

Пространственное совмещение метаморфизованных в различных термобарических условиях пород в кристаллическом основании Центрального Кавказа

И.Ф. Рудянов
ФГУГП «Кавказгеолсъемка»

Пространственное совмещение метаморфизованных в условиях различных температур и давлений пород широко проявлено в кристаллическом основании Центрального Кавказа, где по различиям вещественного состава и степени метаморфизма отчетливо выделяются три зоны - Главного и Передового хребтов и Бечасынская, каждая из которых характеризуется своим типом разреза. Предметом нижеследующего рассмотрения являются термобарические условия метаморфических преобразований пород в пределах указанных зон и их пространственные соотношения.

Зона Главного хребта сложена существенно отличающимися по вещественному составу и степени метаморфизма породами, характеризуется неоднородным внутренним строением и в ее пределах выделяются две подзоны - Перевальная и Эльбрусская [1, 2, 5].

В **Перевальной подзоне** различаются два типа разреза - восточный и западный. В основании первого из них вскрываются андалузитовые, силлиманитовые, кордиеритовые, амфиболовые и гранатовые сланцы, мигматиты и гнейсы, пироксеновые, гранатовые и эпидотовые амфиболиты видимой мощностью более 1200 м. Исходными породами для них, судя по морфологии зерен циркона, служили как метатерригенные, так и метамагматические образования. В метатерригенных породах зерна циркона несут обычно следы очень разной по интенсивности механической обработки, что дает основания рассматривать их протолитный материал как малозрелый обломочный; лишь в отдельных частях разреза, особенно в двуслюдяных сланцах, циркон хорошо окатан. В малослюдистых гнейсах аксессуарный циркон субидiomорфного типа, что указывает на образование гнейсов за счет вулканических или интрузивных пород. Фиксируемые здесь парагенезисы характерны для метаморфизма ставролитовой фации при наиболее глубинных условиях андалузит-силлиманитового барического типа, РТ параметры которого оцениваются в 3,3-3,5 кбар и 430-540⁰С соответственно, что отвечает глубине погружения до 13 км [2].

Залегающие гипсометрически выше эпидотовые, кварцевые, диопсидовые и гранатовые амфиболиты и амфиболовые сланцы при подчиненной роли слюдяных сланцев, амфиболовых диорито-гнейсов и маломощных прослоек мраморов отличаются от охарактеризованного разреза и нередко отделены от подстилающих образований линзами серпентинитов. Их мощность варьирует в пределах 250-700 м, а исходными породами, судя по их составу и геохимическим характеристикам, являлись толеитовые базальты срединно-океанских хребтов. Фиксируемые минеральные парагенезисы принадлежат фации биотит-мусковитовых гнейсов андалузит-силлиманитового барического типа (РТ параметры 2-3 кбар и 530-630⁰С соответственно), что отвечает глубине погружения до 11 км [2].

Верхняя часть восточного разреза сложена биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами, андалузитовыми, кордиеритовыми и гранатовыми плагиоклаз-кварцевыми сланцами, амфиболитами и кварцевыми амфиболитами мощностью до 650-750 м, сформировавшимися, исходя из их состава, по осадочно-вулканогенным породам андезибазальтового, андезитового и более кислого состава и метапелитам. В полях их развития установлены субфации от гранатовой до андалузит-биотит-мусковитовой с температурным интервалом от 350 до 530⁰С и давлением менее 1,5 кбар, что отвечает наименее глубинному варианту (4,5-5,5 км) зональности андалузит-силлиманитового барического типа [2].

Западный разрез подзоны в основании сложен биотит-роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми плагиогнейсами, среди которых отмечаются амфиболиты. Видимая мощность этой части разреза 1000-1200 м, изредка наблюдающиеся реликты исходного сложения позволяют полагать, что метаморфизму подверглись вулканогенные образования от основного до кислого состава. Вышележащий разрез отличается преобладанием амфиболитов, чередующихся с мезо- и лейкократовыми, часто гранатосодержащими плагиогнейсами, и сменяется изменяющимися по простиранию полосчатыми роговообманковыми гнейсами с неориентированной роговой обманкой и малослюдистыми лейкократовыми плагиогнейсами, среди которых залегают пласт мрамора. Выше прослеживается чередование амфиболитов и полевошпатовых слюдисто-гранатовых сланцев с горизонтом метаконгломератов, в которых степень метаморфизма обломочного материала и цемента одинакова, тонкие прослои роговообманковых микрогнейсов и мраморов, видимая мощность разреза до 1000 м. Фиксируемые в этой части разреза минеральные парагенезисы отвечают условиям от гранатовой до силлиманит-биотит-мусковитовой зон с температурным интервалом 400-590⁰С и давлением до 3,5 кбар, что отвечает наиболее глубинному варианту (до 13 км) зональности андалузит-силлиманитового барического типа.

Верхняя часть этого разреза сложена мусковитовыми и двуслюдяными сланцами с обильным гранатом и кианитом, альбит-кварцевыми порфиридами, кварцитами и маломощными пачками сланцеватых амфиболитов общей видимой мощностью до 700 м. Неравномерное распределение в разрезе графита и слюд придает породам характерную полосчатость, вероятно, отражающую исходную слоистость осадков. РТ параметры метаморфизма пород разреза, где установлены кианит, андалузит и силлиманит, близко параметрам тройной точки и составляло 3,75-4 кбар, что отвечает глубине до 15 км с температурой от гранатовой до ставролит-силлиманитовой зоны - 420-560⁰С [2].

Таким образом, в восточном разрезе Перевальной подзоны совмещены породы, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках и метаморфизованные в разных термобарических условиях, глубины метаморфических преобразований пород нижней части превышают 13 км, средней - отвечают глубинам 11 км, а верхней – составляют 4,5-5,5 км. В западном разрезе в нижней его части метаморфизм пород отвечает силлиманит-биотит-мусковитовой зоне, а в верхней - варьируют от гранатовой до ставролит-силлиманитовой зоны. РТ параметры метаморфических преобразований в нижней части разреза отвечают глубинности 13, а в верхней – 15 км.

В *Эльбрусской подзоне* в основании видимого разреза вскрываются метаморфические породы от биотит-мусковитовой до биотит-силлиманит-калишпатовой субфаций включительно, их видимая мощностью составляет 2250 м. В результате широко проявленного ультраметаморфизма первозданная картина метаморфической зональности часто искажена до состояния, исключающего возможность однозначной реконструкции, и нередко на одном эрозионном срезе непосредственно соприкасаются породы контрастных, несовместимых субфаций. Строение разреза характеризуется сложной реоморфической складчатостью и типичным для мигматит-гнейсовых выступов нарастанием мигматизации вверх и уровня метаморфизма (до гранулитов) вниз по разрезу. Широко распространенные здесь мигматиты, мигматизированные сланцы и гнейсы, анатектит-граниты, гнейсовидные теневые мигматиты и амфиболиты с фрагментами кинцигитов и двупироксеновых гнейсов, традиционно рассматриваются как образования инфраструктуры. Метаморфиты биотит-силлиманит-калишпатовой фации являются в подзоне наиболее высокотемпературными образованиями, их термобарические условия оцениваются в 3,2-3,5 кбар и 700-750⁰С, что отвечает глубинам порядка 13 км. Давление и температура метаморфитов фации биотит-мусковитовых гнейсов снижаются до 3-3,2 кбар и 600-620⁰С соответственно, а глубина их формирования может быть оценена в 11 км. Условия формирования пород инфраструктуры отвечают поясам низкого давления и высокой температуры, биотит-силлиманит-калишпатовая фация традиционно относится на Большом Кавказе к гранулитовой или зоне силлиманита и калишпата, а биотит-мусковитовая – к зоне силлиманита [1, 2].

Гипсометрически более верхняя часть разреза Эльбрусской подзоны, так называемая супраструктура, сложена слюдяными сланцами с андалузитом и гранатом, реже с силлиманитом и кордиеритом и амфиболитами видимой мощностью до 3900 м, структурно несогласно перекрывает образования инфраструктуры и по сравнению с ней характеризуется меньшей степенью метаморфизма. Наиболее метаморфизованные ее части отвечают условиям фации биотит-мусковитовых гнейсов (низко- и среднетемпературная части амфиболитовой), ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) и даже зеленосланцевой фации, а термобарические условия преобразования пород оцениваются в 2,9-3,1 кбар и 500-580⁰С, что отвечает глубинам погружения 9-11 км. Исходными породами для метаморфитов Эльбрусской подзоны служили большей частью метапелиты, среди которых подчиненная роль принадлежит метапсаммитам и метабазитам.

Таким образом, в зоне Главного хребта в нижней части разреза, отвечающей инфраструктуре, пространственно совмещены породы биотит-силлиманит-калишпатовой и биотит-мусковитовой фаций метаморфизма, которые сменяются в верхней части, в так называемой супраструктуре, образованиями ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) и даже зеленосланцевой фаций. Глубины преобразования метаморфитов инфраструктуры оцениваются в интервале от 11 до 13 км, а супраструктуры – 9-11 км. Формирование пород инфра- и супраструктуры происходило, по-видимому, в различных условиях, а их совмещение связывается с последующими тектоническими перемещениями.

В зоне Передового хребта пространственное совмещение пород, испытавших различные термобарические преобразования, проявлено наиболее контрастно. В ее видимом основании вскрываются гранатовые и эпидотовые амфиболиты, гранат-двуслюдяные сланцы и гнейсы с невыдержанными телами гипербазитов. В ассоциации с амфиболитами и серпентинитами отмечаются линзовидные тела эклогитов, главными первичными минералами которых являются гранат и омфацит, в подчиненном количестве встречаются роговая обманка, эпидот, кварц, парагонит, фенгит и рутил. Облик эклогитов исключительно свежий со слабыми вторичными изменениями, их типичные разности представляют собой полосчатые породы, для которых характерно чередование меланократовых гранат-омфацитовых прослоек с лейкократовыми кварц-цоизит-парагонит-омфацитовыми [4, 5]. Видимая мощность разреза достигает 3500 м, а РТ условия формирования пород и ассоциированных с ними коровых эклогитов оцениваются в 13,8-21,8 кбар и 650-750⁰С, что свидетельствует о глубоком (до 50 км) погружении, по-видимому, в зоне субдукции.

Выше охарактеризованных пород залегает пакет тектонических покровов, нижний из которых, Тоханский, сложен девонскими филлитовидными сланцами, песчаниками, конгломерато-брекчиями, олистостромами, гравелитами, кремнистыми сланцами, туфами и известняками мощностью до 3500. Эти породы повсеместно сопровождается телами ультрабазитов, маркирующих их тектонические соотношения с вмещающими породами. Перекрывающий его Кизилкольский покров сложен девонскими лавами, туфами, кремнистыми сланцами, филлитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами и известняками мощностью до 1800 м. Базальты, андезиты, реже дациты и туфы основного состава, метапесчаники, метатуфы, метаалевролиты, филлиты, кремнистые сланцы и линзы мраморов мощностью до 1800 м слагают Марухский покров.

Судя по вещественному составу слагающих покровы пород, а также по наличию в их основании линзовидных тел ультрабазитов, каждый из них представляет собой, по-видимому, фрагмент разреза единого океанского бассейна - Тоханский отвечает северной его части, Кизилколький – средней, а Марухский – южной. Породы описанных покровов метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациях. РТ условия преобразования пород, исходя из верхнего предела устойчивости пренита около 400⁰С [3], не превышали 1,5-2,5 кбар и 300-350⁰С, что отвечает глубинам порядка 4-7 км.

Метаморфиты Ацгаринского тектонического покрова общей мощностью до 3200 м, перекрывающие охарактеризованный выше разрез, отличаются сложным строением и состоят из нескольких различающихся по составу исходных пород и степени метаморфизма пластин. Самая нижняя из них сложена двуслюдяными, двуслюдяно-гранатовыми, двуслюдяно-гранат-силлиманитовыми и двуслюдяно-гранат-кордиерит-силлиманитовыми сланцами и мигматитами. В составе второй пластины выделяются плагиоклазовые и эпидотовые амфиболиты, нередко со сфеном и хлоритом, хлорит-эпидотовые сланцы со сфеном, эпидот-актинолитовые и биотит-кварц-эпидот-плагиоклазовые сланцы. Третья пластина сложена альбит-хлорит-актинолитовыми и альбит-актинолитовыми сланцами с цоизитом и сфеном, актинолититами и альбит-роговообманковыми сланцами со сфеном, гранат-альбит-кварцевыми с графитом, хлорит-альбит-графит-кварцевыми, гранат-хлорит-биотит-кварц-альбитовыми с графитом и гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, мусковит-альбит-кварц-хлоритовыми с гранатом и графитом и двуслюдяными гранат-плагиоклаз-кварцевыми сланцами. В четвертой пластине выделяются двуслюдяные и мусковитовые ставролит-гранат-хлорит-плагиоклазовые, гранат-хлорит-плагиоклазовые, биотит-кварц-плагиоклаз-роговообманковые, гранат-биотит-кварц-плагиоклазовые и эпидот-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы с графитом и сфеном. По минеральным парагенезисам степень метаморфизма пород в покрове варьирует от биотитовой до гранатовой субфаций зеленосланцевой фации до фации биотит-мусковитовых гнейсов, их РТ условия оцениваются в 3-3,2 кбар и 560-600⁰С, что отвечает глубинам погружения порядка 11 км.

В Бечасынской зоне вскрывается расслоенный комплекс метаморфитов, состоящий из автохтонных и аллохтонных образований. Исходными для автохтонных образований являлись первично осадочные породы, а в разрезе перекрывающих их тектонических покровов фиксируется чередование вулканогенных и осадочных образований.

Автохтонный комплекс в нижней части видимого разреза сложен хлорит-кварц-серицитовыми сланцами, в большинстве случаев являющимися диафторитами по биотитовым и гранат-биотитовым парагнейсам. Местами породы приобретают облик линзовидно-полосчатых мигматитов (неатектические вениты), отмечаются прослои мраморов, ассоциирующих с мономинеральными амфиболитами. Они сменяются почти чистыми светлыми кварцитами, среди которых отмечаются отдельные прослои темносерой и черной окраски, среди кварцитов и сланцев отмечаются разности с графитом и кластическим калиевым полевым шпатом, а также маломощные прослои мраморов. Более верхняя часть разреза сложена кварц-альбитовыми, хлорит-альбит-кварцевыми и актинолитовыми сланцами, содержащими прослои и линзы мраморизованных известняков с оторочками тремолитовых сланцев, а завершается разрез сланцами с крупными чешуйками мусковита, порфиробластами альбита и чередованием хлорит-альбитовых, мусковит-альбитовых и мусковит-хлорит-альбитовых сланцев, отдельные прослои которых содержат амфибол и гранат. Видимая мощность автохтонного разреза варьирует в пределах 1700- 2700 м.

Аллохтонный разрез представлен пакетом тектонических покровов, среди которых выделяются Хаусаутский, Урлешский, Лахранский и Шаукольский. В основании вскрытого разреза первые три из них в восточной части зоны сложены биотит-кварцевыми, биотит-альбит-кварцевыми, биотит-мусковит-кварцевыми, амфибол-биотит-кварцевыми, роговообманковыми, хлорит-биотит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами с редкими линзами мраморов, амфиболитов и прослоями филлитов и мраморов. В средней части преобладают роговообманковые, хлоритовые и биотит-мусковит-кварцевые сланцы, в которых сохранились реликты диабазовой, порфировой и обломочной структур, что позволяет считать их образовавшимися за счет лав и туфов основного и среднего состава. Они сменяются псаммитовыми и агломератовыми метатуфами кислого и смешанного состава, метаконгломератами, метапесчаниками и метаалевролитами. Завершается разрез покровов метатерригенными породами, филлитами, известняками и метатуффитами среднего состава, общая мощность покровов в этой части территории оценивается в 2400-2670 м.

В западных участках в основании покровов обнажаются кварц-альбитовые, хлорит-кварц-серицитовые сланцы с прослоями филлитов и мраморов. Последние, как правило, обрамлены оторочками тремолитовых сланцев и с ними обычно ассоциированы мономинеральные амфиболиты. В средней части разреза преобладают кварциты, а сланцы играют подчиненную роль, среди кварцитов и сланцев отмечаются разности с графитом и горизонты мраморов. Завершают разрез хлорит-кварц-альбитовые, эпидот-хлорит-альбитовые, хлорит-альбитовые и хлорит-амфибол-альбитовые сланцы с прослоями мусковит-альбитовых. Общая мощность разреза здесь варьирует в пределах 2590-2850 м.

Особое место в разрезе аллохтона Бечасынской зоны занимает Шаукольский покров, который сложен преимущественно светлыми сланцами с крупными чешуйками мусковита и порфиробластами альбита, чередованием хлорит-альбитовых, мусковит-альбитовых и мусковит-хлорит-альбитовых сланцев. Отдельные прослои содержат амфибол и гранат, а в нижней части покрова в основных породах развиты

гранат, более поздний биотит и роговая обманка, образующая тесные сростки с минералами группы глаукофана [1].

Породы Бечасынской зоны метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой (до-биотитовая, биотитовая и гранатовая субфации) и пренит-пумпелиитовой фаций. В Хасаутском, Урлешском и Лахранском покровах метаморфиты отвечают породам низкого (1,5-3,5 кбар) давления, а глубины их преобразования варьируют от 5 до 13 км. Метаморфизм пород автохтонного комплекса соответствуют умеренному (4,5-5 кбар) давлению при глубинах погружения до 16-17 км и лишь в Шаукольском покрове установлены породы повышенного (6,5-7,5 кбар) барического типа, свидетельством чему является присутствие в метаморфитах глаукофана и фенгита. Глубины преобразования пород Шаукольского покрова достигают 22-27 км, отсутствие в этих образованиях кианита, минерала индикатора высоких давлений, обусловлено, по-видимому, особенностями состава исходных пород, в которых ощущался дефицит высокоглиноземистых разностей [1, 2].

Приведенная выше характеристика метаморфических преобразований пород разных структурных зон кристаллического основания Центрального Кавказа свидетельствует о том, что в зоне Главного хребта в Эльбрусской и в восточных разрезах Перевальной подзон отмечается нормальное, хотя и скачкообразное, уменьшение степени метаморфизма вверх по разрезу. В западных разрезах Перевальной подзоны породы более высокой ступени метаморфизма залегают гипсометрически выше менее метаморфизованных.

В зоне Передового хребта термобарические условия формирования метаморфических пород указывают на пространственное совмещение образований, сформированных в условиях различных температур и давлений, и резкой, зачастую незакономерной, их смене по разрезу. В ее видимом основании вскрыты глубоко метаморфизованные образования с линзовидными телами эклогитов, они тектонически перекрыты преобразованными в пренит-пумпеллиитовой фации и хлоритовой и биотитовой субфациях зеленосланцевой фации породами. В свою очередь, отложения офиолитовой ассоциации тектонически перекрыты породами более высокой ступени метаморфизма Ацгаринского пакета покровов.

В Бечасынской зоне метаморфиты умеренного давления видимого ее основания перекрыты пакетом покровов, осадки которых испытали преобразования в обстановке низких давлений, а на них залегают высокобарические образования Шаукольского покрова.

Подобные соотношения пород указывают на их совмещение в едином разрезе каждой из зон в результате широко проявленных шарьяжных перемещений уже после метаморфических преобразований. В зоне Передового хребта, судя по резкому скачку степени метаморфизма на контакте видимого основания с перекрывающими его породами офиолитовой ассоциации, этому совмещению предшествовала эксгумация глубоко метаморфизованных пород, свидетельством чему является исключительно свежий облик локализованных в них эклогитов. Это обстоятельство может указывать на существенный временной перерыв между формированием офиолитовой ассоциации и ее фундамента, а в целом метаморфический фундамент Центрального Кавказа может рассматриваться как коллажное сооружение, возникшее в результате значительных горизонтальных перемещений.

Литература

1. Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойских этапах развития. – В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45-154.
2. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Науч. мир, 2005. 458 с.
3. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. С. 536.
4. Перчук А.Л. Метаморфизм кианитовых эклогитов урочища Красная Скала (Передовой хребет Большого Кавказа)// Петрология. 1993. Т.1. №1. С. 98-109.
5. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

Характеристика россыпеобразующих минералов тяжёлой фракции караганских отложений Дагестана.

А.Р. Юсупов, В.У. Мацапулин, А.М. Ахмедов
ИГ ДНЦ РАН

Караганская толща Дагестана представлена глинами и песками. Она прослеживается в предгорной части Дагестана от г. Хасавюрт на севере, до реки Рубас на юге, протяжённостью 250км. Мощность отложений варьирует от 50 до 250м.

Породы толщи можно подразделить на четыре основные группы: 1) конгломераты, песчаники и алевролиты; 2) алевролитистые и алевролитовые глины; 3) глины; 4) карбонатные и карбонатно-глинистые породы [3]. Конгломераты относятся к числу сравнительно редких для карагана типов пород. Пески, песчаники и алевролиты преобладают в отложениях, составляя почти 50% всей толщи.

В изменении свойств песчано-алевролитовых пород, по площади и разрезу, наблюдаются определённые закономерности. Роль крупных фракций возрастает с юга на север. В разрезе они приурочены к низам карагана. Песчано-алевролитовые породы толщи в основном кварцевые. При изучении тяжёлой фракции песчано-алевролитовых пород устанавливаются определенные закономерности в распределении