

---

## СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СЕГМЕНТОВ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА НА ПРИМЕРЕ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) И БАЛКАНИД (БОЛГАРИЯ)

В.Б. Мещерякова<sup>1</sup>, В.В. Дьяконов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН

*Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 119017*

<sup>2</sup>Инженерный факультет

Российский университет дружбы народов

*ул. Орджоникидзе, 3, Москва, Россия, 115923*

Проведено сравнение геологического развития зоны Передового хребта (Северный Кавказ) и Балканид (Болгария) и показаны ряд отличительных признаков важных для их металлогенического анализа.

Рассматриваемые регионы располагаются в северной части Альпийского пояса — на границах эпигерцинской (Скифской) и эпибайкальской (Мизийской) плит с устойчивыми поднятиями — с геоантиклинорием Главного Кавказского хребта и Родопским палеомассивом. Обе зоны ориентированы в запад-северо-западном направлении. При этом Балканиды служат как бы продолжением Передового хребта, отделяясь от него акваторией Черного моря. Крупные долгоживущие субмеридиональные разломы, пересекающие эти зоны, предопределили их сложное блоковое строение. Палеозойские образования в Передовом хребте и Балканидах перекрыты мезозойским квазиplateформенным чехлом; верхнеплиоцен-четвертичное время в их пределах ознаменовалось интенсивным орогенезом — формированием современного сложного горного рельефа. На Кавказе это сопровождалось магматической деятельностью, в Родопах сходные процессы проявились несколько ранее (в олигоцен-миоцене).

В истории развития зоны Передового хребта и Балканид выделяются образования четырех структурных этажей: 1) протерозойского (фундамент); 2) палеозойского (геосинклинального или линеаментно-геосинклинального) [4; 5]; 3) мезозойско-кайнозойского (квазиplateформенного) и 4) верхнеплиоцен-четвертичного (неотектонического).

**Образования фундамента (AR-PR)** в основном слагают краевые части рассматриваемых зон, но нередко и отдельные блоки — устойчивые поднятия, усложняющие строение самих зон. Они представлены глубокометаморфизованными толщами пород, интенсивно подвергшимся процессам регрессивного метаморфизма. Это привело к образованию минеральных ассоциаций, соответствующих амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Однако среди пород фундамента сохранились гранат-силлиманитовые гнейсы и гранатовые гранулиты, принадлежащие к метаморфитам гранулитовой фации. В Балканидах

отмечается присутствие в древних толщах кварц-гранатовых сланцев, выделяемых в качестве гондитов. Геохронологические данные, полученные калий-аргоновым методом, указывают на возраст упомянутых выше толщ Северного Кавказа — в 1300 или 943 млн лет [1].

Магматические породы фундамента в обеих зонах представлены двумя контрастными по составу группами. К первой относятся ультрабазиты, метабазиты, ортоамфиболиты. Эти породы, как правило, трассируют зоны глубинных разломов. Время формирования их на Кавказе, по имеющимся геохронологическим данным, варьирует в широком диапазоне: от 1400—900 млн лет до 680—650 млн лет. Вторая группа магматических пород представлена производными ультраметаморфизма — мигмагранитами, мигматитами, мигмагранитогнейсами. В центральной части Балканид они слагают ряд купольных структур площадью до 250 км<sup>2</sup>, иногда имеют полосовое распространение, тяготея при этом к зонам разломов. Возраст подобных образований колеблется от 530 до 400 млн лет [1]. В том и другом регионах широким развитием пользуются анатектические граниты [13]. Обычно они слагают крупные (до первых сотен км<sup>2</sup>) массивы, для которых характерны сложные, нечеткие (метасоматического типа) контакты с вмещающими толщами фундамента. Последние присутствуют и во внутренних частях массивов, образуя в различной степени преобразованные ксенолиты размером от нескольких см<sup>2</sup> до десятков или даже первых м<sup>2</sup>.

Образования палеозойского структурного этажа разделяются на два разновозрастных подэтажа, имеющих различное строение.

**Раннепалеозойский подэтаж.** В северной краевой части зоны Передового хребта, примыкавшей к геосинклинали, которая существовала на месте Скифской плиты, в конце протерозоя — в раннем палеозое начала формироваться узкая, по-видимому, приразломная впадина. Она заполнялась вулканогенно-осадочными отложениями, которые позже были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Эти образования выделяются в качестве хасаутской серии. В ее составе присутствуют различные сланцы (альбит-амфибол-хлоритовые, биотит-кварц-альбитовые, кварц-альбит-мусковитовые, хлорит-карбонатные и др.), метатуфиты, пирокласты, а также горизонты кварцитов и реже прослой мраморов. Общая мощность отложений составляет около 2000 м. Результаты геохронологического анализа слюд из этих пород, произведенные калий-аргоновым методом, указывают на значительное колебание их возраста (535—530, 505—500 млн лет), соответствующего позднему рифею — раннему палеозою. Породы хасаутской серии интенсивно деформированы с образованием протяженных линейных складок с углами наклона крыльев от 40° до 60—70°.

**Раннепалеозойские отложения (С, О, S)** в зоне Передового хребта имеют локальное развитие. Пространственно они тяготеют к площади распространения образований хасаутской серии и, как бы, обрамляют и завершают развитие прогиба, выполненного породами этой серии.

Кембро-ордовикские толщи (мощностью до 1500 м) сложены аркозовыми песчаниками с подчиненными прослоями красноцветных алевролитов (урлешская свита). В разрезе силурийских отложений (тебердинская свита мощностью

около 800—1100 м) принимают участие конгломераты, метапесчаники, кремнистые и графито-кремнистые сланцы (фтаниты). В основании этих отложений местами присутствуют горизонты мраморизованных песчаников мощностью не более 50 м.

В Балканидной зоне раннепалеозойские образования (с- $O_1$  — S-Di) представлены более полными разрезами вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, которые формировались в западной части, т.е. на территории Западных Балкан. Последние в этот период представляли собой обширный, сложно развивавшийся прогиб. Он располагался на границе двух крупных геотектонических элементов, различавшихся тенденцией развития — воздымавшегося на юге Родопского палеомассива и погружавшейся (на севере) Мизийской плиты. Прогиб, слегка удлинённый в северозападном направлении, имеет ширину не более 50 км. С севера и с юга его ограничивают крупные долгоживущие разломы северозападного направления, а с запада и с востока — не менее значительные поперечные (субмеридиональные) разломы отделяли прогиб от граничивших с ним поднятых блоков [4].

Строение прогиба в течение раннего палеозоя не оставалось постоянным, в разные периоды происходило воздымание некоторых его частей, а со временем — резкое сокращение общей площади. Выполняющие его раннепалеозойские отложения принадлежат к морским терригенным или терригенно-вулканогенным образованиям, которые по степени метаморфизма относятся (за исключением самых поздних) к зеленосланцевой фации. По наличию значительных перерывов в формировании, фиксирующихся развитием базальных конгломератов, угловых и азимутальных несогласий, а также проявлением магматических процессов и по несколько различной степени метаморфических преобразований пород, раннепалеозойские отложения подразделены [4] на четыре разновозрастные свиты: 1) средогривскую (С- $O_1$ ); 2) долгодельскую ( $O_1$ - $O_2$ ); 3) грохотенскую ( $O_2$ - $O_3$ ) и 4) огойскую (S-Di). Наиболее древняя из них (средогривская) сложена терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями, превращёнными в разнообразные сланцы. Ряд исследователей считают возможным отнесение их к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Для свиты характерно присутствие прослоев и линз углеродсодержащих разностей, а также вулканогенных пород контрастного диабаз-липаритового состава. Последние в большинстве случаев слагают послойные (силлы) и секущие (экструзивы) тела. Видимая мощность средогривской свиты составляет 1000—1500 м. Образование средогривской свиты залегают стратиграфически ниже отложений с ордовикской фауной, что, по мнению Р. Кылвачевой, позволяет рассматривать их возраст как кембрий — ранний ордовик.

Долгодельская свита включает терригенные породы (с примесью вулканогенного материала), имеющие мощность около 1000 м. В основании ее наблюдаются пачки грубообломочных конгломератов и грубозернистых песчаников мощностью от 250 до 350 м, выше которых залегают метаморфизованные глинистые сланцы (нередко пестроокрашенные), алевролиты, аргиллиты и песчаники. В отдельных участках в строении долгодельской свиты значительную роль играют

кварциты, слагающие пласты мощностью в первые десятки метров. В верхних частях ее иногда присутствуют небольшие секущие тела и послойные залежи диабазов, а также лавобрекчии и туфы того же состава. Возраст долгодельской свиты определяется фаунистически как ранний — средний ордовик.

Грохотенская свита сложена метаморфизованными глинистыми сланцами, которые переслаиваются с углеродсодержащими разностями и с грубо- и среднезернистыми песчаниками. Песчаники нижней части свиты превращены в кварцитоподобные породы. Мощность грохотенской свиты составляет 600—800 м, возраст охарактеризован фаунистически как средне-поздне-ордовикский (лланвирашгиль).

Огойская свита также включает фаунистически охарактеризованные осадочные отложения, которые в отличие от выше упомянутых не подвержены существенным метаморфическим преобразованиям. Они представлены глинистыми полосчатыми сланцами и алевролитами с прослоями лидитов. Значительную роль играют углеродсодержащие («черные») сланцы. В основании свиты присутствуют маломощные горизонты кварцитоподобных песчаников и реже конгломератов. Эти образования накапливались только в юго-восточной части прогиба и имеют мощность не более 800 м.

Отсутствие или ограниченное проявление грубообломочных фаций в разрезах охарактеризованных выше раннепалеозойских отложений свидетельствует о формировании их в обстановке спокойного морского бассейна; наличие углеродсодержащих сланцев, которые появляются в раннеордовикских отложениях и играют важную роль в более поздних образованиях позволяет предполагать удаленность его от открытого моря.

**Средне-позднепалеозойский подэтаж (D-P).** Ранний период средне-позднепалеозойского этапа (ранний девон-средний карбон) в истории развития рассматриваемых территорий проявился различно. Позже (поздний карбон-пермь) в их пределах установились сходные условия, характерные для орогенной стадии.

В пределах Передового хребта наблюдается полный разрез позднепалеозойских отложений, начиная с раннедевонских и кончая позднепермскими. Они представлены осадочными и осадочно-вулканогенными породами, формировавшимися в разнообразных обстановках.

Нерасчлененные отложения нижнего-среднего и среднего-верхнего девона характеризуются широким развитием вулканогенных пород, в то время как позднедевонские (или позднедевонские — раннекаменноугольные) представлены только осадочными отложениями.

Вулканогенно-осадочные образования девона (D<sub>1-2</sub> и D<sub>2-3</sub>) в пределах зоны Передового хребта выполняли крупный прогиб, осложненный отдельными поднятыми блоками. В строении этих отложений выделяются две свиты. Нижняя — бахмутская, мощностью не менее 1500 м, сложена конгломератами, песчаниками, филлитовидными сланцами, порфиритами и их туфами. В вышележающей — урупской или кылкольской свите, мощность которой достигает 1800 м, по осо-

бенностям состава и строения выделяются два типа разрезов. Первый тип характеризуется преобладанием лав основного и среднего состава, кислые играют в нем подчиненное значение и представлены преимущественно субвулканическими телами. Во втором типе наряду с основными и средними широко развиты кислые разности, обычно слагающие верхнюю часть разреза и нередко образующие субвулканические и экструзивные тела. Все девонские образования претерпели слабый метаморфизм — в начальной стадии зеленосланцевой фации.

Отложения верхнего девона — нижнего карбона представлены исключительно осадочными толщами, выделяемыми в качестве пастуховской или джентинской свиты. Нижняя часть ее сложена чередующимися пластами пестроокрашенных (часто красноцветных) песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, включающих горизонты карбонатных пород. Верхняя часть свиты состоит из известняков мощностью до 150—200 м. Общая мощность позднедевонских-раннекамен-ноугольных отложений составляет 300—500 м. Образованный ими пологозалегающий чехол сохранился на многих участках зоны. Залегание его на разнообразных образованиях, включающих и породы допалеозойского фундамента, с ясно выраженным несогласием свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении и о процессах пенепленизации перед их формированием; характер отложений позволяют предположить о накоплении их в квазиплатформенной обстановке. По-видимому, те же условия сохранялись в течение раннего и среднего карбона, когда накапливались аргиллиты, алевролиты и песчаники, переслаивающиеся с редкими и маломощными горизонтами известняков, а иногда и пирокластов среднего состава. Мощность этих отложений достигает 2000 м.

В пределах Балканид в начале позднепалеозойского этапа ( $D_{2,3}$  -  $C_1$ ) произошло разрастание поднятий и только в пределах одного из остаточных прогибов (Своге-Яблонишского) силур-раннедевонские отложения сменялись без видимого несогласия средне-позднедевонскими песчаниками с линзами известняков и конгломератов (мощностью до 270 м) и согласно залегающими на них тонкослоистыми черными аргиллитами с редкими прослоями песчаников (мощностью около 200 м). Возраст последних соответствует раннему карбону (турне).

Упомянутые выше различия в характере отложений объясняются разным тектоническим режимом, существовавшим в рассматриваемых зонах в течение раннего-среднего девона и раннего карбона: в зоне Передового хребта преобладали нисходящие движения, большая часть территории Балканид подвергалась воздыманию. Это нашло отражение и в типе интрузивного магматизма: в зоне Передового хребта к этому времени относится формирование небольших массивов, сложенных габбро-диорит-плагиогранитной и габбро-сиенитовой формаций. В пределах поднятий Балканид сформировались крупные интрузивные массивы меланократовых и лейкократовых гранитов, которым предшествовали гранодиориты и в меньшей мере диориты.

**Поздний палеозой ( $S_3$  -  $P$ )** в зоне Передового хребта и на площади Балканид завершился орогенными процессами — образованием крупных межгорных депрессий, выполненных озерно-континентальными отложениями пестроцветно-

го или красно-цветного характера и проявлением наземного вулканизма с формированием контрастных по составу пород базальт-липаритовой или трахиандезит-липаритовой формаций.

В пределах Передового хребта орогенная стадия, по нашему мнению, началась с образования грубообломочных осадочных пород сероцветного облика, датируемых как поздний карбон. Они имеют небольшие мощности и локальное развитие. Гораздо шире распространены пермские красноцветные отложения, выполняющие две мульды (Чиликскую и Тебердинскую), разделенные геоантиклинальным поднятием. Площади их соответственно составляют около 400 км<sup>2</sup> и 200 км<sup>2</sup>. Позднекаменноугольные отложения не всегда залегают в их основании, нередко случаи непосредственного залегания пермских красноцветов на более древние породы, что свидетельствует о проявлении частных тектонических перемещений.

В разрезе пермских отложений, формировавшихся в условиях аридного палео-геохимического ландшафта, выделяются три свиты (снизу вверх): 1) тонко-терригенная (аксауискская) мощностью 730—1200 м; 2) терригенно-вулканогенная (кишкитская) мощностью около 300 м; 3) грубообломочная (большелабинская) мощностью до 1000 м. Вулканические процессы орогенной стадии выразились как в образовании покровов — лав, туфо-брекчий, кластолав и туфов среднего и кислого состава (кишкитская свита), так и в формировании многочисленных, но небольших экструзивных и субвулканических тел, сложенных дацит-липаритами и андезитами. Последние обычно располагаются за пределами мульды, т.е. на территории жестких блоков, испытывавших в позднем палеозое воздымание. Нередко они слагают пояса протяженностью до 30 км, пространственное положение которых определяется зонами долгоживущих разломов.

В Балканидах формирование осадочных толщ в течение орогенной стадии прерывалось не только тектоническими (как в зоне Передового хребта), но и магматическими (вулканическими) процессами, что позволяет выделить ранне- и позднеорогенные периоды [2].

Ранний период ( $C_2^3$  по европейскому делению) характеризовался возникновением узких приразломных грабенообразных впадин, тяготевших к зонам крупных разломов. Они выполнены грубообломочными слабо отсортированными сероцветными отложениями: конгломератами, конглобрекчиями, грубыми песчаниками. Иногда присутствуют песчано-глинистые осадки (местами угленосные). Общая мощность этих отложений в отдельных впадинах достигает 700—1000 м.

Начало позднего периода (верхи позднего стефана — пермь) ознаменовалось оживлением тектонических (горообразовательных) процессов, которые сопровождались наземной вулканической деятельностью. К тому же времени относится и смена климатической обстановки, что способствовало формированию красноцветных отложений. Накапливались они в межгорных депрессиях и наложенных впадинах в озерно-континентальной обстановке. Мощность отложений в пределах наиболее крупной (Смоляновской) депрессии достигает 1700 м.

Вулканогенные образования сконцентрированы в виде двух вулканических центров — Белоградчикском и Зверинском, площадь каждого из которых со-

ставляет около 30 км<sup>2</sup>. На их территориях наблюдаются многочисленные экстрезивные и субвулканические тела и небольшие неки, выполненные или окруженные лавобрекчиями и кластолавами. Среди вулканитов присутствуют базальты и андезиты, относящиеся к раннеорогенному периоду, и позднеорогенные дациты и риолиты.

**Мезозойско-кайнозойский цикл развития** зоны Передового хребта и Балканид характеризовался субплатформенными (квазиплатформенными) условиями. Морская трансгрессия в зоне Передового хребта началась с ранней юры и продолжалась с небольшими перерывами до позднего мела. Сформировавшиеся при этом толщи (до 1000 м) соответствуют прибрежно-морским, терригенно-карбонатным формациям. Севернее они постепенно сменяются мергелями и глинами палеоген и неогена. Полагают, что в раннеюрское время имела место активизация тектономагматической деятельности. С ней связывают присутствие субвулканических тел андезитового состава, прорывающих раннеюрские отложения. Поскольку верхняя возрастная граница тел не установлена и отсутствуют признаки существенного перерыва в формировании мезозойских толщ, упомянутое положение вызывает сомнение. Скорее всего, появление этих пород обязано тектономагматическим процессам, проявившимся в плиоцен-антропогеновое время.

В Балканидах морская трансгрессия началась в раннем триасе и, в отличие от Передового хребта, здесь широким развитием пользуются карбонатные (известково-мергельные) отложения раннего и позднего триаса, мощностью до 1500 м. Им предшествовало формирование прибрежно-морских, хорошо отсортированных песчаников и конгломератов красноцветного облика, возраст которых определен как ранний триас-бундзандштейн (T<sub>1</sub> b). Они залегают на разновозрастных образованиях, в том числе и на пермских красноцветах. Мощность их измеряется первыми сотнями метров. Вверх по разрезу они сменяются белесыми кварцевыми песчаниками, стратиграфически выше которых залегают карбонатные отложения. Образования юры представлены терригенно-морскими фациями, сходными с юрскими отложениями Передового хребта.

Резкое различие в строении и развитии зон отмечается для позднемелового времени. На территории Передового хребта сохранилась спокойная обстановка, способствовавшая накоплению маломощных карбонатных отложений. В южной краевой части Балканид (Среднегорье), граничившей с Родопским массивом, произошло оживление тектономагматической деятельности, которая привела к возникновению приразломного прогиба, заполненного флишеподобными отложениями позднемелового возраста. Их прорывают габбро-диориты, диориты и плагиограниты, а также субвулканические тела базальт-андезитового состава, датируемые как дат-палеоцен.

Позднеплиоцен-четвертичное время (N<sub>2</sub><sup>3</sup> - Q) на Кавказе и Балканидах ознаменовалось интенсивным горообразованием — формированием современного сложного рельефа. При этом преобладали блоковые перемещения, главным образом, по ранее существовавшим разнонаправленным разломам. Обрушение древних пород, находившихся в пределах воздымавшихся блоков, на гипсометрически нижерасположенные более молодые образования нередко приводило к возникновению, так называемых, гравитационных надвигов.

В допалеозойских жестких блоках, соседствующих с зоной Передового хребта, произошло оживление вулканической деятельности с образованием крупных вулканических сооружений (Эльбрусского, Казбекского, Чегемского), сложенных породами известково-щелочного ряда с несколько повышенной щелочностью.

Из приведенного краткого анализа геологического развития Передового хребта и Балканид следует, что здесь наряду с общими чертами имеются некоторые, иногда довольно значительные, отличия, особенно для палеозойского цикла. К таким отличиям относятся следующие:

— в зоне Передового хребта широко и полно проявились образования каледонского этапа. Их формирование завершилось в средне-позднедевонское время интенсивным вулканизмом, после которого наступила морская трансгрессия ( $D_3 - C_1$ ). Эти черты сближают зону Передового хребта с каледонской областью западной части Центрального Казахстана и с ранними этапами развития юго-западных отрогов Тянь-Шаня;

— в пределах Передового хребта наиболее полно проявились и герцинские процессы ( $C_1 - P$ ), которые также завершились отчетливо выраженным орогенезом;

— в Балканидах ранние и средние этапы каледонского цикла ( $C_1 - S - D_1$ ) оказались незавершенными, происходило постепенное сокращение площади прогиба, существовавшего от кембрия до раннего карбона. Тектономагматическая деятельность в основном связана с герцинским циклом. Все это позволяет придерживаться мнения, высказанного Ек. Бончевым [4] о проявлении в Балканидах единого каледоно-герцинского цикла, завершившегося позднепалеозойскими орогенными процессами;

— в течение мезозоя в пределах Передового хребта и Балканид существовали сходные условия, соответствующие молодой платформе, но начало морской трансгрессии в первом регионе относится к ранней юре, а во втором — к раннему триасу. Кроме того, в южной краевой части Балканид интенсивно проявились процессы тектоно-магматической активизации дат-палеоценового времени;

— поздеплиоцен-антропогеновый цикл в обоих регионах ознаменовался глыбово-блоковыми перемещениями и завершился формированием сложного горного рельефа. В отличие от Балканид в пределах поднятий, граничивших с зоной Передового хребта, возобновились процессы магматической деятельности с образованием вулканических сооружений и субвулканических интрузий.

Таким образом, в развитии палеозойских сегментов Альпийского складчатого пояса наряду с общими чертами присутствуют отличительные признаки, что важно учитывать при анализе их металлогенического облика и при оценке возможных масштабов разновозрастного и разнотипного эндогенного оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

- [1] Арnaudов В., Павлова М. Изотопно и радиогеохронологические исследования на кристаллическом фундаменте от Южна България / Труды научной серии ГИ БАН. — София, 1984. — С. 31—35.



- [2] Бахнева Д., Мещерякова В.Б., Стефанов Н., Величков Д.П. Характерные черты на орогенения палеозойски вулканизъм в Западна Балкан / Труды научной конференции ВМГИ. — София, 1983. — С. 121—135.
- [3] Бончев Ек. Геотектонската позиция на Балканидите // Geol. Balcan. — 1978. — V. 1. — P. 23—40.
- [4] Мещерякова В.В., Величков Д.П., Джелепов Т., Зачернюк А.П. О расчленении и условиях формирования зеленосланцевых толщ Западно-Балканской зоны (НРБ) // Изв. АН СССР, сер. геол. — 1984. — № 10. — С. 17—26.
- [5] Мещерякова В.Б., Величков Д.П., Джелепов Т. О роли субмеридиональных разломов в строении Западных Балкан. Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBVA, Poland-Cracow, 1985. — Part I. — P. 310—313.
- [6] Тенчов Я. Литостратиграфия и строеж на Свогенския карбон // Изв. ГИ БАН. — 1966. — Т. 15. — С. 243—268.

**SPECIAL FEATURES OF GEOLOGICAL FORMATION  
OF PALEOZOIC PARTS OF ALPINE FOLDED BELT SHOWN  
ON FORWARD MOUNTAIN RIDGE (NORTHERN CAUCASUS)  
AND BALKANIDES (BULGARIA)**

**V.B. Mescherekova<sup>1</sup>, V.V. Diakonov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>IGEM RAN

*Staromonetnii line, 35, Moscow, Russia, 119017*

<sup>2</sup>Engineering faculty

Peoples' Friendship Russian University

*Ordzhonikidze str., 3, Moscow, Russia, 115923*

The comparisson of geological formation of Forward mountain ridge (Northern Caucasus) and Balkanides (Bulgaria) was produced and series of distinctive features that are necessary for metallogenical analyses were shown.