის მადნიან რაიონშიც აისახა. სუბდუქციის პირველი ეტაპი სტაბილურ სუბდუქციაში და კუნძულთა რკალების კირ-ტუტე ვულკანურ აქტივობაში გამოვლინდა. შემდეგ ეტაპზე სუბდუქცირებული ფილის ტრანსფორმაციას (გალუნვა, გასკდომა) და მანტიური დიაპირის შემოჭრას სუბტუტე ტრაქირიოდაციტური და ტრაქიბაზალტ-ტუტე ოლივინიან ბაზალტური ვულკანიზმი ახლავს. სუბდუქციის განვითარების სხვადასხვა ეტაპს სხვადასხვა ხასიათის გამაღნება უკავშირდება. სტაბილური სუბდუქციის პროცესში სულფიდური და უსულფიდო გამაღნება სინქრონულია და ზონალობაშია გამოვლენილი, ხოლო სუბდუქცირებული ფილის დეფორმაციის ეტაპზე, უსულფიდო გამაღნების ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციით ჩანაცვლება ახასიათებს. სუბდუქციის პროცესი ცარცული თხელი ზღვის პირობებში, ბლოკირებას განაპირობებს. აქ ორი სახეობის ბლოკირება ვლინდება: სინვულკანური და პოსტვულკანური. სინვულკანური ბლოკირება დროსა და სივრცეში ორ ეტაპად ხორციელდება. პირველი, ინტრუზული შტოკების შემოჭრას თხელი ზღვის ფსკერის აზევებას (ტიუმისენსი) და კუნძულების ფორმირებას (აზევებული ბლოკები) უკავშირდება. მეორე ეტაპი კუნძულებზე სუბაერულიგნიმბრიტულ აქტივობას, რომელიც კალდერული ჩაქცევებით სრულდება (დაძირული ბლოკები). გამაღნების პროცესი აქ ძირითადად კუნძულებზე მიმდინარეობს. იგი იგნიმბრიტული ამოფქვევებისა და კალდერული ჩაქცევების წინმსწრები პროცესია და ინტრუზული შტოკების შემოჭრით კონტროლდება. სინვულკანური ბლოკირების განსაზღვრა ძირითადად უსულფიდო და საკუთრივ სულფიდური გამაღნების მომიჯნე ბლოკებში განაწილების საფუძველზე ხერხდება. გამაღნებული ბლოკების ურთიერთის დამოკიდებულება კალდერული ჩაქცევებით კონტროლდება.

ზედა ცარცული ვულკანიზმის დასასრულს სუბდუქცირებულმა ფილამ დეტაჩმენტი (გასკდომა და ჩაქცევა) განიცადა, რაც რეგიონალურ რღვევაში გამოიხატა, რომელმაც ბოლნისის მადნიანი რაიონი ორ "გიგანტურ" ბლოკად გაჰყო. ერთი ბლოკი მეორის მიმართ 1200 მ-ზეა აზევებული. აზევებული ბლოკიდან ზედა სანტონური-კამპანური სერია ეროზიითაა მოხსნილი. იგი დაძირულ ბლოკში შემორჩა და რღვევით ემიჯნება აზევებული ბლოკის ტურონ-სანტონური ვულკანურ წყებას. ამ ტიპის ბლოკირება პოსტვულკანურად მივიჩნიეთ, სინვულკანური ბლოკებისაგან განსხვავებით, რომელიც გვიან ცარცული მაგმურ-ვულკანურ პროცესს

უკავშირდება და რომელთანაც გამადნების პროცესია დაკავშირებული. განსხვავებით პოსტულკანურ ბლოკებისაგან, სინვულკანური ბლოკების დიაპაზონის სიმაღლეთა სხვაობა 200 მ-ს არ აღემატება, მათი ფართი ასეული კვადრატული მეტრობით იზომება და სინვულკანური ბლოკის ურთიერთდამოკიდებულება და მათი სიმაღლეთა სხვაობა საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო გამადნების დონეთა სხვაობის საფუძველზე განისაზღვრება.

**საკვანძო სიტყვები:** სტაბილური სუბდუქცია, სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება, სინვულკანური ბლოკირება, პოსტულკანური ბლოკირება.

## შესავალი

ბოლნისის მადნიანი რაიონიტეთის-ევრაზიული მეტალოგენური სარტყლის ცენტრალური სეგმენტის (ნახ. 1) შემადგენელი ნაწილია. იგი ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური და ოქროს უსულფიდო და მცირე სულფიდური გამადნებითაა წარმოდგენილი. იგი ქალაქ თბილისიდან სამხრეთ-დასავლეთით 50 კმ-ში მდებარეობს და ცარცული ასაკის ვულკანურ სერიაშია ლოკალიზებული და სენომან-კამპანური ვულკანური წყებებითაა აგებული (ნახ. 2). მადნიანი რაიონი ორი მადნიანი კვანძითაა წარმოდგენილი - მადნეულისა და ბექთაკარის (ნახ. 3). ეს ორი კვანძი რეგიონალური რღვევითაა გაყოფილი და ორ "გიგანტურ" ბლოკშია განთავსებული (ნახ. 4) მადნეულის კვანძის გამადნების ასაკი 88-90 მლნ.წელია, ბექთაკარის - 79-81მლნ.წელი. მადნეულის კვანძი ტურონ-სანტონურ მაშავერას წყებაშია განლაგებული, რომელიც ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური ვულკანიტებითაა აგებული. ბექთაკარის კვანძის საბადოები კი ძირითადად გასანდამის კამპანურ ტრაქირიოლით-დაციტურ ვულკანურ სერიას უკავშირდება, რომელიც შორშოლეთის ტუტე-ოლივინიან ბაზალტური და ტრაქიბაზალტური წყებითაა გადაფარული (ნახ. 2-4). ბექთაკარის კვანძში გამადნება წარმოდგენილია ეპიგენეტური, უსულფიდო და მცირე სულფიდური ოქროს მინერალიზაციით კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებში. იგი ჩანაცვლებულია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციით. ბექთაკარისგან განსხვავებით მადნეულის კვანძის საბადოებში, გამადნების ზონალობა ფიქსირდება. საკუთრივ, სულფიდური ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამადნება აღმავალ ჭრილში უსულფიდო ეპიგენეტური ოქროს გამადნების ზონაში გადადის, რომელიც კვარც-ქალცედონურ და კვარც-ბარიტულ მარღვებსა და შტოკვერკებს უკავშირდება (Gugushvili, 2014, 2015).

ევრაზიის აქტიური კიდის გეოლოგიური და გეოდინამიკური განვითარება, ვულკანიზმი და მადანწარმოშობა ცარცში ფანეროზოული ეტაპის სუბდუქციის პროცესითაა განპირობებული. ბოლნისის მადნიან რაიონში სუბდუქციის პროცესის ორი სტადია ფიქსირდება. კერძოდ, ნორმული (სტაბილური) სუბდუქცია, რომლის დროსაც სუბდუცირებული ფილა მანტიაში იძირება ტრანსფორმაციის (გალუნვა, გასკდომა, დეტაჩმენტი და დელამინაცია) გარეშე. სუბდუქციის ამეტაპს ვულკანური რკალების (VAG) ფორმირების პროცესში უკავშირდება კირტუტე ვულკანიზმი და

ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური (Au, Pb, Zn, Cu) მინერალიზაცია. შემდგომ იწყება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია, რომელსაც მანტიური დიაპირის შემოჭრა უკავშირდება. ამ ეტაპზე კუნძულთა რკალური (VAG) ვითარება ბეკარკით იცვლება, რომელიც ევრაზიის აქტიურ კიდეზე რიფტინგში და შოშონიტ-ტუტებაზალტურ-ტოლეიტურ ვულკანიზმშია გამოხატული. VMS ტიპის თუთია-სპილენძკოლჩედანურ გამადნებასთან ერთად ბეკარკის განვითარებულ სტადიაზე, ოქროსა და ტყვიის მონაწილეობის გარეშე ან მათი მინიმალური მონაწილეობით სიალური ქერქის გამადნების პროცესში მონაწილეობის მასშტაბთან კავშირში (Gugushvili, 2015, 2016, 2017).

ვულკანიზმის გეოდინამიკური კრიტერიუმები ვულკანური სერიების პეტროქიმიური და გეოქიმიური ინდიკატორებით განისაზღვრა, რომელიც ასახავს სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციასა და მასთან დაკავშირებულ მანტიური გავლენის დონეს ან სტაბილური სუბდუქციის პროცესს და კირ-ტუტე ვულკანურ აქტივობას. ვულკანური აქტივობის და მეტალოგენიის ურთიერთდამოკიდებულება სუბდუქციის პროცესთან ბოლნისის მადნიანი რაიონის მაგალითზე განხილულია შემდეგ შრომებში (Gugushvili et al., 2002, 2014; Gugushvili, 2015, 2016, 2017).

ბოლნისის მადნიან რაიონის მადნეულის კვანძი და მადანშემცველი ვულკანიტები კუნძულთა რკალური ვითარებით კონტროლდება, მაშინ როდესაც ბექთაკარის კვანძის ფორმირება ბეკარკის საწყის სტადიას უკავშირდება. აქ გასანდამის წყების ფორმირების და კამპანური ვულკანური აქტივობის პირველ სტადიაზე ტრაქირიოდაციტური ვულკანიზმი, კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზი და მასთან დაკავშირებული უსულფიდო ოქროს მინერალიზაცია ბეკარკის საწყისი სტადიით კონტროლდება. აქ მანტიური გავლენა სუბტუტე ვულკანიზმში და ტუტე მეტასომატოზში გამოვლინდა. მანტიური გავლენა იზრდება გვიან კამპანური შორშოლეთის წყების ფორმირების პროცესში, რომელიც ტრაქიბაზალტ-ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტური სერიითაა წარმოდგენილი. გამადნების მეორე - საკუთრივ სულფიდური ფაზა, რომელიც კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტებზეა ზედდადებული გაბრო-დიაბაზური შტოკებით კონტროლდება. იგი ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციითა და სინმადნური ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაციითაა წარმოდგენილი (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015, 2016, 2017). ზემოხსენებული გაბრო-დიაბაზური შტოკები და ძარღვები წარმოადგენენ იმ ვულკანური კერის აპოფიზებს, საიდანაც ზედა კამპანურში ტუტე ოლივინიანი და ტრაქიბაზალტების ამოფქვევა და შორშოლეთის წყების ფორმირება ხდებოდა. ისინი ადასტურებენ ბეკარკული რიფტინგის და მანტიური დიაპირის შემოჭრის ადრეულ ეტაპს. (Gugushvili, 2015, 2016). ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ ბექთაკარის კვანძის საბადოებზე საკუთრივ სულფიდურ მადანში ოქროს და ტყვიის მაღალი შემცველობები ფიქსირდება, რაც შეიძლება აიხსნას სიალური ქერქის მნიშვნელოვანი მონაწილეობით მადანწარმოების პროცესში და ფლუიდების მაღალი ტემპერატურით მანტიური გავლენის შედეგად ბეკარკის ფორმირების საწყის სტადიაზე. ამან ამ ეტაპზე სიალური ქერქიდან ოქროს ინტენსიური გამოტუტვა განაპირობა. ფლუიდების მაღალ ტემპერატურაზე, აქ მადანმომიჯნე ზონაში სინმადნური ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაციაც მიგვანიშნებს, რომლის

ტემპერატურა 350-400°C ფარგლებში მერყეობს. ბექთაკარის საბადოს პორფირულ მადანში ოქროს შემცველობა საშუალოდ 5 გ/ტ უდრის, ხოლო მადნეულის საბადოზე იგი საშუალოდ 0.8 გ/ტონაა, აქ სინმადნური შეცვლის პროცესი უფრო დაბალტემპერატურულ სერიციტ-ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციაში გამოვლინდა.

### 3.1. ბლოკირების პროცესი ბოლნისის მადნიან რაიონში

ბოლნისის მადნიან რაიონში სუბდუქციასთან დაკავშირებული ბლოკირების ორი ეტაპი გამოვლინდა: სინვულკანური და პოსტვულკანური. სინვულკანური ბლოკირების ეტაპი გრანოდიორიტული ინტრუზული შტოკების შემოჭრით, ტიუმისენსით და კუნძულთა აზევებით (აზევებული ბლოკები) და კალდერული ჩაქცევებით (დაძირული ბლოკები) კონტროლდება. ეს ეტაპი "მცირე" ბლოკების ფორმირებაშია ასახული. პოსტვულკანური ბლოკების ეტაპი სუბდუქცირებული ფილის დეტაჩმენტით კონტროლდება, რომელიც რეგიონალურ რღვევაშია გამოვლენილი, ამ რღვევით ბოლნისის მადნიანი რაიონი ორ "გიგანტურ" ბლოკად იყოფა.

გამადნების პროცესი სინვულკანური ბლოკების აზევების ეტაპს უკავშირდება. მადანწარმოშობა არ ვლინდება კალდერული ჩაქცევების შემდეგ და არც "გიგანტური" ბლოკების ფორმირების სტადიაზე.

### 3.2. პოსტვულკანური ბლოკირება

ბოლნისის მადნიან რაიონში გამადნება რეგიონული რღვევით გაყოფილ ორივე "გიგანტურ" ბლოკშია ლოკალიზებული და ორი მადნიანი კვანძითაა წარმოდგენილი - მადნეულისა და ბექთაკარის.

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ორივე კვანძში, როგორც კირ-ტუტე რიოდაციტური, ისე სუბტუტე ტრაქირიოდაციტური ვულკანური აქტივობა იგნიმბრიტების ამოფქვევით და კალდერული ჩაქცევით სრულდება, რომელიც მადნეულის კვანძის ბლოკში რიოლითური ექსტრუზიების შემოჭრით, ხოლო ბექთაკარის კვანძის ბლოკში ტრაქირიოლითური ექსტრუზიით თავდება. გამადნება და საბადოები ორივე კვანძში კალდერებშია მოქცეული (ნახ. 5.). მადნეულისკვანძის საბადოებზე გამადნების პროცესში, როგორც ოქრო-სპილენძპორფირული, ისე ეპიგენეტური ოქროს უსულფიდო და მცირე სულფიდური გამადნება წინ უსწრებს იგნიმბრიტების ამოფქვევას და კალდერულ ჩაქცევებს. ბექთაკარის კვანძის საბადოებზე უსულფიდო ოქროს გამადნება იგნიმბრიტების ამოფქვევის წინმსწრები პროცესია, ხოლო ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაცია, რომელსაც გაბრო-დიაბაზური შტოკები აკონტროლებს, იგნიმბრიტული ამოფქვევის შემდგომად გვესახება (Gugushvili, 2015, 2017).

მადნეულისა და ბექთაკარის მადნიანი კვანძები ორ მომიჯნე "გიგანტურ" ბლოკშია მოქცეული, რომლებიც მდ. მაშავერას ხეობის გასწვრივ რეგიონალური რღვევითაა გაყოფილი (ნახ. 3,4). მადნეულის კვანძის საბადოები ტურონ-სანტონურ მაშავერას წყებაშია განთავსებული. მადნეულის კვანძი აზიდულ ბლოკშია მოქცეული, ხოლო ბექთაკარის კვანძი, მომიჯნე ბლოკის კამპანური ასაკის გასანდამის წყებაშია განთავსებული, რომელიც ზედა კამპანური შორშოლეთის

წყებით არის გადაფარული. მადნეულის კვანძის შემცველი ბლოკი, აზიდულ ბლოკს წარმოადგენს ბექთაკარის ბლოკის მიმართ. კამპანური გასანდამისა და შორშოლეთის წყებები აქ ეროზიით არის მოხსნილი, ზედა სანტონური ტანძის წყების ჩათვლით. ეროდირებული ვულკანური სერიის სიმძლავრის გათვალისწინებით, მადნეულის ბლოკი რეგიონალური რღვევის გასწვრივ 1200 მ-ით არის აზიდული. რეგიონული რღვევა და „გიგანტური“ ბლოკების ფორმირება, სუბდუცირებული ფილის ზედაკამპანურ-მაასტრიხტულ დეტაჩმენტთან უნდა იყოს დაკავშირებული. აქედან გამომდინარე, რეგიონული რღვევისა და „გიგანტური“ ბლოკების წარმოშობის ასაკიც ზედაკამპანურ-მაასტრიხტულია და ბლოკირებაც პოსტვულკანური პროცესია.

მსგავსი განვითარება აღწერილია ბულგარეთის სრედნოგორიეს პანაგიურიშტეს მადნიან რაიონში. აქაც ვულკანიზმის პირველი ეტაპი კირ-ტუტე ვულკანური სერიით არის წარმოდგენილი. მას ოქრო-სპილენძპორფირული (ელატსიტე) და ოქროს მაღალსულფიდური (ჩელოპეჩი) საბადოები უკავშირდება, რომელთა ფორმირების ასაკი 91.3-92.4მლნ.წელს შეესაბამება. იგი კირ-ტუტე ვულკანიზმით და კუნძულთა რკალური ვითარებით კონტროლდება და სტაბილური სუბდუქციით არის განპირობებული. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის შედეგად, აქაც ბლოკური დანაწევრება ფიქსირდება, პორფირულ და ეპითერმულ ოქრო-პოლიმეტალურ გამადნებასთან ერთად, რომელთა ასაკი 86.1-86.6მლნ.წელია (Moritz et al., 2004; Von Quadt et. al., 2005). ამგვარად, სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციამ აქაც გამოიწვია კუნძულთა რკალური ვითარების ბეკარკის საწყის სტადიაში გადასვლა და „გიგანტური“ ბლოკების ფორმირება.

### **3.3. სინვულკანური ბლოკირება.**

ბოლნისის მადნიან რაიონში პოსტვულკანურ „გიგანტურ“ ბლოკირებას, წინ უძღოდა სინვულკანური ბლოკირება, როგორც ნორმული (სტაბილური) სუბდუქციის, ისე სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის პროცესში. სინვულკანური ბლოკირება გამოწვეულია სტაბილური სუბდუქციის ეტაპზე გრანოდიორიტული ინტრუზივების შემოჭრით, ზღვის ფსკერის ტიუმისენსით და თხელ ზღვაში კუნძულების ფორმირებით (აზევებული ბლოკები). ამ კუნძულებზე იგნიმბრიტული ამოფრქვევები ხდებოდა, რომლებიც კალდერული ჩაქცევით სრულდებოდა (დაძირული ბლოკები). მსგავსი ვითარება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპზეც ფიქსირდება.

#### **3.3.1. სინვულკანური ბლოკირება სტაბილური სუბდუქციის ეტაპზე.**

ტიუმისენსთან და კალდერულ ჩაქცევებთან დაკავშირებული აზევებული და დაძირული ბლოკების ფორმირება, დროსა და სივრცეში მონაცვლეობს. თუმცა, აღსანიშნავია, რომ აზევებულ კუნძულებზე იგნიმბრიტული ამოფრქვევები და კალდერული ჩაქცევები ყველგან და ყოველთვის არ ხდებოდა და ეს კუნძულები ცარცულ, ზღვაში აზევებულ ბლოკებად რჩებოდნენ (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015).

მადნეულის საბადოს ტერიტორიაზე ტიუმისენსი და კუნძულების წარმოშობა გრანოდიორიტული შტოკის შემოჭრით არის განპირობებული, რომელიც აქ 500 მ-ის

სიღრმეზე ბურღვით ფიქსირდება. მისი K-Ar ასაკი 88 მლნ. წელია. ეს შტოკი სიღრმეული ფლუიდების გამტარებელია და მათთან, პირველ ეტაპზე, ინტენსიური გაკვარცება არის დაკავშირებული, რომელმაც შტოკის თავზე მძლავრი, გაკვარცებული, მკვრივი ეკრანი წარმოშვა. მის ქვეშ დაგროვილმა ფლუიდებმა ჰიდროთერმული აფეთქებების სერია და ბრეჩიების ფორმირება განაპირობეს. აფეთქების ბრეჩიები ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მადნით ცემენტდება. პორფირული გამადნება შემცველ კვარციტებში, ჩანაწინწლი მადნის სახით, დიდ ფართოზეც ვრცელდება. აღმავალ ჭრილში, საკუთრივ სულფიდური მადნის ზონას, თავზე ეპიგენეტიური უსულფიდო ოქროს შემცველი კვარც-ქალცედონური შტოკვერკების ზონა მოსდევს. ამგვარად, მადნეულის საბადოზე საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო ოქროს შემცველი მადნების ზონალობა ფიქსირდება (ნახ. 6, 7).

ამავე დროს, მადნეულის საბადოზე მცირე სიმძლავრის ბარიტ-პოლიმეტალური მადნის სტრატიმორფული ლინზებიც არის დადგენილი (ნახ. 8.) (Migineishvili, 2005; Gialli, 2013). ისინი ტიუმისენსის პირველ ეტაპს უკავშირდება, რომელსაც დენუდაცია და ბრეჩია-კონგლომერატების ფორმირება მოჰყვა. ბრეჩია-კონგლომერატები კვლავ ზღვით იფარება და ტეფრაში სინსედიმენტაციური პირიტ-მელნიკოვიტ-ბარიტული და ბარიტ-პოლიმეტალური გამადნება ფიქსირდება. ბარიტ-მელნიკოვიტ-ბარიტულ მადანში ოხრისფერი ბარიტი მონაწილეობს, რომლის ნატეხები (ქსენოლითები), ჰიდროთერმული აფეთქების ბრეჩიებში გვხვდება, რომელიც პორფირულ-ეპითერმული გამადნებით არის წარმოდგენილი. ოხრისფერი ბარიტის ქსენოლითების მონაწილეობა ადასტურებს, რომ მადნეულის საბადოზე სინსედიმენტაციური გამადნება წინ უსწრებდა პორფირულ და ეპითერმულ მინერალიზაციას, რომელსაც იგნიმბრიტების ექსპლოზია და კალდერული ჩაქცევა მოსდევს (Gugushvili et al., 2001, 2002; Gugushvili, 2015).

მადნეულის საბადოს კარიერის დასავლურ ფლანგზე, იგნიმბრიტები ლატერალურად ემიჯნება მათ ქვეშ განლაგებულ ტეფროიდებს (ნახ. 6, 7), რაც კალდერულ ჩაქცევას ადასტურებს. კალდერული ჩაქცევა აქ რიოლითების ექსტრუზიების შემოჭრითაც ფიქსირდება, რომლებიც კალდერული კოლაფსის მიმნიშნებელ რგოლური დაიკის რელიქტებს წარმოადგენენ (ნახ. 6).

ამგვარად, მადნეულის საბადოზე ბლოკების აზეგების ორი ეტაპი ფიქსირდება. პირველი ეტაპი ბრეჩია-კონგლომერატების ფორმირებით, ხოლო ტიუმენსენსის მეორე ეტაპი, იგნიმბრიტული ვულკანური აქტივობით დასტურდება. იგნიმბრიტული ვულკანიზმი კი, კალდერული ჩაქცევით სრულდება (დაძირული ბლოკები).

მადნეულის საბადოზე საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო ოქროს შემცველი გამადნება ერთ დაძირულ ბლოკში არის მოქცეული. მადნეულის კვანძის სხვა საბადოებზე ბლოკების დანაწევრება ისახება, რომელიც მომიჯნე ბლოკებში გამადნების ზონალობის დონეთა საფუძველზე დასტურდება. ამის მკაფიო მაგალითს წითელი სოფლის საბადო წარმოადგენს, რომელიც სხვა საბადოებთან და მადანგამოვლინებებთან ერთად, კალდერულ სტრუქტურაშია მოქცეული (ნახ. 9). ერთად ისინი წითელი სოფლის მადნიან ველს წარმოადგენენ. აქ არსებულ

სხვადასხვა ობიექტზე, საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო მადნების ზონალობის საფუძველზე, აზიდული და დაძირული ბლოკების არსებობა დასტურდება. წითელი სოფლის საბადოზე (ნახ. 10) აღმოსავლეთ ბლოკში, რომელიც ცენტრალური ბლოკიდან რღვევით არის გაყოფილი, გამადნება გრუნტის წყლების დონეზე მაღლა ფიქსირდება, ხოლო ცენტრალურ ბლოკში, გამადნება მთლიანად გრუნტის წყლების დონის ქვეშ არის მოქცეული. სათანადოდ, აღმოსავლური ბლოკის ოქრო-პოლიმეტალური გამადნება, რომელიც აზიდულია ცენტრალური ბლოკის მიმართ, ცენტრალური ბლოკის უსულფიდო ოქროს გამადნების შტოკვერკზე მაღლაა განლაგებული და მას აღმავალ ჭრილში, უსულფიდო ოქროს მადნის შტოკვერკი მოსდევს.

ანალოგიური სურათი ფიქსირდება ქვემო ბოლნისის საბადოზეც, რომელიც რღვევით არის ორ ბლოკად გაყოფილი (ი.ვაშაკიძე 1:1000 აგეგმვის ანგარიში). აღმოსავლეთ ბლოკში საკუთრივ სულფიდური გამადნებაა ცნობილი, წარმოდგენილი ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციით, რომელიც კვარციტების ჰიდროთერმულ ბრექჩიას აცემენტებს, ხოლო დასავლურ ბლოკში, უსულფიდო ოქროს ეპიგენეტიური გამადნება, კვარც-ბარიტულ და კვარც-ქალცედონურ შტოკვერკებს უკავშირდება (ნახ. 11). ამავე დროს, აქ 240-341 მ-ის სიღრმეზე (ბურღილი 631) პირიტ-ქალკოპირიტული შტოკვერკი ფიქსირდება, რომელიც 3 გ/ტ ოქროს შეიცავს (ნახ. 12).

წითელი სოფლის მადნიან ველზე ბლოკური სტრუქტურა თამარისის მადანგამოვლინებაზეც დგინდება, სადაც აზიდულ ბლოკში ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ გამადნებას, რღვევით ემიჯნება ბლოკი, ვერცხლის შემცველი კვარც-ბარიტული შტოკვერკით. აქაც, როგორც ჩანს, აზიდული ბლოკიდან უსულფიდო მადნის ზონაა მორეცხილი. ანალოგიური ვითარება მადნეულის კვანძის სხვა საბადოებზეც არის დადგენილი. ბალიჭის საბადოზე, აზიდული ბლოკი ოქრო-სპილენძპორფირული გამადნებით, რღვევით ემიჯნება უსულფიდო ოქროს გამადნების შემცველ, მეორადი კვარციტებით აგებულ ბლოკს.

ბლოკური სტრუქტურა მკაფიოდ ფიქსირდება მადნეულის საბადოს (Gugushvili, 2015) მოსაზღვრე დავით-გარეჯისა და კატარკაიას მადანგამოვლინებებზე (ნახ. 13). აქ კატარკაიას ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ გამადნებას და უსულფიდო ვერცხლის შემცველ კვარც-ბარიტულ და ოქროს შემცველ კვარც-ქალცედონურ შტოკვერკებს, მომიჯნე, დავით-გარეჯის ბლოკში არსებულ გამადნებასთან შედარებით, განსხვავებული დონე უჭირავთ, რითაც დასტურდება, რომ კატარკაიას ბლოკი აზიდულია დავით-გარეჯის ბლოკის მიმართ და კვარც-ბარიტული დონე მოხსნილია ეროზიით.

### 3.3.2. სინვულკანური ბლოკირება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპზე.

სინვულკანური ბლოკირება გრძელდება სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის პროცესში და მკაფიოდ გამოვლინდა ჩრდილო-აღმოსავლური „გიგანტური“ ბლოკის ფრაგლებში. აქ ფილის ტრანსფორმაცია კამპანურში იწყება. პირველ ეტაპზე იგი გრანო-დიორიტულ მაგმატიზმში, ტრაქიროდაციტურ

ვულკანიზმში გამოვლინდა (გასანდამის წყება), ხოლო მეორე ეტაპზე, გაბრო-დიაბაზურ მაგმატიზმში, ტრაქიბაზალტურ და ტუტე ოლივინიან ბაზალტურ ვულკანიზმში (შორშოლეთის წყება). ტრანსფრომაციის პირველ ეტაპთან, კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიზმთან ოქროს უსულფიდო და მცირე სულფიდური მინერალიზაცია არის დაკავშირებული, ხოლო მეორე ეტაპზე, გაბრო-დიაბაზური მაგმატიზმი მაღალტემპერატურული სინმადნური ეპიდოტ-ციოზიტურ პროპილიტიზაციას და ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ მინერალიზაციას აკონტროლებს. გამადნება, აქაც, კალდერულ სტრუქტურებში არის ლოკალიზებული (ნახ. 5).

ბლოკური ტექტონიკა აქაც უსულფიდო და საკუთრივ სულფიდური გამადნების ბლოკებში განაწილების საფუძველზე იკითხება. ამ მხრივ თვალსაჩინო მაგალითს წარმოადგენს ბექთაკარის კვანძის საბადოები: იმედი, დარბაზი და ბექთაკარი. იმედის საბადოს ტერიტორია სამ ბლოკად არის დანაწევრებული (ნახ. 14). მეორე და მესამე ბლოკში, ძირითადად, უსულფიდო ოქროს მინერალიზაცია არის წარმოდგენილი, რომელიც კვარც-კალიშპატ-სერიციტულ მეტასომატიტებს უკავშირდება. აქ, ქვედა დონეზე, კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებში, უბან-უბან პოლიმეტალური მადნის აპოფიზები ფიქსირდება. ამავე დროს, პირველ, სამხრეთ-დასავლეთ ბლოკში, საკუთრივ სულფიდური მინერალიზაცია ჭარბობს, თანმდევი ეპიდოტ-ციოზიტ-აქტინოლითური პროპილიტიზაციით. ოქროს შემცველობამადანში აქ 5 გ/ტ-ს აღწევს, სპილენძის 0.5% შემცველობის ფონზე. ამავე დროს მეორე და მესამე ბლოკში უსულფიდო ოქროს შემცველობა 0.9-1.2 გ/ტ-ს უდრის, ხოლო პოლიმეტალების ფონი აქ პროცენტის მეასედს არ აღემატება. აღსანიშნავია, რომ მეორე ბლოკში ბურლილმა (JMDH-001) სიღრმეში 151-174 მ-ის ინტერვალში გადაკვეთა საკუთრივ სულფიდური გამადნების ზონა, რომელიც შეიცავს 5 გ/ტ ოქროსა და 0.12-1.15% სპილენძს. ასეთი ზონის უსულფიდო მადნის შემცველი მეორე ზონის სიღრმეზე არსებობა ბლოკური დანაწევრების სურათს ადასტურებს და მის სასარგებლოდ წარმოდგენილ არგუმენტებს ამაგრებს. ბლოკური დანაწევრების მსგავსი ვითარება დასტურდება დარბაზის მეორე მადანგამოვლინების მაგალითზეც (Gugushvili et al., 2014, Gugushvili, 2015).

განსაკუთრებით მკაფიოდ იკითხება ბლოკური დანაწევრება ბექთაკარის საბადოს მაგალითზე (ნახ. 15). იგი კამპანური ასაკის გასანდამის ქვედა წყებაშია ლოკალიზებული, რომელიც თავზე ადევს ტანძის ანდეზიტ-ბაზალტურ ზედა სანტონურ წყებას. გასანდამის ქვედა წყება ტრაქირიოდაციტური ტუფებითაა აგებული. გასანდამის ქვედა წყება ბრექჩია-კონგლომერატების დასტით სრულდება (ნახ. 15). ამ დასტის ფორმირებამ კამპანურ ზღვაში, გრანოდიორიტული ინტრუზივის შემოჭრის შედეგად, რომელიც სიღრმეში ბურლილით ფიქსირდება, კუნძულის (ბლოკის) აზევება განაპირობა, ხოლო ტუტე-კარბონატული ფლუიდების ზემოქმედებას ტრაქირიოდაციტურ ტუფებზე კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტების ფორმირება უკავშირდება, კუნძულის ზედაპირის დენუდაციამ ბრექჩია-კონგლომერატების დასტის ფორმირება გამოიწვია. ბრექჩია-კონგლომერატები შეცემენტებულია ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მადნით. ეს მადანი აცემენტებს აგრეთვე, ჰიდროთემული აფეთქების ბრექჩიებსაც ქვედა



გასანდამის წყებაში (ნახ. 15), რომელთა გასწვრივ მადანმატარებელი ფლუიდები ამოედინება და ბრექჩია-კონგლომერატების დასტაში ვრცელდება. ბრექჩია კონგლომერატების დასტას თავზე ადევს გასანდამის ზედა წყება, რომელიც ტრაქი-დაციტური ტუფებითაა აგებული და არ შეიცავს გამადნებას.

ბექთაკარის საბადოს ტერიტორია რღვევით ორ ბლოკადაა გაყოფილი. ზემოაღწერილი გეოლოგიური ვითარება აღმოსავლურ ბლოკში ფიქსირდება (ნახ. 15), ხოლო დასავლური ბლოკი წარმოდგენილია ტანძის წყებაზე გადაფარული, კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტებით ჩანაცვლებული, ქვედა გასანდამის წყებით. ბრექჩია-კონგლომერატების დასტა და გასანდამის ზედა წყება აქ მოხსნილია ეროზიით. იგი დაწეულ ბლოკს წარმოადგენს აზევებული აღმოსავლური ბლოკის მიმართ. ამავ დროს, დასავლურ ბლოკში ბურღვით სიღრმეში გაკვეთილია გაბრო-დიაბაზური შტოკები და ძარღვები, რომლებსაც საკუთრივ, სულფიდური ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაცია უკავშირდება, სინმადნურ ეპიდოტ-ციოზიტურ პროპილიტიზაციასთან ერთად. პროპილიტიზაცია და გამადნება გაბრო-დიაბაზურ სხეულზე და კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებზეა ზედდადებული. გაბრო-დიაბაზური სხეულები იმ ვულკანური კერების აპოფიზებს წარმოადგენენ, საიდანაც შორშოლეთის წყების ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტების ამოფქვევა ხდებოდა. გარდა ამისა, ბექთაკარის საბადოს ტერიტორიაზე ცნობილია შორშოლეთის წყების ანალოგიური ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების შტოკები და ძარღვები, რომლებიც მიჩნეულია შორშოლეთის წყების ბაზალტების ამომყვან ვულკანურ ყელებად (Gogoladze, 1999). გაბრო-დიაბაზებისა და ტუტე ოლივინიანი ბაზალტის შტოკები მაღალტემპერატურული ჰიდროსულფიდური ფლუიდების გამტარებლებს წარმოადგენს, რომლებთანაც ბექთაკარის საკუთრივ სულფიდური მადანწარმოშობაა დაკავშირებული. ბექთაკარის საბადოზე ფლუიდური აქტივობის ორი ეტაპი დასტურდება. პირველი გრანოდიორიტულ შტოკებს, კვარც-კალიშპატურ მეტასომატოზსა და უსულფიდო ოქროს მინერალიზაციას უკავშირდება, ხოლო მეორე - გაბრო-დიაბაზურ შტოკებს, ჰიდროსულფიდური ფლუიდების აქტივობასა და საკუთრივ სულფიდურ მინერალიზაციას. ეს ორი ეტაპი დროშია გათიშული და საკუთრივ სულფიდური გამადნება ეპიგენეტური ოქროს შემცველ მეტასომატიტებზეა ზედდადებული. გაბრო-დიაბაზური მაგმატიზმი და ტუტე ოლივინიანი ბაზალტური ვულკანური აქტივობა, ტრაქიროდაციტური ვულკანური აქტივობის ეტაპის შემდგომია. განსხვავებით, მადნეულის კვანძის საბადოებზე ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციის პროცესი, უსულფიდო ოქროს ეპიგენეტური გამადნების თანადროულია და აქ საკუთრივ, სულფიდურ მადნებისა და უსულფიდო ოქროს გამადნების ზონალობა ფიქსირდება.

ამგვარად, ბექთაკარის საბადოზე ბლოკირების ორი ეტაპი ისახება. პირველი გრანოდიორიტული ინტრუზიის შემოჭრის შედეგად ტიუმისენსა და კუნძულის (ბლოკის) აზევებას უკავშირდება, ხოლო მეორე უსულფიდო გამადნების შემდგომ ბლოკირებას და საბადოს ტერიტორიის დასავლურ და აღმოსავლურ ბლოკებად დაყოფას. რღვევის გასწვრივ აზევებული დასავლური ბლოკიდან აღმოსავლური ბლოკის ზედა გასანდამის უმადნო ტუფებში დაფიქსირებული კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტების ქსენოლითები ცვიოდა. დასავლურიბლოკიდან ეროზიით

მოხსნილია, როგორც გამაღებელი ბრექჩია-კონგლიმარატების დასტა, ისე მთლიანად გასანდამის ზედა წყება (ნახ. 15) და აქ მხოლოდ ტანძის ზედა სანტონური წყებაზე განლაგებული გასანდამის წყებაა შემორჩენილი.

ბლოკური დანაწევრება ფიქსირდება აგრეთვე, საყდრისის საბადოზე (ნახ. 16). იგი განლაგებულია რეგიონული რღვევის ზონაში ჩრდილო-აღმოსავლეთით, კამპანურ გასანდამის წყებაში. ბექთაკარის კვანძის სხვა საბადოებისგან განსხვავებით აქ უსულფიდო გამაღებასა და საკუთრივ სულფიდურ ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ გამაღებას შორის ზონალობის ტენდენცია ისახება. უსულფიდო გამაღება ვერცხლისშემცველი კვარც-ბარიტული შოკვერკებითაა წარმოდგენილი ოქროს შემცველი კვარც-ქალცედონური მარღვებით, ხოლო ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაცია სინმადნურ ეპიდოტ-ციოზიტურ პროპილიტიზაციას უკავშირდება. აქ წარმოდგენილი ზონალობა ტემპერატურულია. კვარც-ბარიტული მარღვების ფორმირების ტემპერატურა 100-140°C ფარგლებშია, კვარც-ქალცედონური შტოკვერკისა 240-250°C, ხოლო ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამაღების ფორმირება, რომელსაც ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაცია ახლავს 350-400°C ფარგლებში მერყეობს (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). ზონების ტემპერატურა საყდრისის საბადოზე განისაზღვრა გაზურ-თხიერი ჩანართების ჰომოგენიზაციისა და დეკრეპიტაციის საფუძველზე (ანალიტიკოსი რ. ახვლედიანი). უსულფიდო ოქროს ეპიგენეტური მინერალიზაცია კვარც-ქალცედონური შტოკვერკების მადანმომიჯნე ზონაშიც ვრცელდება, რომელიც ილიტ-ჰიდრობოტიტ-სიდერიტული ასოციაციითაა წარმოდგენილი. განსხვავებით მადნეულის კვანძის საკუთრივ სულფიდური გამაღების მადანმომიჯნე ქლორიტ-სერიციტ-კარბონატული ზონისგან, აქ სინმადნური მაღალტემპერატურული პროპოლიტიზაცია ფიქსირდება, რომელიც უბან-უბან კვარც-ქალცედონურ მადანმომიჯნე ჰიდროქარს-სიდერიტულ ზონას ანაცვლებს. ბექთაკარის კვანძის საკუთრივ სულფიდური მადანი ოქროს მაღალი შემცველობით ხასიათდება (საშუალოდ 5 გ/ტ), ხოლო მადნეულის საბადოზე ამ ტიპის მადანში ოქროს შემცველობა საშუალოდ 0.8 გ/ტ არ აღემატება. რეგიონული რღვევის მომიჯნე საყდრისის საბადოზე ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამაღება ოქროს მაღალი შემცველობით (საშუალოდ 4-5 გ/ტ) ხასიათდება და აქოქროს შემცველობა უბან-უბან 20 გ/ტ-ს აღწევს, აქედან გამომდინარე სავარაუდოა, რომ საყდრისის საბადოზე ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური გამაღება, ბექთაკარის საბადოს მსგავსად გაბროიდული ინტრუზული შტოკებით კონტროლდება. საყდრისის მომიჯნე დარბაზის საბადოზე, გაბროიდული შტოკები მაღალტემპერატურულ პროპილიტიზაციას და საკუთრივ სულფიდურ მადანში ოქროს მაღალ შემცველობას აკონტროლებს (Gugushvili et al., 2014).

ბექთაკარის კვანძის საბადოზე ოქროს ეპითერმულ უსულფიდო მინერალიზაციას განაპირობებს ტუტე კარბონატული (CO<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub>) შედგენილობის ფლუიდები, ხოლო ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ გამაღებას - ჰიდროსულფიდური, სუსტად მჟავე ფლუიდების აქტივობა (Gugushvili et al., 2015). ოქროს ტრანსპორტირება ტუტე-კარბონატული და ჰიდროსულფიდური ხსნარებით ხდებოდა და მისი გამოლექვის ფიზიკურ-ქიმიური პირობები, ფლუიდების

ტემპერატურასთან და ქიმიურ შედგენილობასთან კავშირში, დასტურდება ფლუიდებისა და მადანშემცველი ქანების ურთიერთობის ქიმიური მოდელირების საფუძველზე (Mernagh, Bierlein, 2008), რომელიც პრეკოლიზიური გამადნების ეტაპის ოქროსშემცველ სხვადასხვა საბადოების მაგალითზე დასტურდება და მათ შორის ბოლნისის მადნიან რაიონშიც.

### **დისკუსია და ძირითადი დასკვნები**

ბოლნისის მადნიან რაიონში მკაფიოდ ისახება ევრაზიის აქტიური კიდისათვის დამახასიათებელი გეოდინამიკური განვითარების პრეკოლიზიური სტადია, რომელიც სტაბილური სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპებზე, ერთმანეთისაგან განსხვავებული ტიპის ვულკანიზმით, ჰიდროთერმული აქტივობით და მეტალოგენიით კონტროლდება. ამავე დროს, აქ რეგიონის გეოლოგიური ფორმირება ბლოკური ტექტონიკითაც ხასიათდება. ბლოკური დანაწევრება და ორი „გიგანტური“ ბლოკის ფორმირება, რომელიც რეგიონული რღვევით კონტროლდება, სუბდუცირებული ფილის პოსტვულკანური დეტაჩმენტის შედეგია, ხოლო ცარცული ვულკანური სერიის მცირე ბლოკებად დანაწევრება, სინვულკანური პროცესია. იგი, პირველ ეტაპზე, გრანიტოიდული ინტრუზივების შემოჭრას, ცარცული თხელი ზღვის ფსკერის ტიუმისენს და კუნძულთა ფორმირებას (ბლოკების აზევება) უკავშირდება. კუნძულებზე, სუბაერულ პირობებში, იგნიმბრიტული ვულკანური აქტივობა იწყება. იგი კალდერული ჩაქცევებით სრულდება, რომელიც ბლოკების დაძირვას განაპირობებს. ამგვარად, სინვულკანური ბლოკირება დროსა და სივრცეში ფიქსირდება. ინტრუზული შტოკების შემოჭრა, ტიუმისენსი და კუნძულთა აზევება, წინ უსწრებს იგნიმბრიტულ ვულკანურ აქტივობას და კალდერულ ჩაქცევებს.

ბოლნისის მადნიან რაიონში, სტაბილური სუბდუქციის პროცესი და მასთან დაკავშირებული ვულკანური რკალების (VAG) მაგმატიზმი, ვულკანიზმი, ჰიდროთერმული აქტივობა და მადანწარმოშობა, სენომან-სანტონით თარიღდება, ხოლო სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია, კამპანურში იწყება. ამ ეტაპზე ვულკანიზმი, მაგმატიზმი, ჰიდროთერმული პროცესი და მადანწარმოშობა მანტიური გავლენის მასშტაბით კონტროლდება. იგი ტრანსფორმაციის საწყის სტადიას უკავშირდება და აქაც განპირობებულია ზღვის ფსკერის ტიუმისენსით, კუნძულთა აზევებით, იგნიმბრიტული ვულკანური აქტივობით და კალდერული ჩაქცევებით.

ბოლნისის მადნიან რაიონში, სტაბილური სუბდუქცია და მასთან დაკავშირებული პროცესები სენომან-სანტონით თარიღდება, ხოლო ფილის ტრანსფორმაცია კამპანურში იწყება, ფილის ტრანსფორმაციის პროცესში ვულკანიზმი, მაგმატიზმი, ჰიდროთერმული აქტივობა და მეტალოგენია მანტიური გავლენის მასშტაბით კონტროლდება. აქ იგი ბეკარკის საწყის სტადიას უკავშირდება და ტიუმესენსით, კუნძულების ფორმირებით, იგნიმბრიტული ვულკანური აქტივობით და კალდერული ჩაქცევებით კონტროლდება. თუმცა, აქ მანტიური გავლენის შედეგად, ვულკანიზმის, ჰიდროთერმული აქტივობის და მეტალოგენიის ხასიათი განსხვავდება სტაბილურ სუბდუქციასთან დაკავშირებული პროცესებისგან,

სადაც უსულფიდო და საკუთრივ სულფიდურ გამადნებას ზონალობა ახასიათებს, იმ დროს, როდესაც კამპანურში კვარც-კალიშპატური მეტასომატიტები უსულფიდო ოქროს გამადნებით, ჩანაცვლებულია საკუთრივ სულფიდური, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციით (Gugushvili et al., 2015, 2016, 2017).

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ტურონ-სანტონური და კამპანური ასაკის საბადოები კალდერული ჩაქცევების სტრუქტურებში არის მოქცეული. მათთვის დამახასიათებელია პოსტმადნური ბლოკირება. ტურონ-სანტონური ასაკის ცალკეულ საბადოებზე საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო გამადნება ერთმანეთის მომიჯნე ბლოკებშიც ფიქსირდება. აწვევებული და დაძირული ბლოკების ურთიერთ დამოკიდებულება მკაფიოდ იკითხება ტურონ-სანტონური ასაკის წითელი სოფლის და ქვემო ბოლნისის საბადოებზე, დავით გარეჯის, კატარკაიას, ბალიჭის, თამარისის და სხვა მადანგამოვლინებებზე, სადაც აწვევულ ბლოკებში საკუთრივ სულფიდური გამადნება ემიჯნება დაძირული ბლოკების უსულფიდო გამადნებას, რომელსაც სიღრმეში კვლავ საკუთრივ სულფიდური გამადნება ანაცვლებს. კამპანური ასაკის სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციასთან დაკავშირებულ საბადოებშიც უსულფიდო და საკუთრივ სულფიდური მადნების განაწილება ფიქსირებულია მომიჯნე ბლოკებში. მათი განაწილება აქაც ინფორმაცულია აწვევებული და დაძირული ბლოკების დასადგენად, რაც დასტურდება კამპანური ასაკის ბექთაკარის, დარბაზის და იმედის საბადოების მაგალითზე. მომიჯნე ბლოკებში გამადნების ურთიერთდამოკიდებულების დონის გარკვევას დიდი მნიშვნელობა აქვს ძებნა-ძიებითი და ბურღვითი სამუშაოების სწორად დაგეგმვისა და წარმართვისთვის.

ბოლოს დავეზრუნდეთ სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციით და მანტიური გავლენის შედეგად დროსა და სივრცეში განვითარებულ პროცესებს. ფილის ტრანსფორმაცია ადრე კამპანურში იწყება და ორ ეტაპად ხორციელდება. პირველი ეტაპი წარმოდგენილია ტუტე და სუბტუტე ვულკანიზმით, კვარც-კალიშპატური მეტასომატოზით, უსულფიდო ოქროს მინერალიზაციასთან ერთად. მეორე ეტაპი ხასიათდება გვიანკამპანური ტრაქიბაზალტური და ტუტე ოლივინიან ბაზალტური ვულკანიზმით, ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალური მინერალიზაციით და მაღალტემპერატურული ეპიდოტ-ციოზიტური პროპილიტიზაციით. იგი გაბრო-დიაბაზური შტოკებით კონტროლდება. საკუთრივ სულფიდური გამადნება ზედდადებულია კვარც კალიშპატურ მეტასომატიტებზე. იგი აცემენტებს ჰიდროთერმული აფეთქების ბრექჩიებს კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებში (ბექთაკარის საბადო). ამის საპირისპიროდ, მადნეულის საბადოზე საკუთრივ სულფიდური და უსულფიდო გამადნების პროცესი თანდართულია და ზონალობაშია გამოხატული. ბექთაკარის საბადოზე კი, როგორც დავინახეთ, საკუთრივ სულფიდური გამადნება ანაცვლებს უსულფიდო კვარც-კალიშპატურ მეტასომატიტებს. ოქროს გამადნება აქ ორ ეტაპად ხორციელდება: პირველი უკავშირდება ტუტე-კარბონატული ფლუიდების ზემოქმედებით კვარც-კალიშპატურ მეტასომატოზს, ხოლო მეორე - სუსტად მჟავე ჰიდროსულფიდურ მაღალტემპერატურულ ფლუიდებს. ჰიდროსულფიდების დაშლამ ოქრო-სპილენძპორფირული მინერალიზაცია განაპირობა. მას სინმადნურ

მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაცია ახლავს. სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაცია გვიანკამპანურამდე გრძელდებოდა. მან ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების წყების ფორმირებამდე მიგვიყვანა, თუმცა, იგი ვერ მივიდა სრულყოფილ რიფტინგამდე და VMS ტიპის სტრატეფორმულ მინერალიზაციამდე. ტრანსფორმაციის პროცესი აქ, როგორც ჩანს, ბეკარკის საწყის სტადიას არ გასცილებია.

ბეკარკის რიფტინგის საწყის სტადიაზე, მადანწარმოშობის პროცესში, სიალური (გრანიტული) ქერქის მნიშვნელოვანი მონაწილეობა დასტურდება, რომელთანაც ამ ეტაპის სულფიდური გამადნების სტადიაზე ოქროს მაღალი შემცველობაა დაკავშირებული. გამადნების პროცესში ოქროს წყაროს, სიალური ქერქი წარმოადგენს (Gugushvili et al., 2015). აქ სიალური ქერქიდან მანტიური დიაპირით განპირობებული მაღალტემპერატურული ფლუიდების (350-400°C) ზემოქმედებით, ოქროს ინტენსიური გამოტუტვა ხდება, რომელმაც ოქროს მაღალი შემცველობა განაპირობა (საშუალოდ 5 გ/ტ). ამავე დროს, კუნძულთა რკალურ ვითარებაში (მადნეულის კვანძი) უფრო დაბალტემპერატურული ხსნარების ზემოქმედებით (250-300°C), სიალური ქერქიდან ოქროს გამოტუტვის ინტენსივობა ნაკლებია და ოქრო-სპილენძ-პოლიმეტალურ მადანში ოქროს უფრო დაბალ შემცველობაში (საშუალოდ 0,8 გ/ტ) აისახა. ბეკარკის საწყის სტადიაზე ფლუიდების ტემპერატურა განისაზღვრა სინმადნური ეპიდოტ-ცოიზიტური მაღალტემპერატურული პროპილიტიზაციით, იმ დროს, როდესაც კუნძულთა რკალურ ვითარებაში სინმადნური ქლორიტ-სერიციტ-კარბონატული მადანმომიჯნე ზონა უფრო დაბალტემპერატურული ფლუიდების ზემოქმედებით არის განპირობებული (Gugushvili et al., 2015, 2017).

სუბდუცირებული ფილის დეტაჩმენტმა (გასკდომამ) რეგიონალური რღვევა და ბოლნისის მადნიანი რაიონის ორ „გიგანტურ“ ბლოკად დანაწევრება განაპირობა. ამან გამოიწვია ამ რღვევის გასწვრივ სამხრეთ-აღმოსავლური მადნეულის კვანძის შემცველი ბლოკის 1200 მ-ანი აზევება, რომელმაც გამოიწვია ზედა სანტონური ტანძის წყებისა და კამპანური გასანდამის და შორშოლეთის წყებების დენუდაცია აზევებული ბლოკიდან, რომელთა ჯამური სიმძლავრე 1200 მ-ს აღემატება. ამ ბლოკში დენუდაციას სრულად გადაურჩა მხოლოდ ტურონ-სანტონური მაშავერას წყება, მაშინ, როდესაც, ჩრდილო-დასავლურ ბლოკში ზედა ცარცული ჭრილი ტანძის წყებიდან იწყება, რომელსაც თავზე გასანდამისა და შორშოლეთის კამპანური წყებები ადევს. რაც შეეხება სინვულკანურ ბლოკირებას, აქ აზევებასა და დაძირვას შორის სიმალღეთა სხვაობა 200 მ-ს არ აღემატება და თვით ამ ბლოკების ფართივ ასეული კვადრატული მეტრის ფარგლებშია, იმ დროს, როდესაც „გიგანტური“ ბლოკების ფართი ასეული კვადრატული კილომეტრით განისაზღვრება.

ამგვარად, ბოლნისის მადნიანი რაიონის რეგიონში სუბდუქციის პროცესი განაპირობებს მაგმატიზმს, ვულკანიზმს, მეტალოგენიას და მასთან დაკავშირებულ ბლოკირებას. სტაბილური სუბდუქციის და სუბდუცირებული ფილის ტრანსფორმაციის ეტაპზე, კუნძულთა რკალურ და ინტერარკ-ბეკარკული განვითარების პროცესში, სინვულკანური ბლოკირება ფიქსირდება. იგი დროსა და სივრცეში მონაცვლეობს. პირველ ეტაპზე, მაგმური შტოკების შემოჭრამ თხელ

ზღვაში, კუნძულების აზევება განაპირობა (აზიდული ბლოკები). კუნძულებზე სუბაერულ პირობებში იგნიმბრიტების ამოფრქვევა კალდერული ჩაქცევებით სრულდება (დაძირული ბლოკები). გამადნების პროცესი მაგმური შტოკების შემოჭრას და აზიდული ბლოკების ფორმირებას უკავშირდება. კუნძულებზე იგნიმბრიტების ამოფრქვევა და კალდერული ჩაქცევა გამადნების შემდგომი პროცესია. ამავე დროს, კალდერული ჩაქცევების პროცესში გამადნებული ზონების მცირე ბლოკებად დანაწევრება გრძელდება. სინვულკანური ბლოკირება ზედაცარცის ბოლოს, ვულკანიზმის დასარულს, პოსტვულკანური ბლოკირებით იცვლება. იგი სუბდუცირებული ფილის დეტაჩმენტს უკავშირდება, რომელიც ბოლნისის მადნიან რაიონში რეგიონულ რღვევაში გამოვლინდა. ამ რღვევით ბოლნისის მადნიანი რაიონი ორ გიგანტურ ბლოკად არის გაყოფილი. გამადნება, რომლის ფორმირება სინვულკანური ბლოკირების პირველ ეტაპს უკავშირდება, გიგანტურ ბლოკებშია განაწილებული ორი მადნიანი კვანძის - მადნეულისა და ბექთაკარის სახით. მადნეულის კვანძის გამადნების ასაკი 88-90მლნ. წელია, ბექთაკარის - 79-81მლნ.წელს შეესაბამება. მადნეულის კვანძი აზევებულ გიგანტურ ბლოკში, ტურონ-სანტონურ ვულკანურ სერიაშია მოქცეული, ხოლო ბექთაკარის კვანძი - დაძირულ ბლოკში, კამპანურ ვულკანურ სერიაში. მადნეულის კვანძის შემცველი გიგანტური ბლოკი აზიდულია ბექთაკარის ბლოკის მიმართ. კამპანური ვულკანიტები და გამადნება მადნეულის შემცველი გიგანტური კვანძიდან მოხსნილია ეროზიით. ბოლნისის მადნიან რაიონში, სინვულკანური და პოსტვულკანური პოსტმადნური ბლოკირების და მომიჯნე ბლოკებში გამადნების ანალიზი მეტად მნიშვნელოვანია ძებნა-ძიებისა და ბურღვითი სამუშაოების დაგეგმვისთვის

В.И.Гугушвили, Т.М. Беридзе, Т.Г.Чхотуа, С.А.Хуцишвили, Р.Р.Мигинеишвили

Вулканические и металлогенические индикаторы этапов геодинамического развития Евразийской активной окраины и синвулканическое и поствулканическое блокирование на примере Болнийского рудного района.

Редакторы: А.Г.Твалчрелидзе, Д.П.Закарая

## Содержание

### Предисловие

1. Роль субдукции в процессе вулканизма и рудообразования на примере формирования Тетис-Евразийского металлогенического пояса.
2. Металлогенические, вулканологические и геохимические индикаторы преколлизийного и постколлизийного развития Евразийской континентальной окраины.
3. Синвулканическое и поствулканическое блокирование в Болнийском рудном районе на фоне верхнемеловой субдукции океана Тетис.

### Резюме

### Вступление

- 3.1 Процесс блокирования в Болнийском рудном районе.
  - 3.1.1. Поствулканическое блокирование.
  - 3.1.2. Синвулканическое блокирование.
    - 3.1.2.1. Синвулканическое блокирование на этапе стабильной субдукции.
    - 3.1.2.2. Синвулканическое блокирование на этапе трансформации субдукционной плиты.

Дискуссия и основные выводы.

### Заключение

### Рисунки

### Литература



## Предисловие

Работа посвящена проблемам взаимосвязи магматизма и металлогении на фоне геодинамического развития активной окраины Евразии в процессе субдукции и коллизии океана Тетис. На разных этапах субдукции и на постколлизивной стадии вулканизм и рудообразование контролируются геодинамикой. Выявлены характерные для этих этапов вулканизм и металлогения и определены их геохимические, вулканологические, петрологические и металлогенические индикаторы, контролирующие участие, роль и масштабы сиалической и базальтовой коры, а также мантии в процессе геодинамического развития. Данные проблемы были детально освещены ранее (Gugushvili, 2015; Gugushvili et al., 2016; Gugushvili, 2017; Gugushvili & Topchishvili, 2017), а настоящая работа посвящена анализу результатов этих исследований и содержит новые данные. В отдельной главе рассматриваются процессы геологического развития и синвулканического и поствулканического блокирования на примере Болнисского рудного района. В мелу геологическое развитие и вулканическая деятельность происходили в условиях мелкого моря на жестком палеозойском фундаменте. Внедрение меловых гранитоидных интрузивных штоков обусловило вспучивание (тюмиссенс - tumiscense) морского дна (воздымание блоков) и формирование островов с мощными извержениями игнимбритов в субаэральных условиях, что способствовало быстрому опустошению верхней части вулканических очагов и кальдеропроседанию (погружению блоков). Все это привело к синвулканическому процессу воздымания и погружения блоков во времени и пространстве. Тюмиссенс предшествовал кальдеропроседанию. Рудообразование же предшествует извержению игнимбритов и кальдеропроседанию, обусловившему блокирование рудопроявлений. На рудопроявлениях оруденение представлено зональностью собственно сульфидных порфировых и эпигенетических - малосульфидных руд. Блокирование такого оруденения привело к контакту блоков порфировых руд с малосульфидными. Изучение взаимоотношения оруденелых блоков будет способствовать планированию поисков и разведки в Болнисском рудном районе. Следовательно, тип и характер синвулканического блокирования устанавливается в процессе палеовулканических исследований.

В Болнисском рудном районе синвулканическое блокирование связано с этапами стабильной субдукции, с начальным этапом деформации субдуцируемой плиты и внедрением мантийного диапира. Со стабильной субдукцией связана островодужная ситуация с известково-щелочным вулканизмом, а с деформацией субдуцируемой плиты - начальная стадия рифтинга и субщелочная вулканическая деятельность. Здесь островодужная обстановка и известково-щелочной вулканизм датируются сеноман-

сантоном, рифтинг же и субщелочная вулканическая деятельность (трахириодацитовая и шошонит-щелочнобазальтовая) - кампаном. В маастрихте вулканическая деятельность прекращается, происходит раскол и детачмент субдуцируемой плиты, проявившиеся в региональном разломе, разделившем Болнисский рудный район на два поствулканических "гигантских" блока. С приподнятого блока капанская вулканическая серия вместе с рудой смыта эрозией; она сохранилась в погруженном "гигантском" блоке и вдоль разлома примыкает к турон-сантонский вулканической серии приподнятого блока.

## **Роль субдукции в процессе вулканизма и золото-полиметаллического рудообразования на примере формирования Евразийского металлогенического пояса**

### **Резюме**

Формирование Тетис-Евразийского металлогенического пояса связано с субдукцией. Исследование Западного сегмента пояса выявило зависимость особенностей регионального метаморфизма, вулканизма, гидротермальных преобразований и металлогении от процессов субдукции плиты океана Тетис под Евразийскую континентальную окраину (Gugushvili, 2017). С этапом стабильной субдукции, происходившей без трансформации субдуцируемой плиты и внедрения мантийного диапира, связаны островодужная обстановка с известково-щелочным базальт-андезит-риодацитовым вулканизмом, фоновая хлорит-альбитовая и цеолитовая пропилитизация, формирование предрудных вторичных кварцитов, Au-Pb-Zn-Cu оруденения и серицит-хлорит-карбонатный метасоматоз.

Последующая стадия связана с трансформацией субдуцируемой плиты и внедрением мантийного диапира. Она состоит из двух этапов. Первый из них – начальный проявился во внедрении мантийного диапира, рифтинге, в субщелочном и щелочном вулканизме с формированием трахириолитовых и трахиандезитовых вулканических серий, в кварц-калишпатовом метасоматозе с малосульфидным золотым оруденением. Второй же этап знаменуется извержением щелочнооливиновых базальтов и трахибазальтов, золоторудной полиметаллической минерализацией с синрудной (околорудной) эпидот-цоизитовой пропилитизацией. Индикатором второго этапа является золото-полиметаллическое оруденение с высоким содержанием золота, что обусловлено участием сиалической коры в процессе рифтинга и высокой температурой флюидов, связанной с проникновением мантийного диапира.

С усилением рифтинга происходило внедрение мантийного диапира на высокие уровни, вызвавшее спрединг сиалической коры из зоны вулканизма и рудообразования и переход начальной стадии рифтинга в задуговой рифт. Вулканизм этой стадии характеризуется извержением оливиновых базальтов и толеитов. Последние являются вулканогенным индикатором этого этапа вместе с фоновой эпидот-цоизитовой пропилитизацией, тогда как металлогенический индикатор здесь представлен медно-цинковой минерализацией.

Дальнейшее усиление спрединга, обусловленного внедрением мантийного диапира на самый высший уровень литосферы, привело к спредингу базальтовой коры из зоны вулканизма и рудообразования и к переходу бекарка в малоокеаническую обстановку с

офиолитовым вулканизмом и дунит-перидотитовым магматизмом, являющимся петрологическим индикатором океанической обстановки. Индикатором же гидротермальной активности здесь является серпентинизация, наложенная на дунит-перидотитовые магматиты. Металлогенический индикатор представлен медью. В оруденении здесь не участвуют Au, Pb и Zn, источником которых является сиалическая и базальтовая кора, в результате спрединга вынесенная из зоны вулканизма и рудообразования. Мантия здесь единственный источник меди.

**Ключевые слова:** островная дуга, бекарк, малоокеаническая обстановка, золото-медно-полиметаллическое оруденение, вулканологический, петрологический, металлогенический, индикатор.

### XXX

Особенности формирования Тетис-Евразийского металлогенического пояса обусловлено субдукцией океанической плиты океана Тетис под Евразийскую континентальную окраину в процессе конвергенции континентов Евразии Гондваны в фанерозе.

Процессы формирования литосферы, дифференциация сиалической и базальтовой коры, кратонизация гранитов датируется прекамбрием и связываются с плюмовой тектоникой (Goldfarb et al., 2000; 2001; Groves et al., 2005). С позднего протерозоя и фанерозоя началось современное плиттктоническое развитие. В неопротерозое завершилась редистрибуция золота и полиметаллов из мантии в литосферу. Золото и свинец сконцентрировались в сиалической коре, цинк – в базальтовой, а медь - в верхней мантии (Gugushvili et al., 2010; 2017; Gugushvili, 2015; 2017). Оруденение в палеозое определяется участием сиалической, базальтовой коры, а также и мантии в процессе рудообразования.

Субдукция океана Тетис началась в позднем протерозое и закончилась коллизией в олигоцен-миоцене. В исследуемом районе, расположенном в центральной и западной части Тетис-Евразийского пояса, установлено несколько этапов субдукции. Эти этапы контролируются вулканизмом, гидротермальными процессами и характером оруденения, а также подтверждены геохимическими, вулканологическими и петрологическими индикаторами, на которых основано данное исследование. Субдукция происходила поэтапно от палеозоя до неогена (Gugushvili et al., 2016). Это определяется характером вулканизма, гидротермального процесса и оруденения. Так, этап стабильной субдукции связан с островодужной обстановкой, известково-щелочной вулканической деятельностью, с фоновой цеолитовой и хлорит-альбитовой пропилитизацией, с золото-медно-полиметаллической минерализацией (Au, Pb, Zn, Cu), и синрудным серицит-хлорит-карбонатным метасоматозом, которому предшествовало дорудное кислотное выщелачивание с формированием вторичных кварцитов (Gugushvili, 2015). На последующем этапе начинается трансформация

субдуцируемой плиты (загибание, разрыв и детачмент), с которой связано внедрение мантийного диапира, контролирующего начальную стадию рифтинга. На этом этапе начало вулканизма характеризуется щелочной и субщелочной трахириодацитово-шошонитовой вулканической деятельностью и завершается извержениями щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов. Оруденение этого этапа представлено безсульфидной эпигенетической золоторудной минерализацией и золото-меднопорфировым оруденением. Безсульфидная минерализация связана с калишпатизацией. Собственно сульфидному оруденению с минерализацией, содержащей Au, Pb, Zn, Cu, сопутствует синрудная эпидот-цоизитовая пропилитизация. На начальном этапе трансформации субдуцируемой плиты золото-медно-полиметаллическое оруденение характеризуется более высоким содержанием золота по сравнению с собственно сульфидным оруденением этапа стабильной субдукции.

Усиление трансформации субдуцируемой плиты, способствующее внедрению мантийного диапира на более высокий уровень, обусловило интенсивный рифтинг, формирование задуговой обстановки и полный спрединг сиалической коры из зоны вулканизма и рудообразования. Вулканическая деятельность на данном этапе представлена оливиновыми базальтами и толеитами. Именно толеиты являются вулканологическим индикатором бекарк-интераркового рифтинга этого этапа, характеризующегося оруденением, представленным медно-цинковоколчеданной минерализацией с сопутствующей синрудной высокотемпературной эпидот-цоизитовой пропилитизацией при участии актинолита. Следует отметить, что между рифтингом начальной стадии и полноценным рифтингом с полным спредингом сиалической коры фиксируется рифтинг переходного этапа, где сиалическая кора еще не полностью вынесена из зоны рудообразования и на базальтовой коре присутствуют останцы (реликты) сиалической коры, что и определяет малые содержания золота и свинца в руде (Gugushvili, 2015).

Последующее усиление спрединга и внедрение мантийного диапира на наиболее высокий уровень привело к спредингу (выносу) базальтовой коры из зоны рудообразования и определило переход бекарка в малоокеаническую обстановку. Вулканизм в данном случае знаменуется мантийными офиолитами, толеит-базальтовыми лавами и габбро-диабазовыми штоками. Здесь участвуют и ультраосновные дунит-перидотитовые штоки, тогда как гидротермальная активность выражена в высокотемпературной пропилитизации и серпентинизации. Вулканологическими и петрологическими индикаторами океанической обстановки являются офиолитовый вулканизм, дунит-перидотитовый магматизм, а к металлогеническим индикаторам относится медь в медноколчеданном

оруденении Кипрского типа. Источником меди здесь является мантия. Содержание Au, Pb и Zn либо вовсе не установлено, либо фиксируется лишь на уровне следов. Следует также отметить, что установлен переходный этап от бекарка в океаническую обстановку, когда в зоне оруденения еще участвуют реликты базальтовой коры (Hutchinson, 1973), обусловившие малое содержание цинка в медноколчеданной руде.

Все вышесказанное отражено в идеализированной схеме северовергентной субдукции океана Тетис (рис. 1), на которой мы попытались показать взаимосвязь вулканизма и оруденения в процессе геодинамического развития на разных этапах субдукции и трансформации субдуцированной плиты на разных стадиях рифтинга и спрединга.

Далее мы попытаемся показать на конкретных примерах формирования Тетис-Евразийского металлогенического пояса взаимосвязь субдукции с вулканизмом и рудообразованием.

Вулканизм островных дуг и связанное с ним рудообразование нами рассматривается на примере Маднеульского месторождения, представленного золото-медно-полиметаллическими порфиоровыми рудами и оруденением типа Куроко. Оно расположено в турон-сантонской известково-щелочной вулканической серии (машаверская свита). На месторождении оруденению предшествовало кислотное выщелачивание с формированием вторичных кварцитов. Околорудный (синрудный) процесс изменения представлен серицит-хлорит-карбонатной ассоциацией. Порфиоровое эпигенетическое оруденение характеризуется зональностью. Нижняя золото-медно-полиметаллическая зона по восстанию переходит в безсульфидное золотое оруденение, расположенное в кварц-баритовых жилах и штокверках. Как собственно сульфидное, так и эпитермальное безсульфидное рудообразование выражены в зональности синхронного процесса. Островодужная известково-щелочная вулканическая риодацитовая активность связана со стабильной субдукцией, что подтверждается геохимическими критериями ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38$ , высокие содержания Cs, Ba, Th, U и Pb на фоне низкого содержания Nb и Ta), а также металлогеническими индикаторами Au, Pb, Zn и Cu (Gugushvili, 2015; 2017). Эти индикаторы свидетельствуют об участии, роли и масштабах сиалической, базальтовой коры и мантии в процессе вулканизма и рудообразования. Вулканизм и рудообразование здесь связаны с процессом субдукции без деформации субдуцируемой плиты и внедрения мантийного диапира. Идеализированная (схематическая) иллюстрация этой обстановки представлена на рис.1 (I).

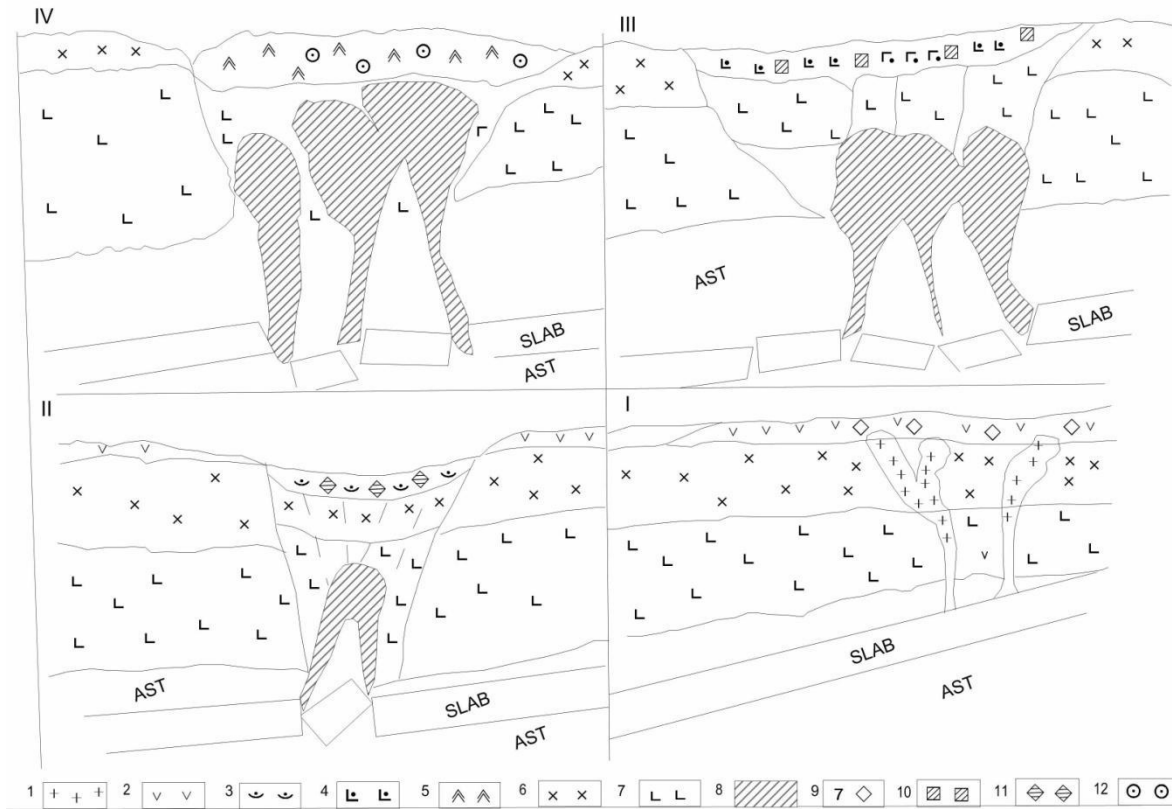


Рис. 1<sup>1</sup>. Идеализированная схема взаимосвязи вулканизма оруденения на разных стадиях субдукции плиты океана тетис

I - Стабильная субдукция и островодужная обстановка; II - Начальная стадия трансформации субдуцируемой плиты; III - Усиление трансформации и задуговой-интрадуговой рифтинг; IV - Интенсивный спрединг и малоокеаническая обстановка.

1. – гранодиритовые штоки, 2. – известково-щелочные вулканиты, 3. – трахириодацитовые вулканиты, 4. – оливиново-базальтовые и толеитовые вулканиты, 5. – офиолитовые вулканиты и дунит-перидотитовые интрузии, 6. – сиалическая кора, 7. – базальтовая кора, 8. – мантийный диапир, 9. – Au-Pb-Zn-Cu оруденение, 10. – оруденение - Au-Pb-Zn-Cu с высоким содержанием золота, 11. – Zn-Cu VHMS руды, 12. – медно-колчеданное оруденение Кипрского типа.

Этап деформации субдуцированной плиты, связанный с начальным этапом внедрения мантийного диапира, показан на примере Бектакарского месторождения Болнисского рудного района. Здесь вулканическая серия кампанского возраста представлена трахириодацитовой гасандамской свитой, которая перекрыта щелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами шоршолетской свиты. Трахириодацитовые вулканиты калишпатизированы и замещены кварц-калишпатовыми метасоматитами с безсульфидной золоторудной минерализацией. Калишпатизированные трахидацитовые туфы

секутся габбро-диабазовыми интрузивными штоками. С последними связана золото-медно-полиметаллическая минерализация, которая в отличие от Маднеульского оруденения этого типа значительно обогащена золотом. Маднеульское золото-медно-полиметаллическое оруденение, контролируемое стабильной субдукцией, содержит в среднем 0,8г/т золота, тогда как в рудах Бектакари его содержание соответствует в среднем 5г/т, иногда превышая 20г/т и достигая 189г/т. Здесь щелочной калишпатовый метасоматоз является результатом активности щелочных флюидов, связанных с внедрением мантийного диапира. Интенсификация мантийного влияния выражена в извержении щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов и во внедрении габбро-диабазовых штоков и жил. С этими штоками связано золото-меднопорфировое оруденение и синрудная высокотемпературная пропилитизация. Оруденение обусловлено активностью высокотемпературных флюидов, содержащих гидросульфиды, в результате распада которых образуется золото-полиметаллическое оруденение. Эти процессы связаны с начальной стадией бекарка, что подтверждается петрохимическими и геохимическими критериями щелочных оливиновых базальтов: высоким содержанием  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  ( $TiO_2=2.07\%$ ,  $P_2O_5=1.2\%$ ), а также корреляцией  $TiO_2$  с высоким содержанием  $K_2O$  в средних и основных породах ( $TiO_2=18\%$ ,  $K_2O=3\%$ ; Nadareishvili, 1991; Gugushvili, 2015). Одновременно содержание золота и свинца в сульфидных рудах свидетельствует об участии сиалической коры в процессе рудообразования. На начальной стадии формирования бекарка высокая температура флюидов, о чем свидетельствует синрудная высокотемпературная пропилитизация (350- 400<sup>0</sup>С). Высокотемпературные флюиды способствовали интенсивному выщелачиванию золота из сиалической коры. В островодужной обстановке, связанной со стабильной субдукцией, синрудный процесс сульфидного оруденения представлен более низкотемпературной серицит-хлорит-карбонатной ассоциацией. В отличие от Маднеульского месторождения, на Бектакарском не установлена зональность порфировых руд с золотосодержащим безсульфидным и малосульфидным оруденением. Собственно сульфидное оруденение здесь наложено на брекчированные кварц-калишпатовые метасоматиты. Процесс начинается с формирования золотосодержащих кварц-калишпатовых метасоматитов и завершается высокотемпературной пропилитизацией и порфировым оруденением. Как известно, транспортировка золота производится щелочно-карбонатными растворами и золотоотложение связано с процессом калишпатизации, тогда как транспортировка золота в более высокотемпературных условиях происходит в слабокислых гидросульфидных растворах и отложение золота вместе с полиметаллами обусловлено распадом этих гидросульфидов (Merragh, Bierlein, 2008). На

Бектакарском месторождении и температура щелочно-карбонатных растворов составляет  $250^{\circ}\text{C}$ , тогда как температура синрудной эпидот-цоизитовой пропицитизации отвечает  $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$  (Gugushvili, 2015). Следует подчеркнуть, что на начальной стадии рифтинга, в процессе формирования Бектакарского месторождения, еще участвует сиалическая кора, являющаяся источником золота и свинца, выщелачивание которых связано с возрастанием температуры растворов, обусловленным внедрением мантийного диапира. Идеализированная схематическая иллюстрация вулканизма и рудообразования на начальной стадии бектарка показана на рис. 1 (II).

Внедрение диапира на более высокий уровень литосферы связано с усилением трансформации субдуцируемой плиты и рифтингом, в результате чего происходит полный спрединг сиалической коры из зоны рудообразования. На данном этапе сиалическая кора уже не участвует в процессе рудообразования, и оруденение состоит из медно-цинковоколчеданной руды, в которой не присутствуют золото и свинец. Примером этой обстановки может служить Худеская группа месторождений Передового хребта Большого Кавказа (Худес, Уруп, Дауд). Здесь, к верхнепалеозойской толеитовой вулканической серии приурочено медно-цинково-колчеданное VHMS оруденение (Buadze, Kviladze, 1977). Толеитовый вулканизм связан с интрадуговым интенсивным рифтингом и по геохимическим критериям относится к интрадуговой обстановке (Shavishvili, 1993). В руде здесь не присутствуют золото и свинец, что исключает участие сиалической коры в зоне рудообразования. Источником цинка здесь является базальтовая кора, а меди - мантийный диапир, обусловивший интенсивный рифтинг.

Идеализированная схема внутридугового рифтинга на примере Передового хребта Большого Кавказа представлена на рис.1 (III).

#### Рис.1.

Другим примером интенсивного рифтинга в задуговой обстановке является юрское окраинное море на Южном склоне Большого Кавказа. Здесь к толеитовой вулканической серии, расположенной в карбонатном флише, приурочена группа стратиморфных месторождений (Филиз-чай, Кацдаг, Кизилдере, Аданге). Оруденение в основном представлено медно-цинково-пиротиновой рудой. Лишь на Филиз-чайском месторождении известна незначительная минерализация свинца и золота, что должно быть связано с участием в процессе рифтинга реликтов сиалической коры на базальтовом дне юрского окраинного моря (Lomize, Panov, 2002). В процессе формирования окраинного моря сиалическая кора, в основном, была вынесена спредингом из зоны рудообразования.



Дальнейшее усиление спрединга обусловило переход задугового рифта в малоокеаническую обстановку, что подтверждается примером позднепалеозойско-раннеюрской ассоциации офиолитовых вулканитов комплекса Кюре Центральных Понтид (Ustaomer, Robertson, 1977 ). Оруденение представлено медноколчеданной рудой Кипрского типа без участия золота, свинца и цинка (месторождения Ашикой и Бакибаба). Комплекс состоит из толеитов и оливинных базальтов, рассеченных штокверком диабазовых жил. Интрузивная фаза состоит из дунит-перидотитов, являющихся петрологическим индикатором океанической обстановки. Высокотемпературная актинолит-эпидот-цоизитовая пропилитизация и серпентинизация отражают околорудный (синрудный) процесс изменений. Серпентинизация является индикатором гидротермального процесса океанической обстановки.

К другим примерам океанической обстановки относится офиолитовая сутура, которая расположена между Бордер Филдом и Тавридами (Анатолия) и представляет восточный фланг Тродосского офиолитового пояса. В отличие от малого океанического бассейна комплекса Кюре, сформированного в результате трансформации бекарка в малую океаническую обстановку, она является реликтовой сутурой океана Тетис. Офиолиты здесь представлены гарцбургитами и дунитами, которые перекрыты пироксенитами и верлитами и рассечены диабазовым комплексом. Медноколчеданное оруденение представлено месторождениями Маден (Елазиг) и Маденкой (Сиирт), пирит-халькопиритовые руды которых не содержат свинца и цинка. Здесь, также как и в комплексе Кюре, единственным источником руды является мантия, с которой связана минерализация меди. Синрудный процесс представлен высокотемпературной пропилитизацией и серпентинизацией (Engin, 1994).

Идеализированная схема малоокеанической обстановки представлена на примере малоокеанического комплекса Кюре (рис. 1, IV)

## **2. Металлогенические, вулканологические и геохимические индикаторы преколлизийного и постколлизийного развития Евразийской континентальной окраины**

### **Резюме**

Исследования Евразийской континентальной окраины в пределах Кавказа, Ирана, Турции и Карпато-Балканского региона показали, что металлогеническими индикаторами геодинамического развития являются цветные (Au, Pb, Zn и Cu) и редкие металлы (Sb, W, Mo, Hg). На этапах стабильной субдукции и трансформации субдуцируемой плиты процесс геодинамического развития контролируется вулканизмом, петрохимическим и геохимическим критериями и металлогеническими индикаторами. На этапах стабильной субдукции и начальной стадии трансформации субдуцируемой плиты, когда в процессе оруденения участвуют сиалическая, базальтовая кора и мантия, металлогенические индикаторы представлены Au, Pb, Zn и Cu. Усиление рифтинга приводит к спредингу сиалической коры из зоны рудообразования. На этом этапе металлогеническими индикаторами становятся лишь Zn и Cu. Дальнейшее усиление спрединга проявляется в малоокеанической обстановке. Здесь из зоны оруденения полностью выносятся также базальтовая кора, и единственным металлогеническим индикатором представлена медь. Следовательно, в процессе фанерозойского геодинамического развития источником Au и Pb является сиалическая кора, источником Zn – базальтовая кора, а источником Cu – мантия.

На стадии постколлизийного развития процесс субдукции завершается, однако в процессе рудообразования участвуют сиалическая и базальтовая кора и материал астеносферы, проникновение которого в зону рудообразования обусловлено постсубдукционной трансформацией субдуцированной плиты. По возникшим в результате стресса разломам глубинные высокотемпературные флюиды выщелачивали из мощной сиалической коры орогенов золото и редкие металлы (Sb, W, Mo, Hg) с формированием золото-редкометального оруденения. Данная ассоциация редких металлов не характерна для преколлизийного развития, и они являются металлогеническими и геохимическими индикаторами постколлизийного процесса.

**Ключевые слова:** металлогенический индикатор, преколлизийное и постколлизийное развитие, рифтинг, островодужная обстановка.

\* \* \*

В результате работ, проведенных в пределах Евразийского металлогенического пояса в пределах Кавказа, Ирана, Турции и Карпато-Балканского региона установлено, что комплексы золота и цветных металлов (Au, Pb, Zn и Cu), с одной стороны, и редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) – с другой, являются металлогеническими индикаторами стадий геодинамического процесса.

Фанерозойская геодинамика контролируется современной плейттектоникой, тогда как докембрийская геодинамика, характеризующаяся условиями пластичной литосферы, в процессе формирования ювенильной континентальной коры обусловлена плюмовой тектоникой с исключительно высоким тепловым потоком. С ней связано формирование архейских и протерозойских VHMS провинций и орогенного золотого оруденения, а также дистрибуция золота и полиметаллов из мантии в гранитоидные кратоны (Goldfarb et al., 2000; 2001; Groves et al., 2005). В неопротерозое завершилась редистрибуция цветных металлов Au, Pb, Zn и Cu из мантии в литосферу. Концентрация золота и свинца произошла в сиалической коре, цинка - в базальтовой, а меди, в основном, в верхней мантии (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2015; 2017; Gugushvili & Topchishvili, 2017).

Перераспределение оруденения золота и цветных металлов связано с магматической и вулканической активностью и контролируется различными этапами геодинамического развития - стабильной субдукцией и трансформацией субдуцируемой плиты преколлизионного и постколлизионного этапов. С замыканием океана Тетис процесс субдукции завершается, однако давление Афро-Аравийского континента на Евразийскую окраину обуславливает трансформацию субдуцированной плиты, орогенезис, дизъюнктивную тектонику и проникновение материала астеносферы в мощную орогенную кору (Gugushvili, 2015; 2017).

В результате геологического и геодинамического исследования региона, выявлен полный спектр этапов геодинамических процессов: островодужный, внутридуговой, задуговой и малоокеанический. Каждый из них характеризуется специфической магматической и вулканической деятельностью, гидротермальной активностью и металлогенией.

С островодужной обстановкой связан базальт-андезит-дацит-риолитовый известково-щелочной вулканизм. Интрадуговая и задуговая обстановки во время фазы интенсивного рифтинга связаны с толеит-оливиново-базальтовым вулканизмом, и щелочно-оливиново-базальтовой и трахибазальтовой вулканической деятельностью - на переходном этапе и шошонит-трахиандезитовым и трахириодацитовым вулканизмом - на начальном этапе рифтинга и на стадии его затухания.

Усиление рифтинга проявилось в спрединге и образовании малоокеанической обстановки с офиолитовым вулканизмом и дунит-

перидотитовым магматизмом, являющимися петрологическими индикаторами океанической обстановки. Все эти этапы установлены в исследуемом регионе Евразийской активной окраины.

Первый этап постколлизийного развития проявился в орогенном гранитоидном магматизме, второй - в известково-щелочной и щелочно-базальтовой и трахибазальтовой вулканической деятельности (Gugushvili, 2017; Dilek et al., 2010).

Этапы геодинамического развития контролируются различным уровнем участия сиалической, базальтовой коры и мантии. Островодужный вулканизм, как и вулканизм начальных стадий рифтинга интрадуговой и задуговой обстановок и стадий его затухания, обусловлен участием сиалической, базальтовой коры и мантии. Интенсивный задуговой и интрадуговой рифтинг контролируется базальтовой корой и мантией. Для него не характерно участие сиалической коры, его индикатором является толеитовая вулканическая деятельность. Океаническая же обстановка контролируется лишь участием мантии. Внедрение мантийного диапира на высокие уровни при интенсивном спрединге выносит базальтовую кору из зоны вулканизма. Только лишь на начальной стадии формирования океанической обстановки установлено участие реликтов базальтовой коры (Hutchinson, 1973).

Источник золота и цветных металлов (Au, Pb, Zn и Cu) в сиалической и базальтовой коре, а также в мантии, представлен следующим образом: сиалическая кора является источником Au и Pb и, кроме того, редких металлов - Sb, W, Mo, Hg; источник Zn - это базальтовая кора; источник же меди - мантия (Gugushvili et al., 2010; Gugushvili, 2016; 2017). Все это подтверждается как на примере исследованного района, так и на материалах других регионов мира (Mair et al., 2006; Moritz et al., 2004; 2016; Rona & Scott, 1993; Goldfarb et al., 2001; Yakubchuk et al., 2002).

Металлогения золота, а также цветных и редких металлов в изученном районе является индикатором геодинамического развития. Их распределение в разных геодинамических обстановках отличается друг от друга. С островными дугами связаны золото-полиметаллическое порфиоровое, мало- и высокосульфидное оруденение, как и оруденение типа Куроко. Минерализация здесь контролируется этапом стабильной субдукции и содержит Au, Pb, Zn и Cu. В оруденении участвует сиалическая, базальтовая кора и мантия, как и в начальной стадии задуговой и интрадуговой обстановок, где сиалическая кора присутствует в зоне рифтинга. Внедрение мантийного диапира на этой стадии обуславливает возрастание температуры и щелочности флюидов, что способствовало интенсивному выщелачиванию золота и свинца из сиалической коры. На этом этапе значительно возрастает содержание золота и свинца в полиметаллической руде по сравнению с

оруденением при стабильной субдукции в островных дугах с активностью более низкотемпературных растворов. Это подтверждается на примере Маднеульского рудного узла, формирование которого связано со стабильной субдукцией в отличие от Бектакарского рудного узла, где оруденение контролируется трансформацией субдуцируемой плиты с внедрением мантийного диапира. Среднее содержание золота в Маднеульской сульфидной (полиметаллической) руде 0.8г/т, тогда как на месторождении Бертакари оно в среднем соответствует 5г/т, в ряде случаев достигая 20г/т, а иногда и 189г/т (Gugushvili, 2015; 2017).

Аналогичная ситуация наблюдается и в других регионах Тетис-Евразийского металлогенического пояса. Так, в рудном районе Панагюриште (Болгария), где высокосульфидное эпитермальное и порфировое оруденение контролируется трансформацией субдуцированной плиты, золотосодержание в среднем равно 2.07г/т (Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2005). В Сербии на золото-полиметаллических месторождениях Бор и Майданек (Тимокский рудный район) оруденение контролируется стабильной субдукцией. В Восточных Понтидах Турции со стабильной субдукцией и известково-щелочным вулканизмом связаны золото-медно-полиметаллические порфировые, эпитермальные месторождения, а также VHMS оруденение типа Куроко. Золотосодержание здесь более высокое на месторождениях типа Куроко - Чаели (Маденкой) и Лаханос, где содержащее Pb, Zn, Cu, Au и Ag оруденение связано с позднемеловой дацит-риолитовой вулканической серией.

С позднемеловым вулканическим комплексом, представленном в Артвинском регионе Турции, связано гибридное месторождение Чератепе, состоящее из медносульфидной центральной зоны, содержащей на флангах оруденение с Au, Ag, Pb, Ba (O'Brien, 1997). В пределах Малого Кавказа со стабильной субдукцией связаны золото-медно-полиметаллические месторождения Локско-Карабахской группы - Шамлуг, Алаверди, Техути, Гедабек, Карадаг и Чавдар с порфировым, эпитермальным и VHMS оруденением типа Куроко с содержащее золото в руде 2.7г/т и содержаниями Pb–0.3%. Zn–0.98%, Cu–2%.

Итак, в процессе стабильной субдукции и на начальной стадии трансформации субдуцируемой плиты участвует весь комплекс цветных металлов и золота (Au, Pb, Zn и Cu). На стадии интенсивной трансформации субдуцированной плиты более интенсивное внедрение мантийного диапира обусловило полный спрединг и вынос сиалической коры в процессе рифтинга, и она уже не участвует в процессе оруденения. Это хорошо подтверждается на примере интрадугового рифта Передового хребта Большого Кавказа. Здесь с толеитовым вулканизмом связано медно-цинковоколчеданное VHMS рудообразование без участия свинца и золота,

примером которого является Худесская группа месторождений (Худеси, Дауд, Уруп; Buadze, Kaviladze, 1977). В данном случае источником цинка являлась базальтовая кора, а источником меди - вызвавший рифтинг мантийный диапир.

Примером интенсивного задугового рифтинга может служить окраинное море Южного склона Большого Кавказа, с которым связано рудообразование месторождений Карадаг, Аданге, Кизилдере, хотя здесь, на месторождении Филиз-Чай вместе с медью и цинком участвуют в подчиненных количествах золото и свинец, что, по-видимому, связано с присутствием реликтов сиалической коры на базальтовом дне окраинного моря (Gugushvili, 2015).

Следует отметить, что с интенсивным задуговым и интрадуговым рифтингом и толеитовым вулканизмом VHMS медно-цинковое оруденение связано не всегда. Примером этого является среднеэоценовый рифт Аджара-Триалетии, толеиты которого содержат 200ppm меди, что в 10 раз превышает кларковые значения. Вероятно, здесь медь концентрировалась в толеитовом расплаве и не переходила во флюидную фазу. Другой подобный пример известен в регионе Южного Урала, где рифтогенные толеиты обогащены медью и цинком, не перешедшими во флюиды и также отсутствует VHMS медно-цинковое оруденение (Frolova, Burkova, 1977).

Дальнейшая интенсификация спрединга и внедрение мантийного диапира на высокие уровни обусловили малоокеаническую обстановку. В исследуемом регионе примером возникновения этой обстановки является палеозойско-раннемезозойский комплекс Кюре в Турции. Формирование этого комплекса связано с переходом задуговой обстановки в малоокеаническую, представленную офиолитами, базальтами типа MORB и серпентинизированными перидотитами (Ustaomer, Robertson, 1993). Комплекс содержит медноколчеданное оруденение Кипрского типа – месторождения Ашикой и Бакибаба, в которых Zn и Pb содержатся лишь на уровне следов (Gruner, 1980). Медные месторождения кипрского типа - Маден (Елазаг) и Маденкой (сиирт) известны на границе Бордер Филда и Таврид (Турция). Рудовмещающие офиолиты здесь состоят из гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, верлитов и пиллоу лав и секутся комплексом диабазовых даек (Engin, 1904). Оруденение и здесь, подобно комплексу Кюре, представлено халькопирит-колчеданной рудой и не содержит цинка, свинца и золота.

Итак, Au, Pb, Zn и Cu на различных этапах преколлизийного развития распространяются следующим образом: на этапе стабильной субдукции, на начальной стадии трансформации субдуцируемой плиты Au, Pb, Zn и Cu полностью участвуют в оруденении, однако содержание золота значительно выше на начальной стадии трансформации, чем на этапе стабильной субдукции. Это объясняется интенсивностью выщелачивания золота из

сиалической коры высокотемпературными растворами на начальной стадии трансформации в результате внедрения мантийного диапира. С последующей интенсификацией рифтинга происходит спрединг сиалической коры из зоны рудообразования и здесь, в медно-цинковой руде Au и Pb участвуют лишь на уровне следов. Источником Zn и Cu в этом случае является базальтовая кора и мантия. Последующий спрединг способствует трансформации рифтинга в малоокеаническую обстановку. При этом, из ареала минерализации полностью вынесена сиалическая и базальтовая кора, и оруденение представлено медноколчеданной минерализацией, что является подтверждением мантийного источника меди.

В исследуемом районе постколлизийное оруденение расположено на Южном склоне Большого Кавказа, а также в орогенах, на территории Малого Кавказа, Ирана и Турции. Везде оно контролируется постсубдукционной трансформацией субдуцированной плиты, разломной тектоникой и связано с выплавлением из мощной сиалической коры орогенов гранитоидных интрузий. Оруденение представлено золото-медно-полиметаллической порфировой и эпитермальней золоторудной минерализацией. Оба типа руды богаты золотом и содержат комплексы редких металлов (Sb, W, Mo, Hg). Эта ассоциация редких металлов не характерна для преколлизийного оруденения за исключением молибдена, который, хотя и в подчиненном количестве, присутствует и в преколлизийных рудах (Gugushvili, 2015; 2017).

Возраст постколлизийного оруденения в исследуемом районе датируется олигоцен-миоценом. На Южном склоне Большого Кавказа и в пределах хребта постколлизийными месторождениями являются Зопхито, Лухуми, Окрила-Ачапара, Авадхара, Ахей и Ноцарула. На Малом Кавказе они представлены месторождениями Каджаран, Агарак, Зод и Мехнадзор.

Постколлизийное оруденение широко представлено и в Иране - это месторождения Харванской группы (Миверуд, Астарган, Андериан, Ганарех и Халфили). Оруденения этого типа известны и в Санандадж-Сарджанской зоне, Альборцской зоне и в Восточно-Иранском магматическом поясе (месторождения Мютех, Заршуран, Дашкесан и Ах-Дарех). Все они контролируются гранитоидными штоками олигоцен-миоценового возраста и разломной тектоникой, связаны с постколлизийным орогенезом и содержат ассоциацию редких металлов (Sb, W, Mo, Hg). Эта ассоциация наложена на преколлизийные вмещающие породы и является геохимическим индикатором постколлизийной обстановки (Gugushvili, 2015; 2017).

Генезис постколлизийного оруденения связан с внедрением мантийного материала по зонам разломов в процессе постколлизийной трансформации субдуцированной плиты. Внедрение мантийного материала обусловлено возникновением высокотемпературного теплового потока.

Высокотемпературные флюиды производили выщелачивание золота и индикаторных редких металлов из мощной сиалической коры орогенов с формированием порфировых и эпитеpmальных золоторудных и редкометальных малосульфидных месторождений (Gugushvili, 2015; 2017).

Постколлизийное оруденение исключительно богато золотом, которому сопутствует ассоциация редких металлов, индикаторов постколлизийного процесса. Широким распространением пользуются золото-редкометальные жильно-штокерковые месторождения. На Кавказе наиболее значительным месторождением этого типа является Зопхито, представленное золотосодержащими кварц-антимонитовыми жилами и штокерками содержащими 34т золота, 41223т антимонита и 39т серебра. Содержание золота в жилах 4,39г/т, серебра - 4.51г/т. Высокие содержания золота и серебра фиксируются и в околорудной зоне – 3.43г/т золота и 4.15г/т серебра. Приграничное месторождение Лухуми также состоит из кварц-антимонитовых и кварц-актинолит-реальгар-аурипигмент-арсенопиритовых золотосодержащих жил и кварц-антимонит-карбонатных и кварц-шеелитовых штокерков. Содержание золота в руде 5.10г/т, сурьмы - 6.3%. Запасы золота 14.04т, антимонита - 2580т. Золото ассоциируется со Sb и W и на рудопроявлении Окрила-Ачапара, расположенном в западной части хребта Большого Кавказа в кварц-антимонитовых, кварц-шеелитовых, кварц-полиметаллических и кварцевых жилах. Содержание золота в жилах 3-4г/т.

В Харванской группе месторождений Ирана высокие содержания золота установлены в золото-медно-полиметаллическом и малосульфидном эпитеpmальном оруденении. Золото здесь ассоциирует с редкометальным комплексом Sb, W, Mo, Hg. Геохимический фон вмещающих пород содержит 200-257ppm Cu, 88-121ppm Au, 3.0-5.7ppm Mo, 63-71ppm W, 120-157ppm Pb, 121-160ppm Zn, 7.4-10ppm Sb.

В Альборцском магматическом комплексе, в Центральном Иранском блоке и Сананджан-Сирджанской зоне Ирана золото-полиметаллическое жильное и штокерковое оруденения ассоциированы с Sb, W, Mo, Hg, как и медно-цинковые месторождения Восточно-Иранского магматического пояса: Заршуран, Алдарех, Дашкесан, Баналуд и Шахзадеханское золото-антимонитовое полиметаллическое рудное поле. Все эти месторождения контролируются олигоцен-миоценовыми гипабиссальными гранитоидными штоками и ассоциируются со Sb, W, Mo, Hg-ом (Moritz et al., 2006; Report of Geological Survey of Iran, 2007).

Постколлизийная обстановка установлена и на Малом Кавказе, в Мегри-Ордубадской магматической провинции. Здесь значительное золото-молибденовое оруденение (месторождения Каджаран и Агарак) также контролируется олигоцен-миоценовыми гранитоидными штоками и ассоциируется с Sb, W и Hg-ом. Значительные месторождения Зод и



Мехрадзор, расположенные в Севано-Акеринской зоне, представлены золото-кварц-антимонитовым оруденением, ассоциированным со Sb и W (Melikian, 1977). Они контролируются кайнозойскими гранодиорит-порфировыми штоками.

Постколлизийное золотое оруденение в ассоциации со Sb, W и Hg-ом известно в Мендересском палеозойском массиве (Западные Анатолиды). Эти месторождения Кунгурлу, Халикой и Эмерли (Yigit, 2009) контролируются кайнозойскими раздромами и зонами дробления, аналогично месторождению Ада-Тепе (Балканы; Marchev et al., 2004).

Аналогичный процесс постколлизийной минерализации широко распространен во всем мире. Наиболее значительное оруденение золота с редкометальной ассоциацией сформировалось на позднепалеозойском этапе финальной коллизии Алтайской орогенной системы в гигантских золоторунных месторождениях Тянь-Шаня - Мурунтау, Кумтор, Чалбой и др. Золотое оруденение и здесь ассоциировано со Sb, W, Mo, Hg. Запасы золота: на Мурунтау 175Moz, на месторождении Кумтор - 19Moz, на Зармитон - 11.2Moz.

Подобная ассоциация золота и редких металлов фиксируется в Томбсонском золоторудном поясе Юкона (Канада), где постколлизийное оруденение контролируется синорогенными интрузивными штоками (Main et al., 2006). Оно ассоциировано с Te, Bi, As, W Sb и содержится в штокверках кварцевых жил. Синколлизийное орогенное золотое оруденение ассоциированное с Bi, Te, W, Mo, Sn Sb, известно и в Лачландском орогене Южной Австралии (Bierlein, Mc'Knight, 2005).

## **Основные выводы**

Итак, преколлизийное и постколлизийное развитие в исследованном регионе связано с процессами субдукции и постсудукционной деформации субдуцированной плиты. Оно проявилось в вулканизме, магматизме и металлогении и контролируется на преколлизийной стадии индикацией золота и цветных металлов (Au, Cu, Zn, Pb), а на постколлизийной стадии – ассоциацией редких металлов (Sb, W, Mo, Hg).

На этапе субдукции и на начальной стадии трансформации субдуцируемой плиты в формировании оруденения участвует сиалическая, базальтовая кора и мантия с полным спектром индикаторов - Au, Cu, Zn, Pb. С интенсификацией внедрения мантийного диапира и с усилением рифтинга происходит спрединг сиалической коры из зоны рудообразования и индикаторами процесса являются Zn и Cu. С дальнейшим усилением спрединга и внедрения мантийного диапира на самый высокий уровень, из зоны оруденения происходит полный вынос также и базальтовой коры, в

результате чего формируется малоокеаническая обстановка с медноколчеданным оруденением, где единственным металлогеническим индикатором является Cu.

Процесс субдукции завершается на постколлизионном этапе, хотя в результате коллизии океана и влияния стресса, производимого Гондваной на Евразийскую окраину, на орогенном и посторогенном этапах продолжается трансформация субдуцированной плиты с проникновением мантийного материала, возникновением высокого теплового потока и активностью высокотемпературных флюидов, обусловивших выщелачивание из мощной орогенной сиалической коры золота и редких металлов (Sb, W, Mo, Hg) с формированием золото-редкометального оруденения. Этот комплекс редких металлов не характерен для преколлизионной обстановки и является индикатором постколлизионного оруденения и постколлизионной обстановки.

### **3. Синвулканическое и поствулканическое блокирование в Болнисском рудном районе в процессе верхнемеловой субдукции океана Тетис**

#### **Резюме**

Болнисский рудный район состоит из золото-медно-полиметаллических и малосульфидных золотых месторождений, локализованных в верхнемеловой вулканической серии. Он является составной частью Тетис-Евразийского металлогенического пояса, сформированного в процессе субдукции океана Тетис. Геодинамическое развитие и связанные с ним магматическая, вулканическая и гидротермальная активность, а также процессы металлогении обусловили особенности геологии Болнисского рудного района. Первая стадия субдукции началась со стабильного погружения субдуцируемой плиты в мантию, сопровождаемого известково-щелочным вулканизмом в островодужных условиях. На следующей стадии трансформация субдуцируемой плиты с сопутствующим внедрением мантийного диапира проявилась в субщелочной трахириодацитово-и трахибазальт-щелочной оливинобазальтовой вулканической деятельности. К процессам субдукции приурочены разные типы оруденения. Со стабильной субдукцией связана зональность собственно сульфидного и безсульфидного оруденений, тогда как в процессе трансформации происходит замещение безсульфидного оруденения собственно сульфидным – золото-медно-полиметаллическим. В мелу, в процессе геологического развития фиксируется синвулканическое и поствулканическое блокирование. Синвулканическое блокирование во времени и пространстве представлено двумя этапами. На первом из них внедряются интрузивные штоки, обусловившие воздымание морского дна (тюмисенс) с образованием островов (воздымание блоков). Минерализация в Болнисском районе связана именно с приподнятыми блоками. Второй этап блокирования проявился в эксплозии игнимбритов на островах и в кальдеропроседании (погружение блока). Оруденение здесь предшествовало извержению игнимбритов и кальдеропроседанию. Оно контролировалось внедрением интрузивных штоков. Характер синвулканического блокирования контролируется расположением собственно сульфидного и безсульфидного оруденения в граничащих блоках. Оруденелые блоки расположены в кальдерах и их блокирование контролируется кальдеропроседанием. После завершения верхнемеловой вулканической деятельности произошел детачмент субдуцируемой плиты, выраженный в формировании регионального разлома, разделившего Болнисский рудный район на два "гигантских" блока. Воздымание одного из них по отношению к другому равно 1200 м. Верхнесантон-кампанская вулканическая серия полностью смыта эрозией с приподнятого блока. Она сохранилась в опущенном блоке и граничит с

турон-сантонской серией приподнятого блока. Этот тип блокирования является поствулканическим, тогда как синвулканическое блокирование контролируется позднемеловой вулкано-магматической деятельностью и процессом минерализации.

В отличие от поствулканического, диапазон синвулканического блокирования не превышает 200 м, и отдельные блоки распространены на сотни м<sup>2</sup>, тогда как гигантские блоки охватывают весь Болнисский рудный район (тысячи км). Взаимоотношения синвулканических блоков и их воздымание определяются уровнем расположения собственно сульфидного и безсульфидного оруденений в соседних блоках.

**Ключевые слова:** стабильная субдукция, трансформация субдуцируемой плиты, золото-медно-полиметаллическая минерализация, субвулканическое блокирование.

## **ВСТУПЛЕНИЕ**

Болнисский рудный район является частью центрального сегмента Тетис-Евразийского пояса (рис. 1). Он состоит из золото-медно-полиметаллического, малосульфидного и безсульфидного золотого оруденения верхнемеловой сеноман-кампанской вулканической серии (рис. 2) и представлен двумя рудными узлами – Маднеульским и Бектакарским (рис. 4). Маднеульский узел (возраст 88-90 млн.лет) расположен в турон-сантонской машавнрской свите, сложенной вулканитами андезит-дацит-риолитового состава. Месторождения Бектакарского узла (возраст 79-81 млн.лет) приурочены к кампанской трахириодацитовой серии, перекрытой трахибазальт-щелочной оливинобазальтовой шоршолетской свитой (рис. 2). Эти узлы разделены региональным разломом и расположены в двух "гигантских" блоках (рис. 4).

Безсульфидное золотое оруденение Бектакарского узла связано с кварц-калишпаловыми метасоматитами. Последние замещаются золото-медно-полиметаллическим оруденением. В отличие от Бектакарского, месторождение Маднеульского узла характеризуется зональностью оруденения. Здесь золото-медно-полиметаллическое оруденение по восстанию переходит в безсульфидную зону, состоящую из кварц-халцедоновых и кварц-баритовых золотосодержащих штокверков (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). Геологическое и геодинамическое развитие в мелу, также как вулканизм и оруденение, обусловлены северовергентной субдукцией океана Тетис. В Болнисском рудном районе установлены две стадии субдукции: стабильная субдукция, без трансформации (загибание, разлом, детачмент, деламинация) погружающейся в мантию субдуцируемой

плиты. С ней связана островодужная обстановка, известково-щелочной вулканизм и золото-медно-полиметаллическое (Au, Pb, Zn, Cu) оруденение. На следующей стадии с трансформацией субдуцируемой плиты, обусловившей внедрение мантийного диапира, происходит переход вулканической дуги в задуговую обстановку. На Евразийской активной окраине трансформация проявилась в рифтинге, в шошонит-щелочнобазальт-толеитовой вулканической деятельности, в стратиморфной (VMS) медно-цинковоколчеданной минерализации. На развитом этапе задуговой обстановки в оруденении не участвуют золото и свинец, либо их содержание минимально – в зависимости от участия сиалической коры (Gugushvili, 2015; 2016; 2017).

Критерии геодинамической обстановки вулканизма контролируются петрохимическими и геохимическими индикаторами, свидетельствующими о доле мантийного влияния в процессе стабильной субдукции и трансформации субдуцируемой плиты. Взаимоотношения вулканизма и металлогении в Болнисском рудном районе детально рассматриваются в следующих публикациях (Gugushvili et al., 2002; 2014; Gugushvili, 2015; 2015; 2016; 2017).

На Маднеульском рудном узле рудосодержащие вулканиты связаны с островодужной обстановкой, тогда как на Бектакарском они контролируются начальной стадией задугового рифтинга. Здесь первый этап кампанской вулканической активности представлен трахириодацитово-вулканической серией, кварц-калишпатовым метасоматозом и безсульфидной золоторудной минерализацией, контролируемой начальной стадией задуговой обстановки. Мантийное влияние в данном случае проявилось в субщелочном вулканизме и щелочном метасоматозе. В позднем кампане мантийное влияние возрастает. Оно выявилось в сульфидной фазе оруденения, контролируемой габбро-диабазовыми штоками, секущими кварц-полевошпатовые метасоматиты. Оруденение представлено золото-медно-полиметаллической минерализацией с синрудной эпидот-цоизитовой пропилитизацией (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015; 2016; 2017). Габбро-диабазовые штоки здесь, по-видимому, являются апофизами вулканического очага, откуда происходило извержение щелочных базальтов шоршолетской свиты. Они фиксируют начальную стадию задугового рифтинга и интрузию мантийного диапира (Gugushvili, 2015; 2016).

Месторождения Бектакарского узла характеризуются высокими содержаниями золота и свинца, что объясняется значительным участием сиалической коры в процессе оруденения и высокотемпературными флюидами на начальной стадии задуговой обстановки, связанной с возбуждением мантийного диапира. Высокая температура флюидов являлась причиной интенсивного выщелачивания золота из сиалической коры на

начальных стадиях рифтинга. О высокой температуре флюидов свидетельствует синрудная эпидот-цоизитовая пропилитизация температурного уровня 350-400<sup>0</sup>С.

В порфирировых рудах Бектакарского месторождения среднее содержание золота – 5г/т, а на Маднеульском - в золото-медно-полиметаллической руде оно в среднем соответствует 0.8г/т, и синрудные метасоматиты представлены более низкотемпературной серицит-хлорит-карбонатной ассоциацией.

### **3.1. Блокирование в Болнисском рудном районе**

В Болнисском рудном районе с субдукцией связаны два этапа блокирования. Первый из них представлен синвулканическим блокированием, второй – поствулканическим, связанным с детачментом субдуцируемой плиты. Синвулканическое блокирование контролируется интрузиями гранодиоритовых штоков, тюмисенсом морского дна, образованием островов (приподнятые блоки) и кальдеропроседанием (погруженные блоки). На этапе кальдеропроседания формировались и "малые" блоки. Поствулканическое блокирование контролируется детачментом (разрывом) субдукционной плиты, проявившемся в региональном разломе, разделившим рудный район на два "гигантских" блока. Оруденение связано с приподнятыми синвулканическими блоками. Кальдеропроседание и поствулканическое блокирование являются пострудными процессами. Минерализация синхронна с образованием приподнятых синвулканических блоков. Рудообразование не связано с кальдеропроседанием и с поствулканическим блокированием ("гигантские" блоки), однако последние контролируют расположение оруденелых блоков в пространстве.

#### **3.1.1. Поствулканическое блокирование**

Оруденение в Болнисском рудном районе расположено в двух "гигантских" блоках, разделенных региональным разломом (рис. 3, 4). Оно представлено двумя рудными узлами – Маднеульским и Бектакарским. В них вулканическая деятельность (известково-щелочная риодацитовая в Маднеульском и субщелочная в Бектакарском) завершается игнимбритовыми извержениями, кальдеропроседанием и экструзией риолитов в Маднеули и трахириолитов в Бектакари. Оруденение и месторождения обоих узлов расположены в кальдерах (рис. 5). В Маднеульском рудном узле безсульфидная золоторудная минерализация, как и золото-медно-полиметаллическое оруденение, предшествовали извержению игнимбритов и кальдеропроседанию. На Бектакарском рудном узле безсульфидное

рудообразование предшествовало эксплозии игнимбритов, а золото-медно-полиметаллическая минерализация контролируется габбро-диабазовыми штоками, внедренными после извержения игнимбритов (Gugushvili, 2015; 2017). Месторождения Маднеульского узла локализованы в турон-сантонской машаверской свите (рис. 8). Маднеульский узел расположен в приподнятом "гигантском" блоке, а Бектакарский – в граничащем с ним погруженном блоке, содержащим гасандамскую и шоршолетскую свиты кампанского возраста (рис. 4). С приподнятого блока Маднеульского узла эти две свиты, также как и верхнесантонская тандзийская свита, смыты эрозией. Мощность эродированной вулканической серии 1200 м. Следовательно, Маднеульский блок по отношению к Бектакарскому приподнят на 1200 м. Региональный разлом и гигантское блокирование по-видимому связаны с позднекампанским-маастрихтским детачментом, т.е. гигантское блокирование является поствулканическим процессом. Подобное развитие описано в Панагюришском рудном районе Болгарского Среднегорья. Здесь первая фаза вулканической активности также представлена известково-щелочной вулканической серией, содержащей золото-меднопорфировое (Елатсите) и высокосульфидную (Челопеч) минерализацию возраста 91.3-92.4 млн.лет, контролируемую стабильной субдукцией и известково-щелочной вулканической деятельностью. Трансформация субдуцируемой плиты и здесь проявилась в блоковой тектонике и золото-медно-полиметаллической минерализации, датируемой 86.1-86.6 млн.лет (Moritz et al., 2004; von Quadt et al., 2005). Здесь трансформация субдуцируемой плиты проявилась в переходе островодужной обстановки в начальную стадию задугового рифтинга.

### **3.1.2.1. Синвулканическое блокирование на стадии стабильной субдукции**

В Болнисском рудном районе установлены две стадии "блокинга". Первая связана с интрузиями гранодиоритовых штоков, тюмисенсом морского дна и с возникновением островов (приподнятые блоки). На островах происходило извержение игнимбритов с последующим проседанием кальдер (погруженные блоки). Формирование приподнятых и погруженных блоков чередовалось во времени и пространстве, однако на островах не всегда происходило извержение игнимбритов, и они оставались

приподнятыми блоками в меловом море (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015).

На Маднеульском месторождении гранодиоритовый шток расположен на глубине 500 м. Возраст этого штока 88 млн. лет. Этот шток являлся проводником глубинных флюидов. Гидротермальная активность в начале проявилась в окварцевании дацитовой тефры с образованием плотного окварцованного экрана над интрузивным штоком. Флюиды, скопленные над этим экраном, обусловили серию гидротермальных взрывов и брекчирование окварцованных пород (вторичных кварцитов).

Брекчированные гидротермальными взрывами зоны сцементированы золото-медно-полиметаллической рудой. Кроме того, рудные флюиды проникали во вторичные кварциты выше брекчированных зон, формируя рассеянные порфиновые руды. По восстанию собственно сульфидные руды переходят в кварц-халцедоновые и кварц-баритовые штокверки (рис. 6, 7). Таким образом, на Маднеульском месторождении устанавливается зональность собственно сульфидных и безсульфидных руд.

Кроме того, на Маднеульском месторождении участвуют малые линзы стратиморфной барит-полиметаллической руды (рис. 8) (Migineishvili, 2005; Giali, 2013). Они контролируются ранней стадией тюмисенса морского дна, денудацией поверхности островов и формированием интраформационного слоя брекчия-конгломератов. В залегающей над этими брекчия-конгломератами тефре происходила сингенетичная стратиморфная барит-полиметаллическая и пирит-мельниковитовая (с охристым красным баритом) минерализация. Ксенолиты охристо-красного барита имеются в оруденелой эпитермальной брекчии гидротермальных взрывов, являющейся проводником эпигенетических рудных флюидов стадии эпитермально-порфирового рудообразования. Следовательно, сингенетическая минерализация на Маднеульском месторождении предшествовала эпигенетическому рудообразованию.

С последующей стадией тюмисенса связана собственно сульфидная порфировая и эпитермальная золоторудная минерализация. Позднее происходило извержение игнимбритов, завершающееся кальдеропроседанием (Gugushvili et al., 2001; 2015). На восточном фланге карьера игнимбриты латерально, вдоль разлома граничат с тефроидами, которые на карьере восточнее подстилают игнимбриты (рис. 6, 7). Кальдеропроседание фиксируется также экструзиями риолитов вокруг кальдеры, являющихся реликтами кольцевой дайки (рис. 6).

На Маднеульском месторождении собственно сульфидная и безсульфидная минерализация расположена в едином погруженном блоке. На других месторождениях Маднеульского узла сульфидное и безсульфидное оруденение находятся в соседних, граничащих друг с другом, блоках. На



приподнятых блоках установлено собственно сульфидное оруденение, тогда как безсульфидные руды полностью, либо частично смыты эрозией. В погруженных блоках безсульфидная минерализация контактирует вдоль разлома с собственно сульфидной рудой приподнятых блоков. Это дало нам возможность определить блоковую структуру на месторождениях. Все вышеотмеченное четко выражено на Цителисопельском месторождении, которое вместе с другими месторождениями и рудопроявлениями локализовано в единой кальдере (рис. 9), составляющей единое рудное поле. Здесь на месторождениях, в соответствии с расположением собственно сульфидного и безсульфидного оруденения, установлены взаимоотношения приподнятых и погруженных блоков.

На восточном блоке Цителисопельского месторождения, разделенном разломом от центрального, оруденение расположено выше уровня подземных вод, а в центральном оно локализовано под грунтовыми водами. Следовательно, золото-медно-полиметаллическое оруденение приподнятого восточного блока находится выше безсульфидного оруденения центрального блока, переходящего по восстанию в золотосодержащий безсульфидный штокверк (рис. 10).

Аналогичная ситуация установлена и на Квемоболнисском месторождении, разделенным на два блока (И.Вашакидзе, отчет по съемке 1:10 000 масштаба). В восточном блоке собственно сульфидная золото-медно-полиметаллическая руда цементирует гидротермальные брекчии во вторичных кварцитах, в западном же блоке безсульфидное эпигенетическое золотое оруденение представлено кварц-халцедоновыми и кварц-баритовыми штокверками (рис. 11). Одновременно здесь, на глубине 240-314 м (скв. 631) расположено халькопирит-пиритовое золотосодержащее (3.0г/т) оруденение (рис. 12).

Блочные структуры фиксируются также и на Тамарисском рудопроявлении Цителисопельского рудного поля. Здесь золото-медно-полиметаллическое оруденение приподнятого блока граничит вдоль разлома с серебросодержащим кварц-баритовым штокверком в погруженном блоке, и оно по-видимому эродировано с приподнятого блока.

Похожая ситуация выявлена и на других месторождениях Маднеульского рудного узла. На Баличском месторождении золото-медно-полиметаллическая минерализация приподнятого блока по разлому граничит с безсульфидной золоторудной минерализацией погруженного блока (Gugushvili, 2015).

Блокирование наблюдается на Давид-Гареджском и Катаркайском рудопроявлениях. Золото-медно-полиметаллическое оруденение и кварц-халцедоновый золотосодержащий штокверк на Катаркайском рудопроявлении и на приграничном Давид-Гареджском погруженном блоке

фиксируют различные уровни минерализации (Рис. 13). Катаркайское оруденение расположено на приподнятом блоке и здесь кварц-баритовый уровень, в основном, смыт эрозией.

### **3.1.2. Синвулканическое блокирование**

В Болнисском рудном районе установлено два этапа синвулканического блокирования. Первый связан со стабильной субдукцией и известково-щелочной вулканической деятельностью, второй - с трансформацией субдуцируемой плиты с субщелочным трахириодацитовым вулканизмом и позднее - с трахибазальтовой и щелочной оливиново-базальтовой вулканической деятельностью на ранней стадии задугового рифтинга. Оба этапа характеризуются безсульфидной эпитермальной золоторудной минерализацией и золото-меднополиметаллическим собственно сульфидным оруденением. Первый этап датируется коньяк-сантоном и представлен синхронным собственно сульфидным и безсульфидным оруденением, тогда как второй - кампанский этап характеризуется замещением золотоносных кварц-калишпатовых метасоматитов собственно сульфидной золото-меднополиметаллической минерализацией, связанной с габбро-диабазовыми интрузивными штоками.

### 3.1.2.2. Синвулканическое блокирование на стадии трансформации субдуцируемой плиты

Синвулканическое блокирование продолжалось в процессе трансформации субдуцируемой плиты. Оно фиксируется в пределах гигантского СВ блока. Трансформация началась в кампане. Первый этап ее связан с внедрением гранитоидного штока и субщелочной трахириодацитовый деятельностью (гасандамская свита) и безсульфидной золотой минерализацией в кварц-калишпатовых метасоматитах. Следующий этап связан с габбро-диабазовым магматизмом и трахибазальт-щелочным оливинобазальтовым вулканизмом (шоршолетская свита). Золото-медно-полиметаллическое оруденение контролируется габбро-диабазовыми штоками и сопутствующей оруденению эпидот-цоизитовой пропицитизацией, Оруденение и месторождения и здесь локализованы в кальдерных структурах (рис. 5). Блокирование определяется расположением безсульфидного и собственно сульфидного оруденения в соседних блоках. Этот процесс четко фиксируется на месторождениях Бектакарского узла: Имеди, Дарбази и Бектакари. На площади месторождения Имеди установлено три блока (рис. 14). Второй и третий блоки содержат, в основном, безсульфидное оруденение золота в кварц-калишпатовых метасоматитах. На глубине кое-где выявлены ответвления собственно сульфидной минерализации. На первом же SW блоке превалирует собственно сульфидное оруденение с синрудной эпидот-цоизит-актинолитовой пропицитизацией. Содержание золота в руде первого блока 5г/т, меди 0.5%, тогда как во втором и в третьем блоках в безсульфидной руде содержится 0.9-1.2г/т золота на фоне содержания полиметаллов не более сотых долей процента. Примечательно, что во втором блоке, на глубине 154-171 м скважина ТМ ДН – 001 сечет собственно сульфидное оруденение, содержащее 5 г/т золота и 0.12-0.15% меди. Наличие собственно сульфидной руды на глубине во втором блоке, под безсульфидной рудой, подтверждает блоковую структуру на этом объекте. Аналогичная блоковая структура выявлена на соседнем месторождении Дарбази (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). Таким образом, расположение безсульфидной и собственно сульфидной минерализации между соседними блоками на различных уровнях, а также эрозия верхней части приподнятых блоков позволяют определить специфическое блокирование, несмотря на то, что здесь отсутствует синхронная зональность собственно сульфидного и безсульфидного рудообразования.

Блоковая структура выявлена и на Бектакарском месторождении (рис. 15), расположенном в нижнегасандамской свите, перекрывающей верхнесантонскую тандзийскую свиту андезит-базальтового состава.

Нижнегасандамская свита представлена трахириодацитовыми туфами и перекрыта межформационным слоем брекчия-конгломератов (рис. 15), формирование которых связано с внедрением гранитоидного штока, с тьюмисенсом морского дна и воздыманием острова (приподнятый блок). Трахириодацитовые туфы изменены и преобразованы под воздействием щелочно-карбонатных растворов (флюидов) в кварц-калишпатовые метасоматиты. Денудация поверхности острова проявилась в формировании слоя брекчия-конгломератов, которые, как и расположенные под ними проводники рудных растворов - зоны взрывных брекчий, подверглись золото-медно-полиметаллической цементации (рис. 5). Слой брекчия-конгломератов перекрыт верхнегасандамской свитой, состоящей из неизмененных трахириодацитовых туфов.

Площадь Бектакарского месторождения разделена разломом на два блока (рис. 15). Описанное геологическое строение относится к восточному блоку, тогда как в западном блоке обнажена лишь залегающая над верхнесантонской тандзийской свите нижнегасандамская свита, представленная кварц-калишпатовыми метасоматитами. Слой межформационных брекчия-конгломератов и верхнегасандамская свита полностью смыты эрозией. В западном блоке, приподнятом по отношению к восточному, на глубине подсечены габбро-диабазовые штоки и жилы. С последними связано золото-медно-полиметаллическое оруденение с сопутствующей синрудной эпидот-цоизитовой пропицитизацией, наложенной как на габбро-диабазовые штоки, так и на вмещающие кварц-калишпатовые метасоматиты. Габбро-диабазовые штоки и жилы являются апофизами вулканического очага, извергавшего щелочные оливиновые базальты шоршолетской свиты (Gugushvili, 2015). Здесь также установлены жилы щелочных оливиновых базальтов – предполагаемые жерла вулканов шоршолетской свиты (Gogoladze, 1999). Габбро-диабазовые и щелочно-оливинобазальтовые штоки являлись проводниками высокотемпературных гидросульфидных флюидов, обусловивших собственно сульфидное оруденение Бектакарского месторождения. Итак, на Бектакарском месторождении проявились две стадии флюидной активности. Первая связана с внедрением гранитоидных штоков, а вторая - с габбро-диабазовыми штоками, к которым приурочена активность гидросульфидных флюидов и собственно сульфидная минерализация. Эти две стадии разделены во времени и золото-медно-полиметаллическая минерализация наложена на кварц-калишпатовые метасоматиты с безсульфидным золотом. Габбро-диабазовые штоки секут трахириодацитовую серию нижнегасандамской свиты. На месторождениях же Маднеульского рудного узла золото-медно-полиметаллическая минерализация синхронна с безсульфидным

эпигенетическим золотым оруденением и здесь фиксируется зональность собственно сульфидных и безсульфидных руд.

Итак, на Бектакарском месторождении выявлены две стадии блокирования. Первая связана с внедрением гранитоидных штоков, тюмисенсом морского дна и формированием острова; вторая – с блокированием уже после безсульфидной минерализации и с разделением площади месторождения на два блока: западный и восточный. С приподнятого западного блока в тефру верхнегасандамской свиты сыпались обломки (ксенолиты) кварц-калишпатовых метасоматитов. С западного блока смыты эрозией как интраформационные брекчия-конгломераты, так и полностью верхнегасандамская свита (рис. 15). Западный блок состоит лишь из нижнегасандамской свиты, расположенной на верхнесантонской тандзийской свите.

Блокирование происходило и на Сакдрисском месторождении (рис. 16), расположенном в NE "гигантском" блоке в приграничной зоне с региональным разломом. В отличие от других месторождений Бектакарского рудного узла здесь намечается тенденция зональности собственно сульфидной и безсульфидной руды. Безсульфидная минерализация здесь представлена сереброродержащими кварц-баритовыми и золотоносными кварц-халцедоновыми штокверками. Золото-медно-полиметаллическому оруденению сопутствует синрудная эпидот-цоизитовая пропилитизация и намечается температурная зональность. Температуры образования кварц-баритовых жил соответствуют 100-140<sup>0</sup>С, кварц-халцедоновых штокверков 240-250<sup>0</sup>С, а температура формирования золото-медно-полиметаллической минерализации и сопутствующей эпидот-цоизитовой пропилитизации 350-400<sup>0</sup>С (Gugushvili et al., 2014; Gugushvili, 2015). Измерения температур проведены на основании метода гомогенизации и декрипитизации газово-жидких включений (аналитик Р.А.Ахвледиани).

Безсульфидное золотое оруденение содержится и в околорудной зоне кварц-халцедоновых штокверков, представленной иллит-гидробиотит-сидеритовой ассоциацией. Собственно сульфидному оруденению здесь сопутствует эпидот-цоизитовая пропилитизация, а сульфидное оруденение Маднеульского месторождения сопровождается хлорит-серицит-карбонатным синрудным изменением. Синрудная высокотемпературная пропилитизация на Сакдрисском месторождении участками наложена и на гидрослюдисто-сидеритовые околорудные метасоматиты кварц-халцедоновых штокверков.

Собственно сульфидные руды Бектакарского узла характеризуются высоким содержанием золота (в среднем 5г/т), в то время как на Маднеульском месторождении среднее содержание золота не превышает 0.8г/т. Сакдрисское месторождение расположено в приконтактной зоне

регионального разлома; содержание золота здесь 4-5ppm, хотя иногда достигает 20г/т, а в одном случае даже и 189г/т. Возможно, золото-медно-полиметаллическое оруденение и в этом случае контролируется габброидными штоками, с которыми на соседнем с Сакдриси-Дарбазском месторождении связана собственно сульфидная минерализация (Gugushvili et al., 2014). Однако этот вывод должен быть проконтролирован дальнейшими исследованиями. На месторождениях Бектакарского узла безсульфидная золоторудная минерализация связана с активностью щелочно-карбонатных растворов, тогда как формирование золото-медно-полиметаллической руды обусловлено воздействием слабокислых флюидов, содержащих гидросульфидные комплексы (Gugushvili, 2016). Транспортировка золота щелочно-карбонатными и гидросульфидными растворами и физико-химические условия его осаждения основаны на химическом моделировании взаимодействия флюидов и рудовмещающих пород (Mernagh, Bierlein, 2008), что подтверждается на золоторудных месторождениях, в том числе и на примере Болнисского рудного района.

### **Дискуссия и выводы**

В Болнисском рудном районе проявилась преколлизийная стадия развития, характерная для Евразийской активной окраины. Этапы стабильной субдукции и трансформации субдуцируемой плиты контролируются разными проявлениями вулканической и гидротермальной деятельности и особенностями металлогении. Одновременно геологическое развитие региона характеризуется процессами блоковой тектоники. Болнисский рудный район разделен региональным разломом, связанным с поствулканическим детачментом субдуцируемой плиты, на два "гигантских" блока, тогда как малое блокирование является синвулканическим процессом, сопутствующим формированию меловой вулканической серии. Первая стадия блокинга связана с внедрением гранитоидных штоков, тюмисенсом дна мелкого мелового моря и с воздыманием островов (приподнятые блоки). На островах, в субаэральных условиях происходили извержения игнимбритов, завершающиеся кальдеропроседанием, обусловившим проседание блоков. Итак, синвулканическое блокирование в мелу контролировалось во времени и пространстве: внедрение интрузивных штоков, тюмисенс и воздымание островов предшествовали игнимбритовым извержениям и кальдерообразованию.

В Болнисском рудном районе стабильная субдукция и связанные с ней островодужный (VAG) магматизм, вулканизм, гидротермальная активность и рудообразование датируются сеноман-сантоном; трансформация субдуцируемой плиты началась в кампане. На стадии трансформации плиты

вулканизм, магматизм и гидротермальный процесс контролируются масштабом мантийного влияния, с которым связан переход островодужной обстановки в начальную стадию задугового рифтинга. На этом этапе продолжается тьюмисенс, воздымание островов, игнимбритовый вулканизм и кальдеропроседание, однако известково-щелочной вулканизм стабильной субдукции сменяется щелочной вулканической деятельностью и безсульфидной золоторудной минерализацией, связанной с кварц-калишпатовым метасоматизмом и внедрением габбро-диабазовых интрузивных штоков, контролирующих золото-медно-полиметаллическое оруденение, наложенное на кварц-калишпатовые метасоматиты. При этом, на стадии стабильной субдукции собственно сульфидная и безсульфидная минерализации синхронны и характеризуются зональностью (Gugushvili, 2015; 2016; 2017).

В Болнисском рудном районе месторождения турон-сантонского и кампанского возраста расположены в структурах кальдеропроседания и характеризуются пострудным блокированием. На некоторых месторождениях, связанных со стабильной субдукцией, собственно сульфидное и безсульфидное оруденения расположены в приграничных блоках. Приподнятые и погруженные блоки четко фиксируются в турон-сантонских месторождениях Цителисопели, Квемо Болниси и на рудопроявлениях Давид-Гареджи, Катаркая, Баличи и Тамариси. Собственно сульфидные руды приподнятых блоков граничат с безсульфидной минерализацией на погруженных. Последние на глубине переходят в собственно сульфидное оруденение. Аналогично, в кампанских месторождениях, контролируемых трансформацией субдуцируемой плиты, собственно сульфидное и безсульфидное оруденения расположены в граничащих друг с другом блоках, что подтверждает характер блокинга на примерах кампанских месторождений Бектакари, Дарбази и Имеди. Следовательно, определение уровня минерализации в приграничных блоках является весьма важным для планирования бурения и поисков в Болнисском рудном районе.

Развитие процессов во времени и пространстве в их взаимосвязи с трансформацией субдуцируемой плиты и мантийным влиянием выявляет следующую последовательность. Трансформация субдукционной плиты началась в раннем кампане и проявилась в двух стадиях. Первая из них характеризуется субщелочным и щелочным вулканизмом, кварц-калишпатовым метасоматозом и безсульфидной золотой минерализацией. Следующая позднекампанская стадия проявилась в трахибазальтовой и щелочной оливиново-базальтовой вулканической деятельности, в золото-медно-полиметаллическом оруденении, высокотемпературной эпидот-цоизитовой пропилитизации, контролируемой габбро-диабазовой

интрузивной активностью. Собственно сульфидное оруденение наложено на кварц-калишпатовые метасоматиты. На Бектакарском месторождении сульфидная руда цементирует как интраформационные брекчия-конгломераты, так и зоны гидротермальных эксплозивных брекчий в кварц-калишпатовых метасоматитах, являющихся проводниками рудоносных флюидов. В отличие от Бектакарского, на Маднеульском месторождении связанная со стабильной субдукцией собственно сульфидная и безсульфидная минерализация является синхронным процессом с характерной зональностью, тогда как на Бектакарском – собственно сульфидное оруденение наложено на кварц-калишпатовые метасоматиты с безсульфидным золотом. Минерализация здесь проявилась в двух стадиях. Первая связана с активностью щелочно-карбонатных флюидов с формированием кварц-калишпатовых метасоматитов, а вторая – со слабокислыми высокотемпературными гидросульфидными растворами. Распад золотосодержащих гидросульфидных комплексов обусловил золото-меднополиметаллическую минерализацию с синрудной высокотемпературной пропилитизацией. Трансформация субдуцируемой плиты продолжалась до позднего кампана и до формирования щелочно-оливиново-базальтовой серии. Однако, здесь не проявился интенсивный рифтинг с сопутствующим VMS оруденением. Вероятно, трансформация плиты прекратилась на начальной стадии задугового рифтинга. Детачмент субдуцируемой плиты позднее выразился в региональном разломе, разделившем Болнисский рудный район на два "гигантских" блока. Вдоль разлома SE блок был приподнят на 1200 м с денудацией верхнесантонской – тандзийской и кампанской – гасандамской и шоршолетской свитами. Их общая мощность превышает 1200 м. Лишь турон-сантонская машаверская свита не была смыта эрозией. На NW "гигантском" блоке гасандамская и шоршолетская свиты не затронуты эрозией. В процессе синвулканического блокирования блоки приподняты лишь на 200 м и их площадь не превышает сотни м<sup>2</sup>, тогда как площадь "гигантских" блоков достигает тысячи квадратных километров.

\* \* \*

Итак, в регионе Болнисского рудного района магматическая деятельность, вулканизм и металлогения, а также "блокинг" обусловлены процессом субдукции. На этапах стабильной субдукции и трансформации субдуцируемой плиты, в островодужной и задуговой обстановках происходило синвулканическое блокирование района во времени и пространстве. На первом этапе внедрение интрузивных штоков вызвало воздымание морского дна и образование островов (приподнятые блоки). Па



островах, в субаэральных условиях происходило извержение игнимбритов, завершающееся кальдеропроеданием (погруженные блоки). Процесс рудообразования связан с внедрением штоков и с формированием приподнятых блоков. Штоки служили проводниками глубинных рудных флюидов. Извержение игнимбритов и кальдеропроедание являлись пострудными процессами, однако во время кальдерообразования продолжалось блокирование рудных зон в малые блоки. В конце мела, на стадии завершения вулканической деятельности, начинался связанный с детачментом субдуцируемой плиты поствулканический блокинг, обусловивший формирование регионального разлома, разделившего Болнисский рудный район на два "гигантских" блока. Оруденение, связанное с этапом синвулканического блокинга, расположено в двух "гигантских" блоках, представленных в виде Маднеульского и Бектакарского рудных узлов. Возраст оруделения Маднеульского узла – 88-90 млн.лет, а Бектакарского – 79-81 млн.лет. Маднеульский узел расположен в турон-сантонской вулканической серии приподнятого "гигантского" блока, Бектакарский же – в кампанской вулканической серии погруженного блока. Кампанские вулканы и оруденение денудированы с гигантского блока, содержащего Маднеульский рудный узел. Анализ пострудного синвулканического и поствулканического блокинга и расположения оруденения в приграничных блоках имеет большое значение для планирования поисково-разведочных работ и бурения в Болнисском рудном районе.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Формирование западного сегмента Евразийского металлогенического пояса связано с фанерозойской северовергентной субдукцией океана Тетис под Евразийскую активную окраину на преколлизийном этапе и с замыканием океана в результате конвергенции Евразии и Гондваны - на постколлизийном этапе. Геодинамика процесса отражена в особенностях вулканизма, магматизма и металлогении, характерных для разных этапов субдукции и для постсубдукционного периода постколлизийной обстановки. Этапы субдукции определяются вулканологическими, петрологическими, геохимическими и металлогеническими индикаторами, отражающими участие сиалической и базальтовой коры и мантии в зоне вулканизма и рудообразования. Источником Au и Pb является сиалическая кора, источником Zn - базальтовая, а источником Cu - мантия.

Со стабильной субдукцией связана островодужная обстановка, известково-щелочной базальт-андезит-риодацитовый вулканизм и золото-меднополиметаллическая минерализация с ассоциацией Au, Pb, Zn и Cu,

являющейся металлогеническим индикатором данной обстановки, определяемой участием сиалической, базальтовой коры и мантии.

С начальной стадией трансформации субдуцируемой плиты и внедрением мантийного диапира связан начальный этап задугового-интрадугового рифтинга, субщелочной трахириодацитовый-шошонитовый вулканизм и золото-полиметаллическая минерализация с металлогеническими индикаторами (Au, Pb, Zn и Cu). На этой стадии в процессе вулканизма и рудообразования все еще участвует сиалическая кора - источник золота и свинца.

На следующем этапе, с усилением трансформации и интенсификации внедрения мантийного диапира на более высокий уровень, с усилением рифтинга связан спрединг сиалической коры из зоны вулканизма и рудообразования. Вулканизм здесь в основном толеитовый, и он является вулканологическим индикатором данной обстановки, металлогенические же индикаторы представлены Zn и Cu.

С дальнейшим усилением трансформации субдуцируемой плиты с внедрением мантийного диапира на самый высокий уровень, интенсивный спрединг приводит к интенсивному выносу и базальтовой коры из зоны оруденения и к трансформации задугового рифта в малоокеаническую обстановку с офиолитовым вулканизмом, дунит-перидотитовым магматизмом, с серпентинизацией - вулканологическими и петрологическими индикаторами океанической обстановки, а также к формированию медноколчеданного оруденения, характеризующегося единственным металлогеническим индикатором, представленным медью, источником которой является мантия.

Описанные в исследованном районе обстановки прослеживаются во времени и пространстве как вдоль погружения субдуцируемой плиты, так и по латерали и по восстанию вплоть до замыкания океана Тетис в олигоцен-миоцене.

На постколлизиионном этапе геодинамического развития субдукция завершена, однако продолжается трансформация субдуцируемой плиты в результате конвергенции и давления Гондваны на Евразию. По возникшим разломам и зонам дробления в мощную посторогенную сиалическую кору проникают высокотемпературные флюиды и выщелачивают из нее золото и редкие металлы (Sb, W, Mo, Hg), формируя порфировые и эпигенетические оруденения золота. Как порфировые, так и эпигенетические руды содержат ассоциации редких металлов, проникающих в околорудные зоны и за их пределы во вмещающие породы. Данная ассоциация является геохимическим и металлогеническим индикатором постколлизиионной обстановки. Постколлизиионные оруденения характеризуются исключительно высоким содержанием золота как в исследованном районе, так и в других регионах

мира. Таковыми являются постколлизийные гигантские золоторудные месторождения группы Мурунтау (Тянь-Шань), месторождения Томбстонской группы Юкон (Канада) и золоторудные месторождения Западно-Лачланского орогена (Южная Австралия). Все они ассоциируются с редкометальным комплексом (Sb, W, Mo, Hg).

На примере Болнисского рудного района синвулканическое и поствулканическое блокирование также связано с субдукцией и с трансформацией субдуцируемой плиты. Синвулканическое блокирование обусловлено тьюмисенсом морского дна в мелком меловом море, происходящим в результате внедрения интрузивных гранодиоритовых штоков с образованием островов (приподнятые блоки). На островах, в субаэральных условиях происходило извержение игнимбритов, завершающееся кальдеропроседанием (погруженные блоки). Рудообразование связано с гранодиоритовыми штоками на приподнятых блоках. Оно предшествовало игнимбритовому вулканизму и кальдеропроседанию, процесс которого способствовал образованию малых оруденелых блоков внутри кальдерных структур. Синвулканическое блокирование происходило как на стадии стабильной субдукции, так и на этапе трансформации субдуцируемой плиты. Однако завершение вулканической деятельности в Болнисском рудном районе в позднем мелу знаменуется детачментом субдуцируемой плиты с возникновением регионального разлома, разделившего Болнисский рудный район на два "гигантских" блока, в которых расположено два рудных узла - Маднеульский и Бектакарский. Блок с Маднеульским рудным узлом был приподнят на 1200 м над Бектакарским. Возраст рудовмещающих вулканитов Маднеульского узла турон-сантонский, он вдоль разлома контактирует с кампанскими рудовмещающими вулканитами Бектакарского узла. С блока Маднеульского узла денудирована кампанская вулканическая серия с мощностью в 1200 м. Следует отметить, что с поствулканическим блокированием рудообразование не связано. Оно контролируется синвулканическими блоками, находящимися внутри "гигантских" блоков, площадь которых достигает сотен км<sup>2</sup>, тогда как площадь малых блоков, приподнятых лишь на 200 м, не превышает сотни м<sup>2</sup>.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования финансировались Национальным фондом Шота Руставели (Проект 81/9 152/14). Авторы благодарят коллег Института геологии Тбилисского Гос. Университета и сотрудников группы Маднеульской компании за участие в полевых работах, дискуссии и сотрудничество. Мы благодарны также доктору геол.-мин наук Д.П. Закарая за редактирование текста, а также Е. Гугушвили и Р. Чагелишвили за участие в исследованиях.

Figures

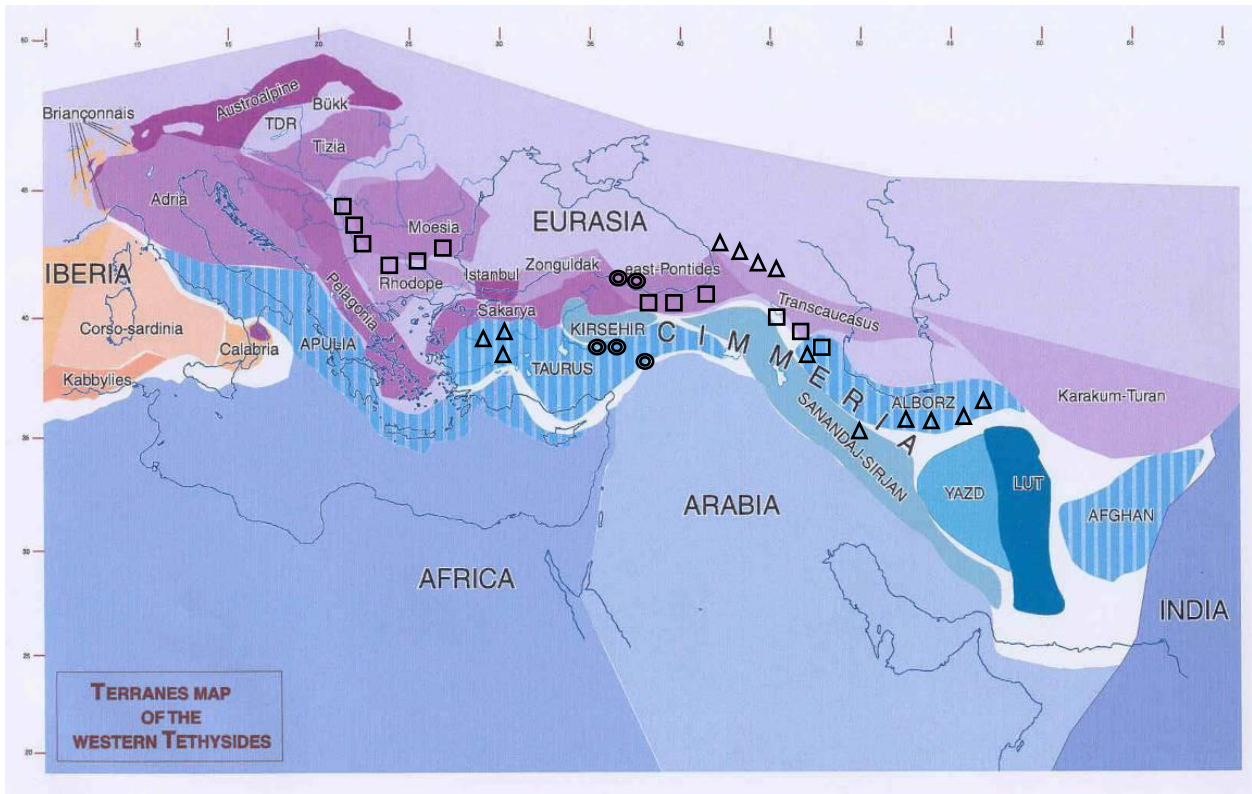


Fig.1. Map of the Western Tethysides (Stampfli et al. 2001)

minor ocean, backarc, marginal sea vms mineralization



subduction related porphyry, epithermal and kuroko type mineralization



postcollision orogenic and intrusive related lode and porphyry mineralization

ნახ. 1. დასავლეთ ტეთისის რუკა (Stampfli et al., 2001) და მეტალოგენიის განზოგადებული სქემა

Рис. 1. Карта Западных Тетисид (Stampfli et al., 2001) и обобщенная схема металлогении

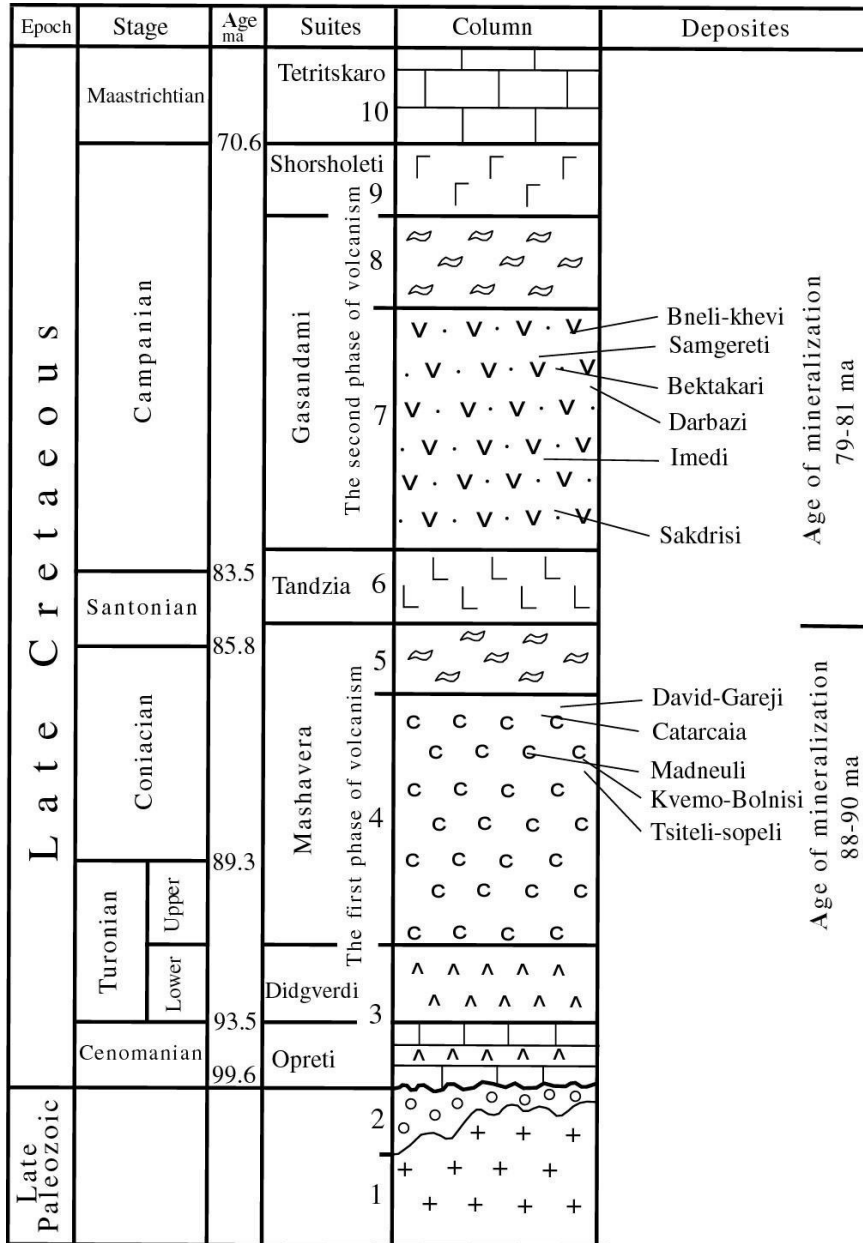


Fig. 2. Lithostratigraphic column of the Bolnisi ore district (after Sh. Adamia)

1. Paleozoic crystalline substratum. 2. Intraformation conglomerates. 3. Cenomanian-Turonian Opreti and Didgverdi suites – alternation of rhyo-dacite, andesite tuffs and limestones. 4-5. Turonian-Lower Santonian Mashavera suite – rhyodacite tuffs, hyaloclastites tephroids, lava flows (4) and ignimbrites (5). 6. Upper Santonian-Campanian Tandzia suite – andesite-basalts and their tuffs. 7-8. Campanian Gasandami suite - alternation of rhyolitic and rhyodacitic tuffs, volcano-sedimentary rocks and marls (7) ignimbrites (8). 9. Campanian Shorsholeti suite - alkali-olivine basalts and andesite-basalts. 10. Maastrichtian Tetrtskaro suite - limestones

ნახ.2. ბოლნისის მადნიანი რაიონის ლითოსტრატოგრაფიული სვეტი, შ. ადამიას მიხედვით.

Рис.2. Литостратиграфическая колонка Болнисского рудного района, по Ш.А. Адамия

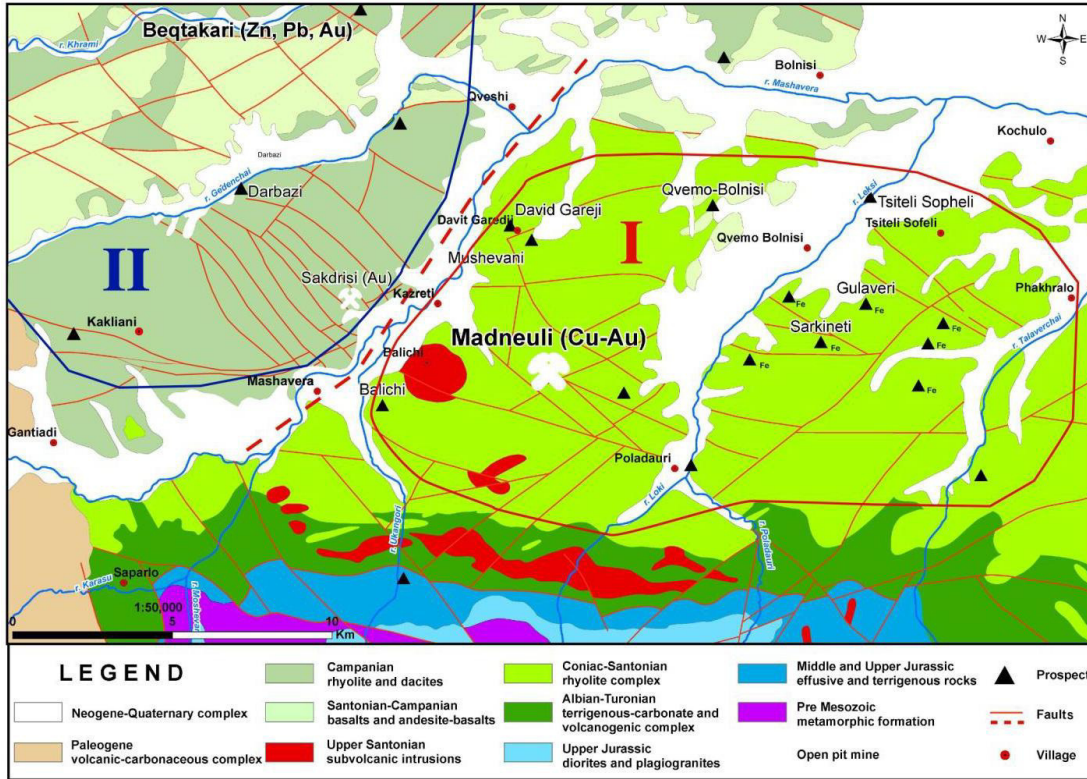


Fig. 3. Geological map of Bolnisi ore district (according Vashakidze, Gudushauri, 2006; Popkhadze et al., 2013). I Madneuli cluster, II Beqtakari cluster.

ნახ.3. ბოლნისის მადნეული რაიონის გეოლოგიური რუკა.

Рис.3. Геологическая карта Болнисского рудного района.



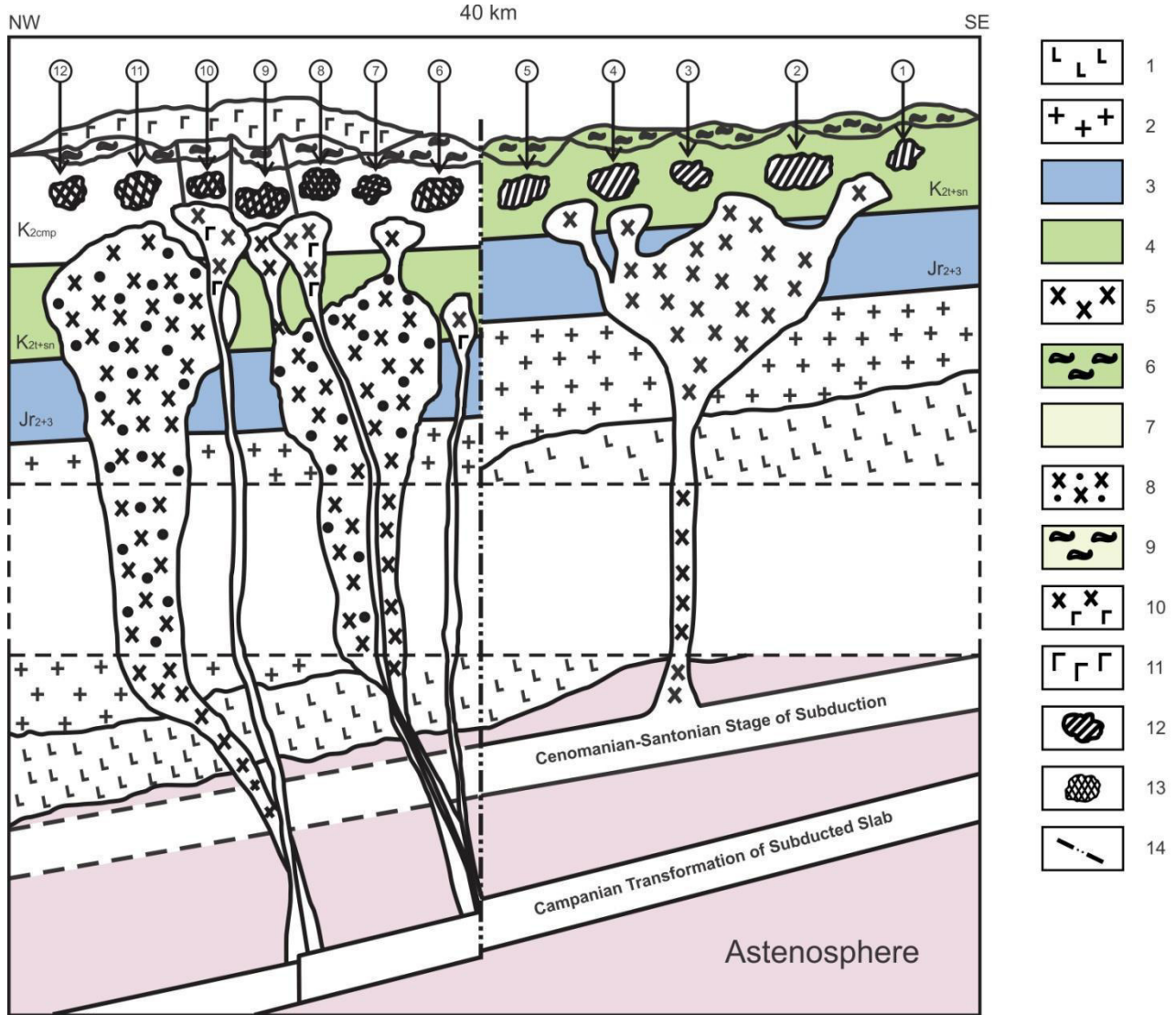


Fig. 4. Cretaceous stage of geodynamic development Deposits of Madneuli ore cluster (1-5): 1) Tamarisi, 2) Tsitelsopeli, 3) Kvemo Bolnisi, 4) Madneuli, 5) David Garedji; Deposits of Becktakari ore cluster (6-12): 6) Sakdrisi, 7) Imedi, 8) Darbazi, 9) Becktakari, 10) Samgereti, 11) Bneli-Khevi, 12) Grma-Khevi.

1 - Basaltic crust, 2 - Paleozoic granite-metamorphic substratum, 3 - Andesite-basaltic series of the Middle and Upper Jurassic, 4 - Turon-Coniacian Rhyodacitic volcanic series, 5 - Turon-Coniacian VAG, granodioritic intrusives, 6 - Lower Santonian ignimbrites, 7 - Campanian rhyodacite volcanites, 8 - Campanian ORG granodioritic intrusive, 9 - Campanian ignimbrites, 10 - Campanian gabbro-diabase intrusives, 11 - Campanian alkali olivine basalts (Shorsholeti suite), 12 - Madneuli cluster's deposits, 13 - Gasandami cluster's deposits, 14 - faults

ნახ.4. ბოლნისის მადნიანი რაიონის გეოდინამიკური განვითარების ცარცული ეტაპი.

Рис.4. Меловой этап геодинамического развития Болнисского рудного района.

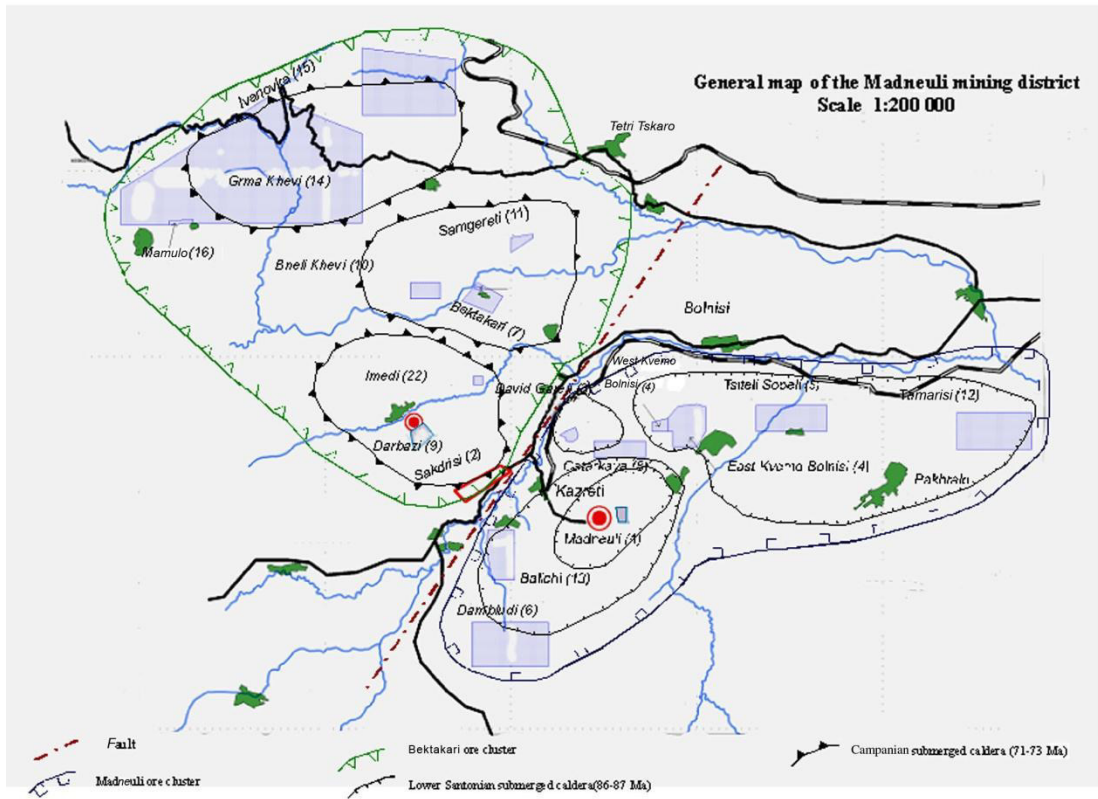


Fig.5. General map of the Bolnisi mining district. Scale 1:200 000.

ნახ.5.ბოლნისის მადნეული რაიონის ზოგადი რუკა./

Рис.5. Общая карта Болнисского рудного района.



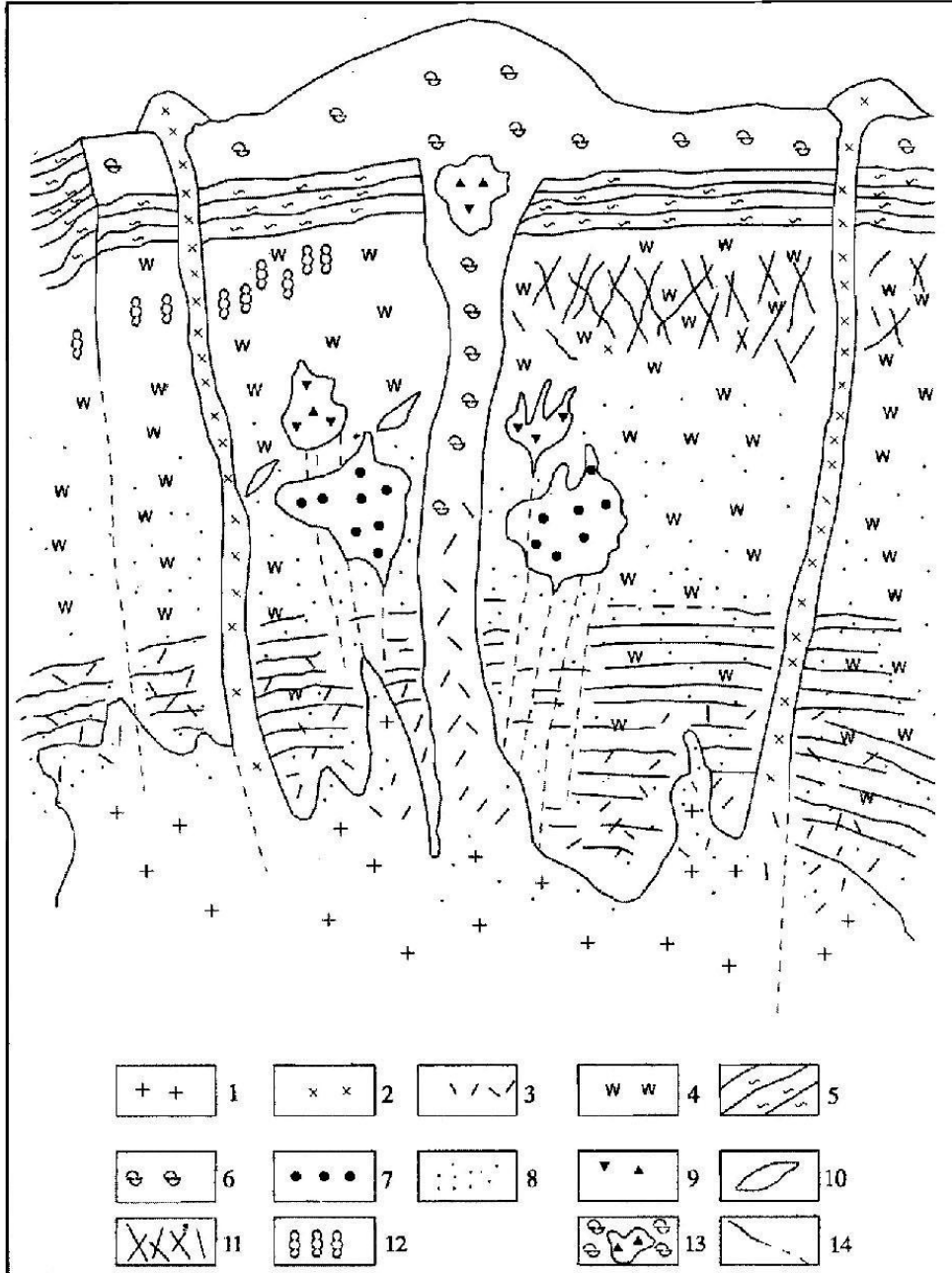


Fig.6. Cross section of Madneuli deposit.

1.Granodiorite intrusive, 2. Rhyolite extrusive dome, 3.Sericitization, 4.Silicification, 5.Argillitization, 6. Ignimbrite, 7.Gold-copper-porphyrus ore in hydrothermal breccia, 8. Gold-copper-porphyrus disseminated poor ores,9.Gold-barite base metal ores (in veins and hydrothermal breccia), 10. Copper-zinc ores, 11.Goldbearing nonsulfide gold mineralization in quartz-chalcedony veins and stockworks, 12. Nonsulfide gold mineralization in the quartz-barite veins and in cement of brecciated quartzites, 13. Xenolith of base metal ore in volcanic gorge, 14.Faults.

ნახ.6. მადნეულის საბადოს კრილი.

Рис.6. Разрез Маднеульского месторождения.

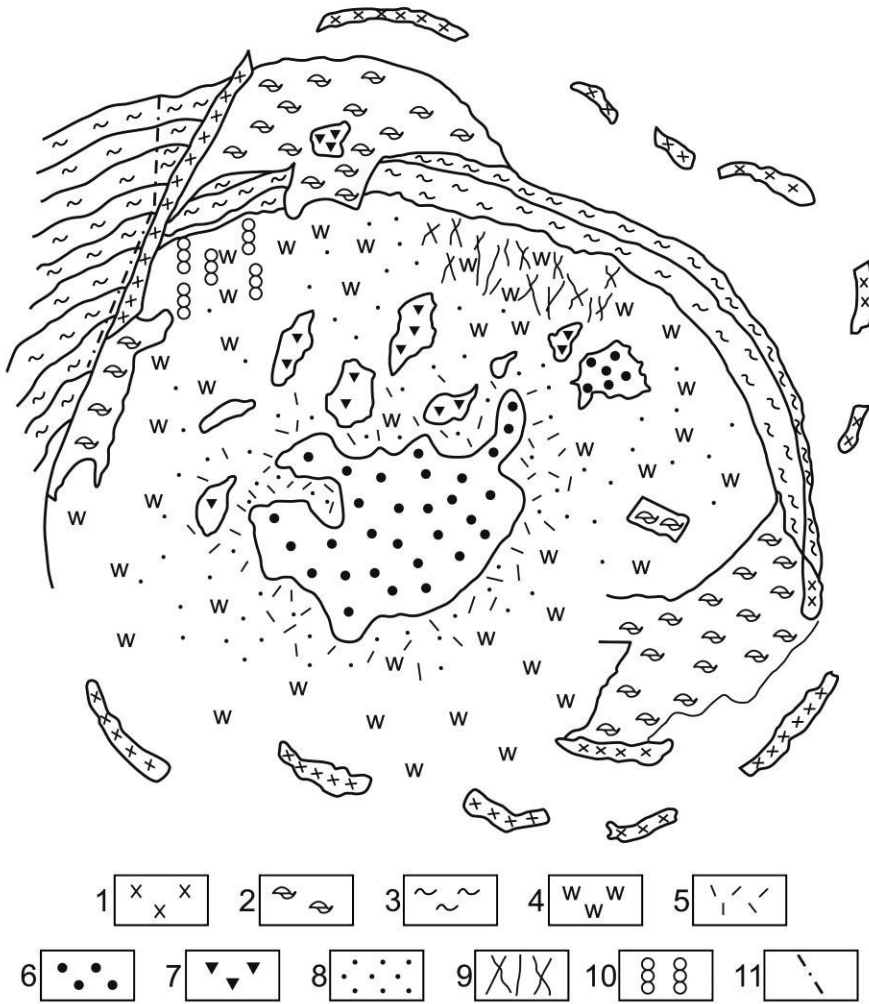


Fig. 7. Geological map of the Madneuli deposit (open pit). Scale 1:10 000

1-Rhyodacite extrusive, 2-Ignimbrites, 3-Argilitized tuffs, 4-Silicification, 5-Chlorite-sericite-carbonate synore alteration, 6-Gold-copper-pyrite mineralization, 7-Gold-barite base metal ores, 9-Goldbearing quartz-chalcedony stockworks, 10-Goldbearing quartz-barite stockworks, 11-Faults.

ნახ.7. მადნეულის საბადოს (კარიერი) გეოლოგიური რუკა.

Рис.7. Геологическая карта Маднеульского месторождения (карьер).

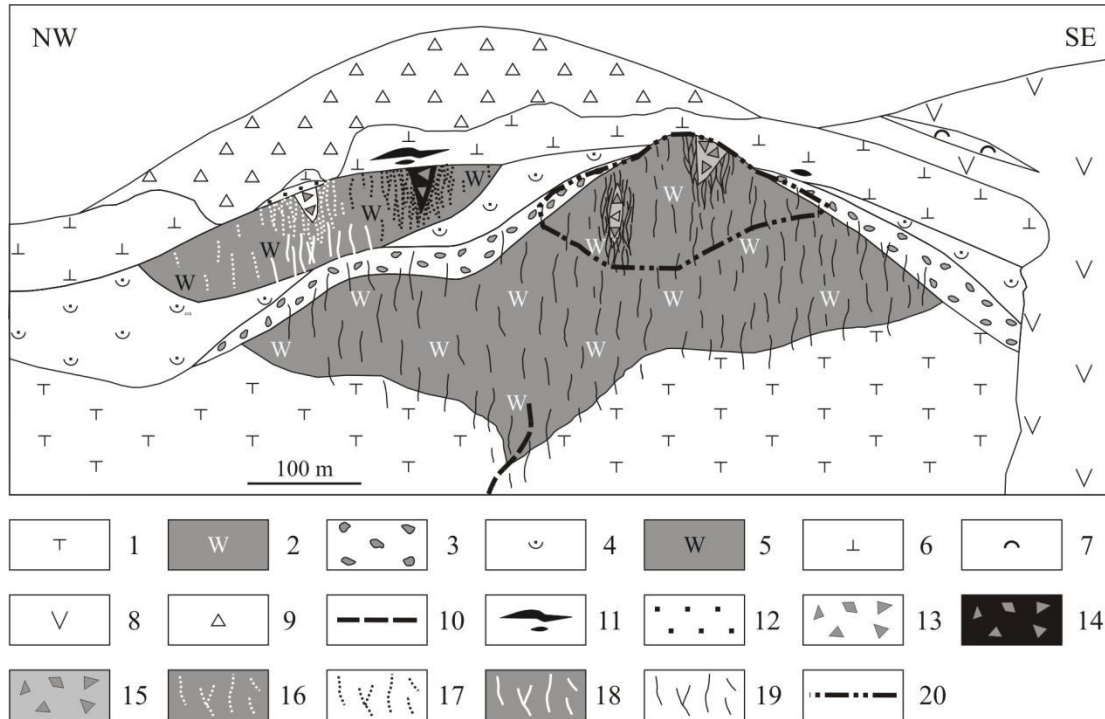


Fig. 8. An idealized section through the Madneuli deposit (Migineishvili, 2005)

1 – Tuff of the first package; 2 – Lower silica-rich body; 3 – Breccia-conglomerate of the second package; 4 – Tuff of the third package; 5 – Upper silica-rich body; 6 – Tuff of the fourth package; 7 – Tuff of the fifth package; 8 – Extrusive body; 9 – Ignimbrite; 10 – Inferred fault; 11-12 – Syngenetic stratiform ores: 11 - Barite-sphalerite-pyrite; 12 – Quartz-barite; 13-15 – Epigenetic breccia ores: 13 – Quartz-barite; 14 – Barite-sphalerite-pyrite; 15 – Quartz-pyrite-chalcopyrite; 16-19 – Epigenetic vein-disseminated ores: 16 – Quartz-barite; 17 - Barite-sphalerite-pyrite; 18 – Chalcopyrite-sphalerite; 19 – Quartz-pyrite-chalcopyrite; 20 – Contour of oxidized ores.

ნახ.8. მადნეულის საბადოს იდეალიზირებული ჭრილი (მიგინეიშვილი, 2005).

Рис.8. Схематический разрез Цителисопельского кальдеропроседания.

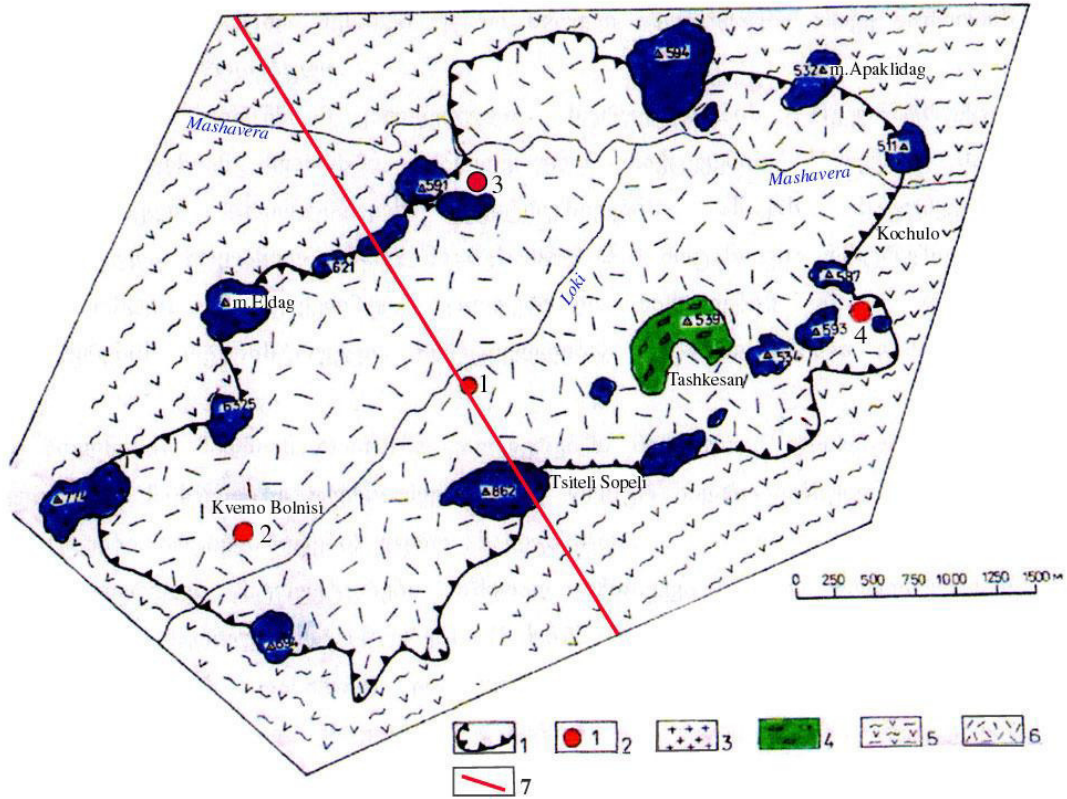


Fig. 9 Schematic map of Tsiteli-Sopeli calderone subsidense

1 - Border of calderone subsidense, 2 - Ore deposits, 3 - Rhyolite extrusive domes, 4 - Agglutinate, 5 - Ignimbrite, 6 - Alluvium, 7 – Fault.

ნახ.9. წითელი სოფლის კალდერული ჩაქცევის სქემატური რუკა.

Рис.9. Схематическая карта Цителисопельского кальдеропроедания.

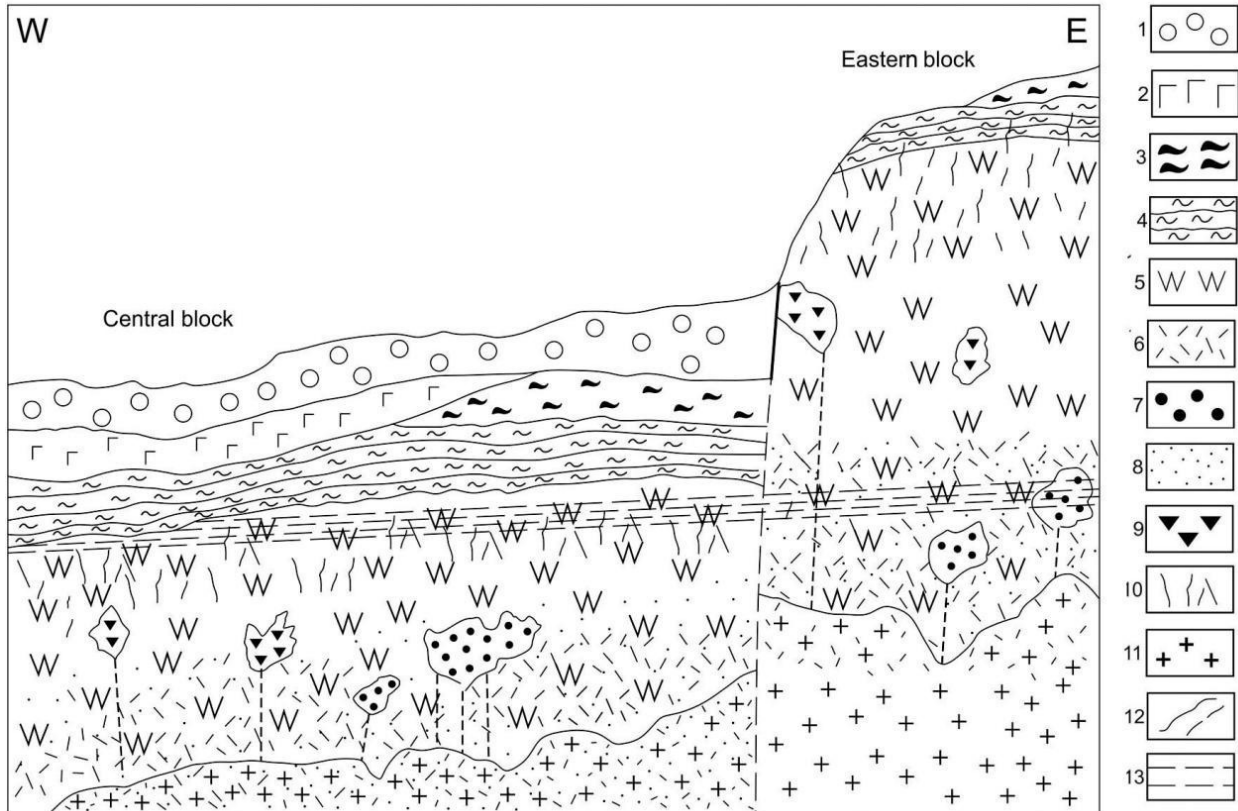


Fig. 10. Schematic section of Tsiteli Sopeli deposit

1- Alluvium, 2 - Quaternary dolerites, 3 - Ignimbrites, 4 - Argillized tuffs, 5 - Silicification, 6 - Sericitization, 7 - Gold-copper-pyrite mineralization in hydrothermal breccia, 8 - Gold-copper-porphyry mineralization, 9 - Gold-basemetal mineralization in hydrothermal breccia, 10 - Goldbearing quartz-chalcedony stockworks, 11 - Granodiorite (VAG) intrusive, 12 - Faults, 13 - Level of underground water

ნახ.10. წითელი სოფლის სქემატური კრილი.

Рис.10. Схематический разрез Цители Сопельского месторождения.

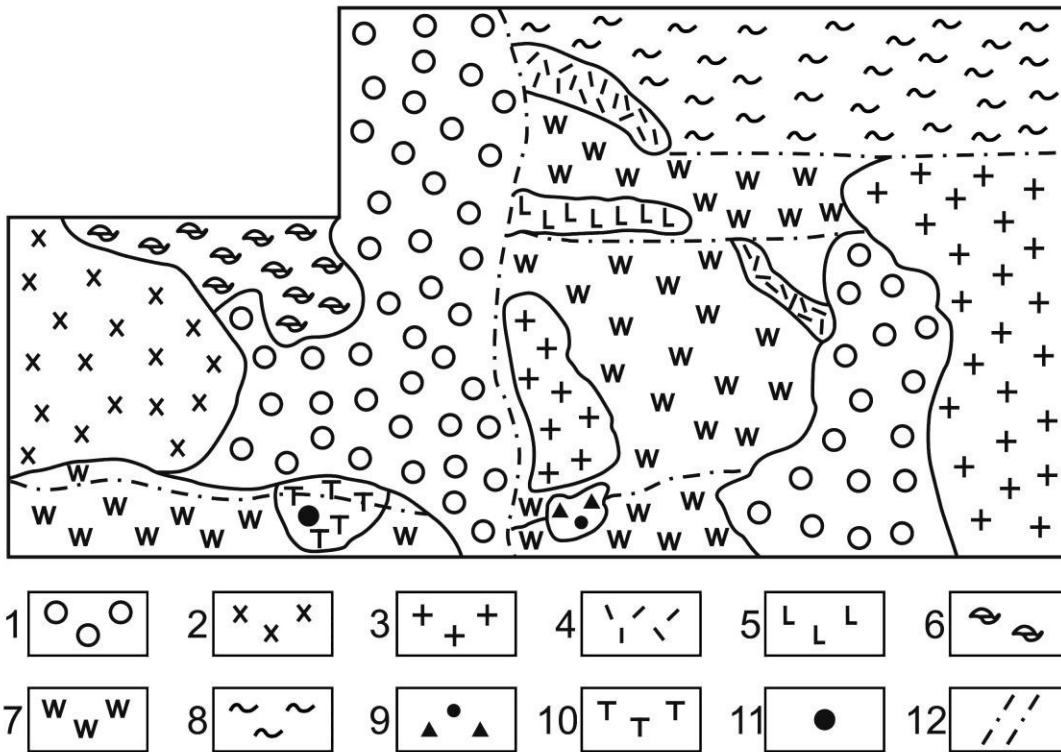


Fig. 11. Geological map of Kvemo Bolnisi deposit. Scale 1:10000

1-Quarternary alluvium, 2-Tertiary dacite porphyry, 3-Tertiary plagiogranite, 4-rhyolite, 5-andesite, 6- ignimbrite, 7-silicificated rhyodacitic tuffs, 8-argillized rhyodacitic tuffs, 9-gold-copper-base metal mineralization, 10-nonsulfide gold-silver mineralization, 11-well N631, 12-faults.

ნახ.11. ქვემო ბოლნისის გეოლოგიური რუკა (1:10000).

Рис.11. Геологическая карта (1:10000) Квемо Болнисского месторождения.

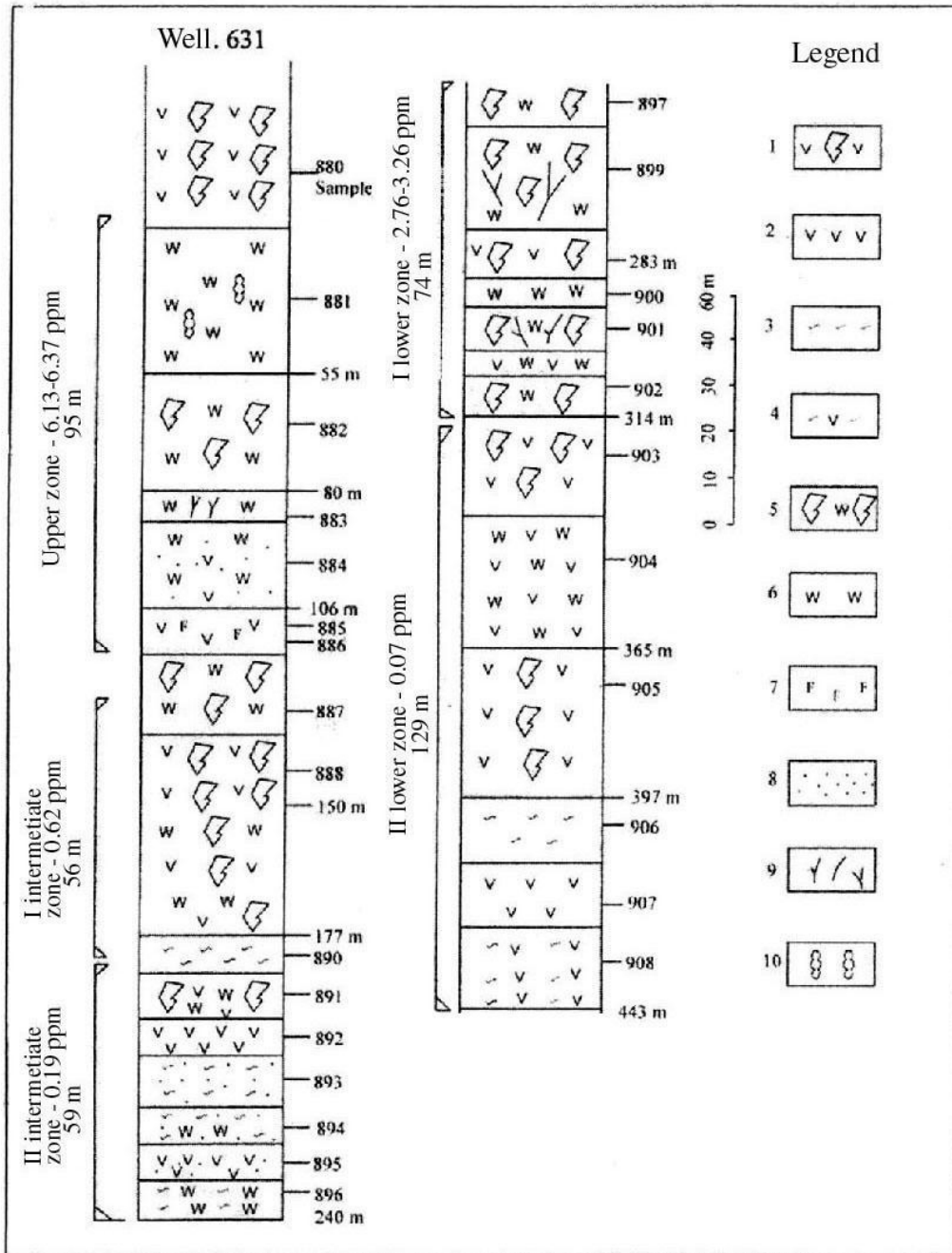


Fig. 12. Column of western block of Kvemo Bolnisi deposit (core of well #631)

1 - Dacite tuffbreccia, 2 - Rhyolite-dacite tuff, 3 - Argillitic tuff, 4 - Siltstone tuff, 5 - Brecciated quartzite, 6 - Silicification, 7 - Oxidation, 8 - Pyritization, 9 - Pyrite-chalcopyrite stockwork, 10 - Quartz-barite goldbearing veins.

ნახ.12. ქვემო ბოლნისის საბადოს დასავლური ბლოკის გეოლოგიური ჭრილი (631-ე ჯაბურღილის კერძი).

Рис.12. Геологический разрез западного блока Квемо Болнисского месторождения).

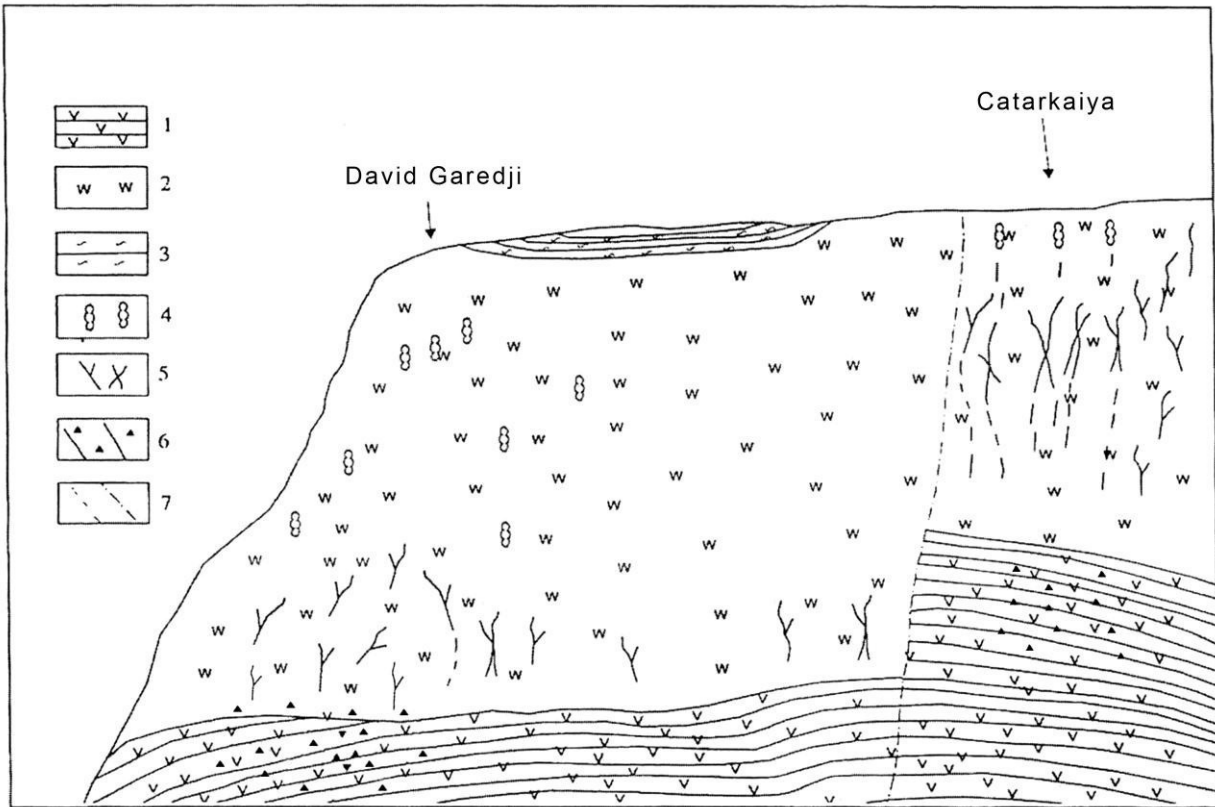


Fig. 13. Schematic cross-section on the David-Garedji and Catarkaiya occurrences  
 1 - Dacitic tuffs and tephroides, 2- Silicified rocks, 3 – Argillites superimposed by potassium feldspathization, 4 – Silverbearing quartz-barite veins, 5 – Quartz-chalcedony veins and stockworks with nonsulfide gold, 6 – Gold-copperbase metal mineralization, 7 – Fault.

ნახ.13. დავით-გარეჯის და კატარკაიას მადანგამოვლინებების სქემატური გეოლოგიური ჭრილი.

Рис.13. Схематический геологический разрез Давид-Гареджского и Катаркайского рудопроявления.



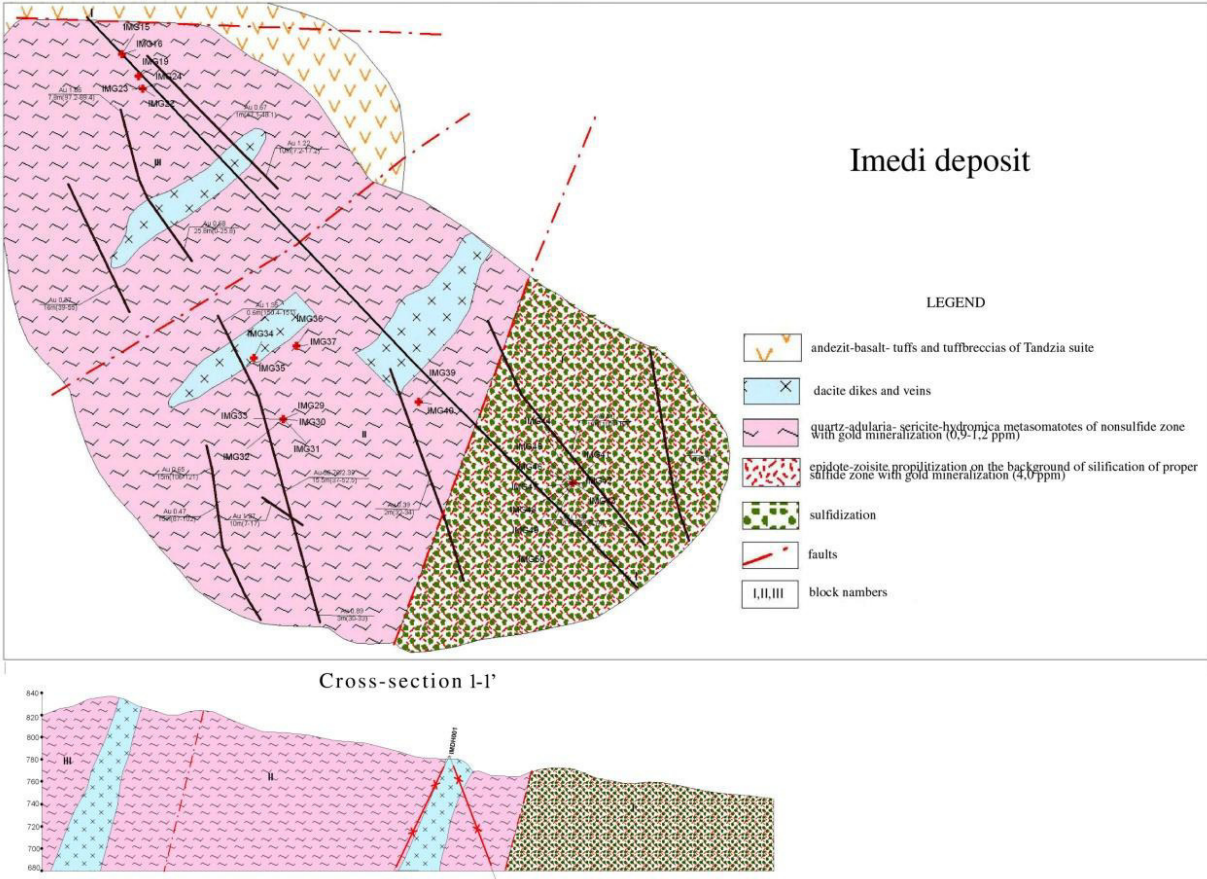


Fig. 14. Geological map and cross-section of Imedi deposit. Scale 1:1000.  
 ნახ.14. იმედის საბადოს გეოლოგიური რუკა და ჭრილი (1:1000).  
 Рис.14. Геологическая карта и разрез (1:1000) месторождения Имени.

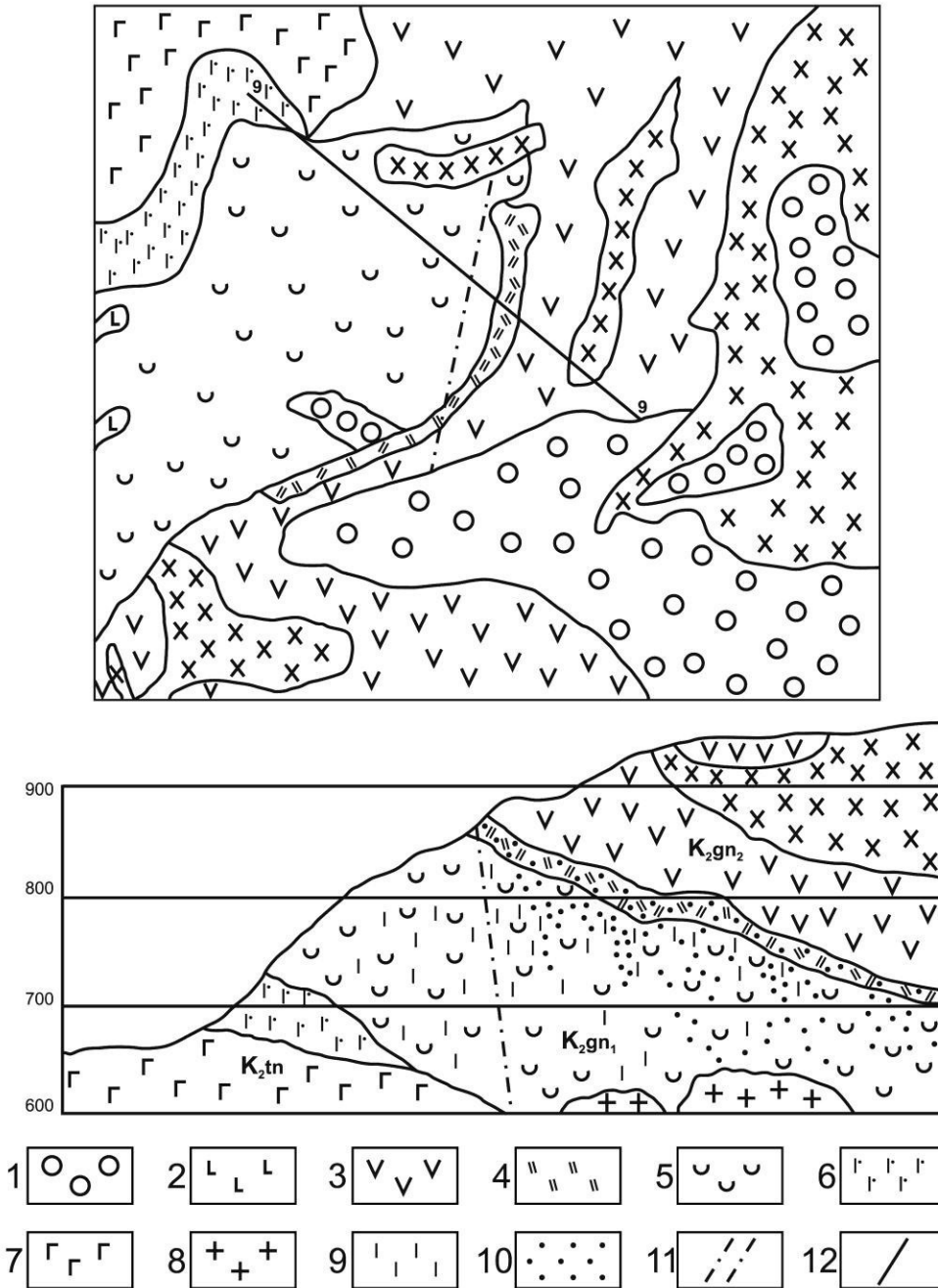


Fig. 15. Geological map and crosssection of Beqtakari deposit. Scale 1:2000

1-Alluvium, 2- Andesite, 3-Rhyo-dacite tuffs (Upper Cretaceous subsuite), 4-Intraformation breccias-conglomerate (Lower Gasandami subsuite), 5-Quartz-potash feldspar metasomatites (Lower Gasandami subsuite), 6-Intraformation breccias-conglomerates (above Tandzia suite), 7- Andesite-basalts (Tandzia suite), 8-Granodiorite, 9-Nonsulfide gold mineralization, 11-faults, 12-Line of crosssection.

ნახ.15. ბექთაკარის საზადოს გეოლოგიური რუკა და კრილი (1:2000).

Рис.15. Геологическая карта и разрез (1:2000) Бектакарского месторождения.

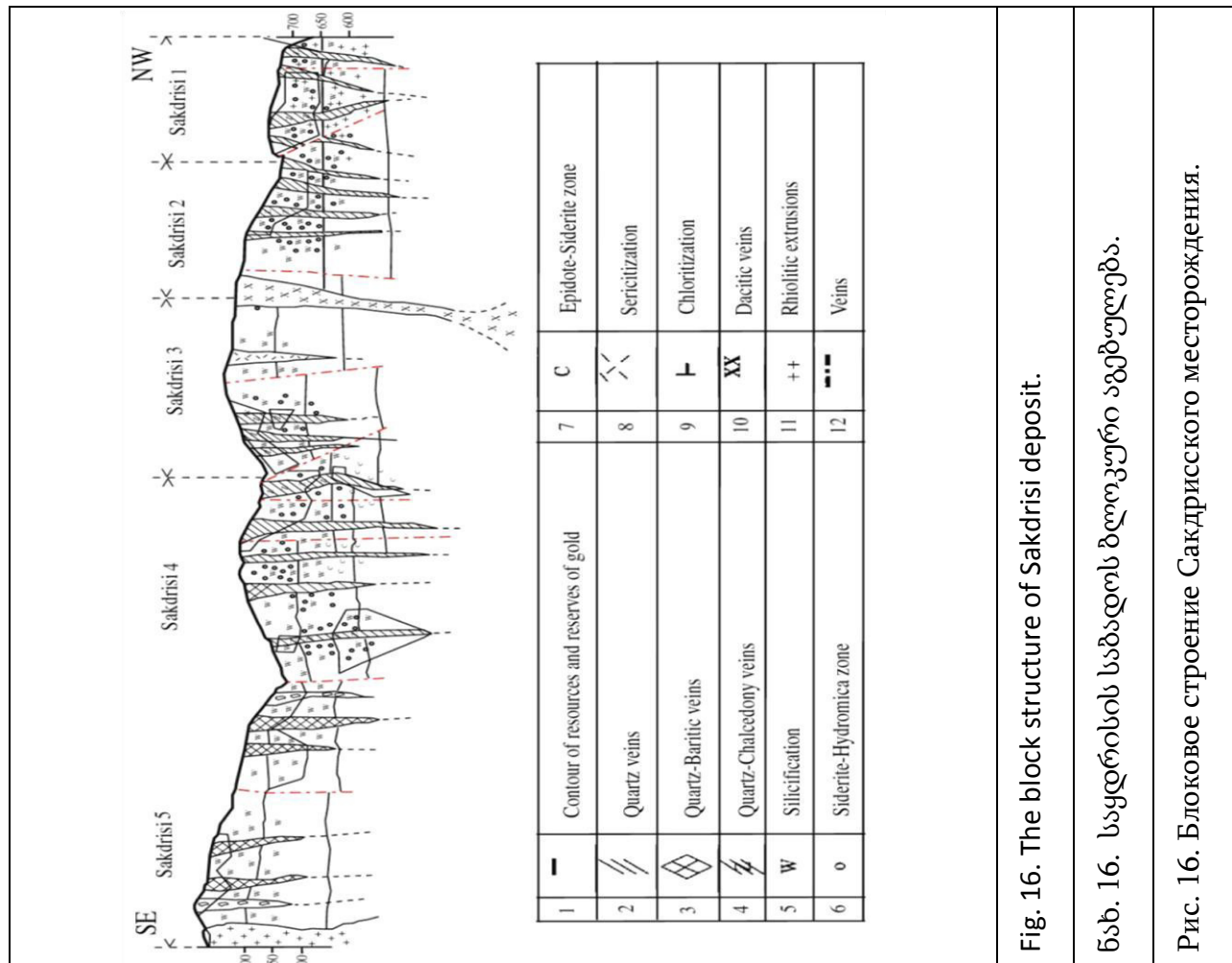


Fig. 16. The block structure of Sakdrisi deposit.

ნახ. 16. საყდრისის საბადოს ბლოკური აგებულება.

Рис. 16. Блоковое строение Сақдрисского месторождения.

## References

- Adamia Sh., Chabukiani A., Ckhotua T., Enukidze O., Sadradze N., 2016. Tethyan Evolution and continental collision in Georgia. Geological Society of America Special Paper, v.525, doi:10.1130/20/2016.2525(16).
- Baba-Zade V.M., Kekelia S.A., Abdulaeva Sh.F., Kekelia M.A. 2015. Goldbearing sulfide deposits of Island arc paleosystems, their metallogenic characteristics and conditions of geodynamic development, Baku. 275 p.
- Bierlein F.P., Mcknight S., 2005. Possible intrusion-related gold systems in the Western Lachlan orogeny, South-East Australia. Society of Economic Geologists Inc. Economic Geology v.100.p. 385-398.
- Buadze V.I., Kaviladze M.Sh., 1977. The Sulphur isotopes and genesis of sulfide deposits in the Urup ore district. North Caucasus, Geology of ore deposits N4, p.76-88.
- 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.

- Engin T. 1994. Metallic minerals, "Geology and mineral resources of Turkey. Mineral Research and Exploration Department". Ankara. p.1-48.
- Frolova T.I., Burikova L.A. 1977. Geosyncline volcanism exemplified by Eastern Slope of Ural. Moskov State University, Moskov, p. 263.
- Gialli S. 2013. The controversial polymetallic Madneuli deposit, Bolnisi district, Georgia: hydrothermal alteration and ore mineralogy // Unpublished M.Sc. thesis. University of Geneva. p. 43.
- Gogoladze D.P. 1991. The roots of Upper Cretaceous volcanism of South-East Georgia. Thesis of geology-mineralogy candidate of science, Tbilisi. 36p.
- Goldfarb R.G., Hart C.J.R., Miller L., Farmer G.L., and Groves D.I. 2000. The Tintina gold belt- a global perspective in Tacker, T.L., and Smith M.T. Eds., The Tintina gold belt: Concept, exploration and discoveries: Vancouver, British Columbia and Yukon Chamber of Mines. Special volume 2, p 5-34.
- 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.J., 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., Bukia A.S., Goderdzishvili N.N., Javakhidze G.D., Zakaria D.P., Muladze I.U., Shavi Shvili I.D., Shubitidze J.S., Chokhnelidze M.J. 2014. Bolnisi ore district: geological development and structure, genesis of mineralization, economic potential and perspectives according to data for April 2014 // Ed. M.P. Natsvlishvili. Caucasus Mining Group, Tbilisi, 55p. (in Russian).
- Gugushvili V., Hart I., Natsvlishvili M., Akhvlediani R. 2001. Origination of the gold mineralization and wall rock alteration at the Sakdrisi deposit (Bolnisi mining district). Bulletin of the Georgian Academy of Science, 163, N1, p 96-99.
- Gugushvili V.I., Kekelia M.A., Moon Ch., Natsvlishvili M.P. 2002. Crustal and Mantle sources of Cretaceous volcanism and sulfide mineralization in the Bolnisi ore district 2002 // Proceeding dedicated to the 90th Anniversary of G.S. Dzotsenidze. New series. V. 117. Georgian Ac. Sc. Geological Institute. Tbilisi. p. 412-419. (in Russian).
- 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. Thessaloniki, Greece, Special volume 100, p 333-341.
- 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. 2017. Precollision and postcollision geodynamic evolution of the Tethys Ocean and its relation with regional metamorphism hydrothermal activity and metallogeny along the Eurasian continental margin. Eds.: R. Goldfarb, R. Moritz, G. Zakariadze. Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, New Series, vol. 129. 180 p.
- 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 the Georgian national Academy of Science, vol. 10.no.3. pp.79-89.
- Gugushvili V., Topchishvili M. 2017. Correlation of the role of sialic, basaltic crust and mantle with Phanerozoic volcanism and metallogeny in the Caucasus and adjacent regions of

- western segment of Eurasian active margin on the back ground of geodynamic development. Bulletin of Georgian National Academy of Science.vol.11.no4. p.74-81.
- Güner M. 1986. Geology and massive ores of the Küre area, Pontic ranges, northern Turkey: MTA. Bull 93/94 p.65-109.
- Hutchinson K.W. 1973.Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance.Econ.Geology 68,p.1223-1246.
- Lomize M. and Panov D. 2002.Amagmatic initial stage of subduction at the Crimea-Caucasus margin of the Tethys."Geotectonica", N 4.p.78-92.
- Kekelia S.A., Ambokadze A.N., Ratman I.P. 1983. Volcanogenic deposits of nonferrous metals of the island arcs and methods of their prognostication. "Metsniereba", Tbilisi. 154 p.
- 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. p. 523-553.
- Marchev P., Singer B.S.m, JeleV D.,Hasson S., Moritz R., Bonev N. 2004. The Ada Tepe deposit: a sediment hosted, detachment fault-controlled, low-sulfidation gold deposit in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria. SchweizerischeMineralogische and PetrographischeMitteilungen 84, p. 59-78.
- Melikian L.S. 1977. Geology and structure of the mineralization of Zod deposit. Dr.ScThesis. ArmenianAcademyofScience, p 45.
- Mernagh J.P., Bierlein F.P. 2008. Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic for chemical modeling of fluid-rock interaction // Econ. Geol. vol. 103. pp. 1613-1640.
- Migineishvili R. 2004. Type and characteristic of Madneuli gold-copper deposit (Georgia). Proceeding of A. Janelidze Geological institute, New Series.vol.119. p.755-769.
- Moritz R.,Kouzmanov K., and Petrunov R. 2004.Late Cretaceous Cu-Au epithermal deposits of the Panagyurishte district, Srednogorie zone. Bulgaria: Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology, v. 84. 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, pp. 1497-1524.
- 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. pp. 157-192.
- NadareishviliG.1999.Cretaceous volcanic formations of Georgia.Proceedings of Geological Institute Ac.Sci of Georgia, Tbilisi, p.179-195.
- O'Brien, B. P. M. 1997. The geology and genesis of the Ceratepe volcanogenic Cu-Au-Ag deposit and its place in the geological development of the Artvin volcanic complex, Artvin, northeastern Turkey: Unpublished PhD thesis, Queen's University, Ontario, Canada, p. 559.
- 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.
- Rona P.A. and Scott S.D. 1993. Preface of the Special Issue on Sea from hydrothermal Mineralization: New Perspectives. Economic Geology. 88.1933-1976.
- Shavishvili I. 1983.Variscun volcanism in the Caucasus. IGCP Project N5, Newsletter, p. 169-179.

- Ustaömer T. and Robertson A.H.F. 1993. Late Paleozoic - Early Mesozoic marginal basins along active continental margin of Eurasia: evidence from Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal*. N.28. p. 219-238.
- 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 Geologists 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.177-201.