

## НОВООБРАЗОВАННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ: ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2018 г. С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, С. И. Высоцкий

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru*

### Введение

Детальное изучение новообразованных минеральных ассоциаций и парагенезисов является важной задачей, позволяющей выйти за рамки собственных проблем минералогии. В данной работе приводятся материалы по торий-редкоземельной минерализации и светлым слюдам, распространенным в структурно-вещественных комплексах различной генетической природы, полученные нами в 2015–2017 гг. На основе детального изучения химического состава минералов предпринята попытка увязать их генезис с геодинамическим развитием региона.

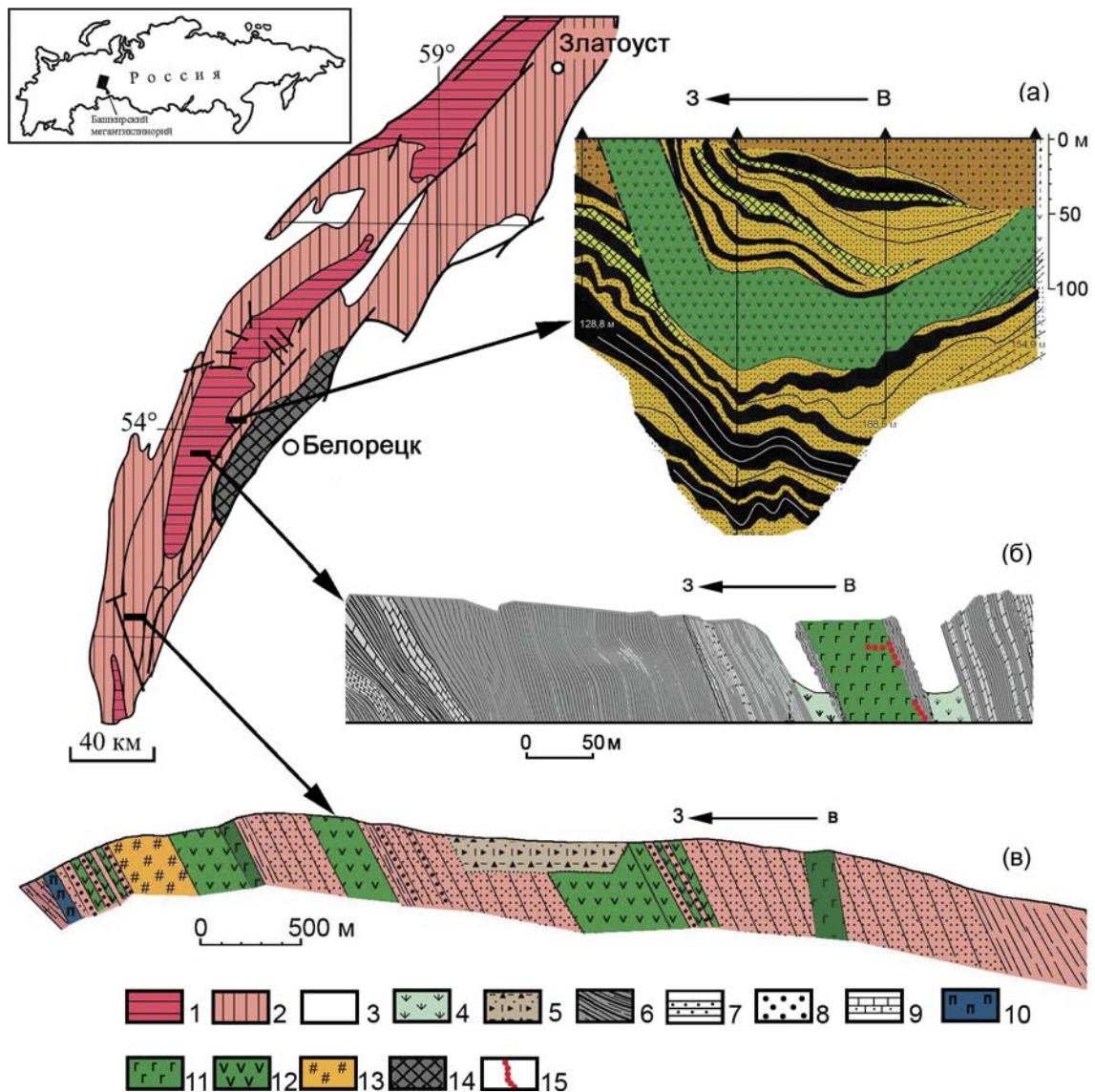
Составы минералов определялись на растровом электронном микроскопе РЭММ-202М с EDA в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик В.А. Котляров).

### Геологическое строение структурно-вещественных комплексов

**Шатакский комплекс** (рис. 1) представляет собой стратифицированную вулканогенно-осадочную ассоциацию, являющуюся основанием среднерифейского разреза Башкирского мегантиклинория. Осадочные породы комплекса представлены преимущественно грубозернистыми разностями: конгломератами и песчаниками (рис. 1). Алевролиты, алевросланцы и известняки распространены в подчиненных количествах. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они на 70–80% сложены хорошо окатанными обломками кварцитопесчаников и кварцитов, реже разнообразных сланцев. Цемент — кварцевый песчанистый материал и мелкочешуйчатая серицит-хлоритовая масса. Песчаники на 80–90% состоят из обломков кварца с хлорит-серицитовым цементом. Алевролиты и алевросланцы встречаются в тонком переслаивании друг с другом, реже слагают самостоятельные маломощные горизонты и пачки.

Магматические породы представлены пикритами, базальтами и риолитами. Пикриты образуют пластовую дифференцированную интрузию, расположенную в основании машакской свиты, на ее непосредственной границе с подстилающими отложениями юшинской свиты нижнего рифея [3]. Метабазальты Шатакского комплекса, максимальное количество которых входит в состав кузьелгинской и каранской подсвит, залегают в виде лавовых потоков и субвулканических тел пластовой формы. Часто в прикровельных и приподошвенных частях магматических тел наблюдаются обильные миндалины, выполненные кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрявшейся магмы. Риолиты — светло-серые породы с порфирированной флюидальной и шлирово-такситовой структурой — сложены мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с порфирированными выделениями андезин-олигоклаза. Темноцветные минералы — зеленовато-бурый биотит и хлорит.

Геохимические характеристики как магматических, так и осадочных пород комплекса обладают определенной спецификой. В частности, по величинам  $La_n/Lu_n$  и  $Ce_n/Yb_n$  все разновидности магматических пород (пикриты — 2.52–4.38 и 2.24–3.64; базальты — 4.40–5.91 и 3.30–4.74; риолиты — 112.23 и 66.08 соответственно) в значительной степени обогащены легкой группой РЗЭ.  $La_n/Sm_n$  в пикритах и базальтах Шатакского комплекса изменяется в пределах от 1.66 до 2.53, повышаясь к риолитам до величины 4.61. Близкие тенденции в ряду пород пикрит — базальт — риолит характерны и для крупноионных (Rb, Ba, K) и высокозарядных (Th, U) элементов. В целом геохимические характеристики магматических пород свидетельствуют об их формировании в результате дифференциации магмы в едином промежуточном очаге.



**Рис. 1.** Геологическая схема Башкирского мегантиклинория и изученные разрезy структурно-вещественных комплексов (а — Улуелгинско-Кудашмановского; б — Суранского; в — Шатакского)

**Условные обозначения:** 1 — нижнерифейские отложения нерасчлененные; 2 — среднерифейские отложения нерасчлененные; 3 — верхнерифейско-палеозойские отложения нерасчлененные; 4 — задернованные участки; 5 — осыпи, кора выветривания; 6 — сланцы; 7 — алевросланцы, алевролиты, песчаники; 8 — конгломераты; 9 — карбонатные породы с переменным количеством терригенной составляющей; 10 — пикриты; 11 — габбро, габбро-долериты; 12 — базальты; 13 — риолиты; 14 — площадь находок редкоземельных минералов в русловых и аллювиальных отложениях; 15 — кварцевые жилы и прожилки.

Содержания РЗЭ в конгломератах Шатакского комплекса характеризуются широким разбросом. Для большей части важных геохимических отношений элементов их средние значения превышают аналогичные показатели, характерные для верхней коры, по [18] ( $Nb/Ta$  — конгломераты — 31.14; верхняя кора — 13.4;  $Zr/Hf$  — 105.16 и 36.7;  $K/Rb$  — 375.1 и 283;  $Rb/Cs$  — 52.38 и 20.0 соответственно). Кроме того, в них установлены аномально высокие содержания As, Se и Sn, подтвержденные минералогическими исследованиями [4], а также относительно низкие содержания Co и Ni, элементов типоморфных для магматических пород основного состава, что подчеркивает особенности шатакских конгломератов, а именно практически полное отсутствие магматических пород в составе обломочного материала, свидетельствующее об интрузивной природе значительной части «базальтов» [3].

**Суранский и Интуратовский разрезы** (см. рис. 1) представлены углеродсодержащими сланцами, алевросланцами и карбонатными породами бердагуловской и ангастакской подсвит суранской свиты (RF<sub>1</sub>). Сланцы и алевросланцы состоят из мелких обломков кварца от неокатанной, остроугольной до слабоокатанной формы, многочисленных удлиненных чешуек серицита, табличек полевого шпата близкой размерности и гнездообразно-прожилковидных выделений хлорита. Породы рассланцованы с образованием директивных текстур. Наблюдаются тонкие нитевидные прожилки, сложенные серицитом, кварц-хлоритовым и биотит-кварцевым материалом. Углеродистое вещество встречается в виде очень тонких прожилков либо сгустков неправильной формы, рассеянных по породе.

Магматические породы разрезов представлены крупнозернистыми метаморфизованными габбро и габбро-долеритами, первичные минералы которых — плагиоклаз и клинопироксен — сохранились в редких реликтах. Клинопироксен амфиболизирован и хлоритизирован, а плагиоклаз деанортитизирован и альбитизирован. Тела имеют субсогласные контакты со вмещающими породами, что позволяет предполагать их залегание в виде многоярусных пластовых (силловых) интрузий.

Экзоконтактовые породы представляют собой мелкозернистый эпидот-полевошпат-серицит-кварцевый агрегат с гнездообразными выделениями хлорита, по которому развиваются таблитчато-призматические субидiomорфные и идиоморфные кристаллы амфибола, образующие скопления неправильной формы. Во вмещающих породах наблюдаются мелкие (от долей см до 8–10 см) апофизы габбро-долеритов.

Для пород Суранского и Интуратовского разрезов характерна своеобразная геохимическая специализация. По сравнению со средними содержаниями в неизмененных сланцах суранской свиты [9] они обогащены «рудогенными» (Ti в 2 раза, Cr в 1.3 раза, Mn в 8–9 раз, Co в 2–2.5 раза, Ni в 1.5 раза, Cu в 0.5 раза и Zn более чем в 2 раза) элементами и всей группой PЗЭ, за исключением Tm и Lu. Также в них наблюдаются повышенные содержания Rb (2 раза), Sr (в 3.5 раза), Y (в 2–2.5 раза), Zr (2–2.5 раза) и Nb (в 0.5 раза). Для магматических пород характерны значительное обогащение легкой группой PЗЭ при их резкой дифференциации (La/Lu от 35.3 до 109.4; Ce/Yb от 12.2 до 34.5; La/Sm от 3.2 до 4.8) и обогащенность торием по сравнению с ураном (U/Th от 0.19 до 0.27).

**Улуелгинско-Кудашмановская зона** (см. рис. 1) структурно приурочена к Ишлинскому грабену, располагаясь непосредственно в зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома, и представляет собой узкую (100–250 м) полосу вулканогенно-осадочных отложений среднерифейского возраста субмеридионального простирания, прослеженную на расстоянии около 15 км.

Терригенные породы зоны представлены серицит-кварцевыми алевролитами и углеродсодержащими сланцами. Характерной особенностью, как для первых, так и для вторых разновидностей пород является значительная дислоцированность — смятие, гофрирование, микробудинаж, завальцовка кварцевых обломков с мозаичным, облачным погасанием и формирование текстур пластического течения.

Магматические породы образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, включающую пластовые тела интрузивных габбро-долеритов и эффузивов основного состава с небольшим количеством пирокластического материала. Минеральный состав габбро-долеритов включает клинопироксен (авгит), замещающийся сине-зеленой роговой обманкой и зернистыми агрегатами клиноцоизита и эпидота, альбитизированный плагиоклаз и титаномагнетит. В крайней степени изменения интрузивные породы представляют собой карбонат-эпидот (клиноцоизит)-альбит-кварц-хлоритовые сланцы и эпидот-альбит-кварц-амфиболовые породы массивной текстуры, трассирующие тектонические нарушения, которые располагаются внутри мощного габбро-долеритового тела.

Эффузивные метабазальты сложены разноориентированными лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, нацело замещенным эпидотом и хлоритом, а также девитрифицированным вулканическим стеклом. Совместно с маломощными прослоями литокристаллокластических туфо-песчаников они рассланцованы и превращены в эпидот-кварц-хлоритовые породы.

Для геохимической специализации углеродсодержащих пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны характерны повышенные, по сравнению с черными сланцами зигазино-комаровской свиты из стратотипического разреза Башкирского мегантиклинория, содержания таких элементов как

Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Sb, Te, W, Pb и U и пониженные — всей группы PЗЭ. В то же время сульфидизированные сланцы (количество сульфидов ~50–60% от общего объема пробы) обогащены всей группой PЗЭ не только по сравнению с безрудными породами, но и по сравнению со средним составом углеродсодержащих сланцев зигаино-комаровской свиты. В них установлены повышенные количества Co, Ni и Cu — элементов типоморфных для магматических пород основного состава, что может свидетельствовать о генетической связи минерализации черносланцевых толщ с ассоциирующимися с ними магматическими породами. Для геохимии апомагматических пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны характерны повышенные содержания группы легких лантаноидов при преобладании Ce над La (La/Lu от 66.8 до 155.3; Ce/Yb от 26.8 до 48.6; La/Sm от 2.1 до 3.6), значительная дисперсия высокозарядных (ppm: Nd — 7.97–20.4; U — 0.47–1.22, Zr — 8.76–44.09) и крупноионных (ppm: Cs — 0.01–0.48; Rb — 2.0–11.5; Sr — 80.4–212.38; Ba — 32.3–143.97) элементов. По сравнению с одновозрастными породами Шатакского комплекса они заметно обеднены средними и тяжелыми редкими землями и обогащены ураном и ниобием.

### Торий-редкоземельная минерализация и ее генетическая природа

В последние годы в результате региональных исследований в пределах западного склона Южного Урала нами была установлена U-Th-REE минерализация в породах суранской и машакской свит нижнего и среднего рифея, а также в русловых и аллювиальных отложениях низких и высоких террас восточной подзоны Башкирского мегантиклинория, сложенных метаморфизованными породами рифея и венда [1, 4, 5, 7].

В терригенных породах **Шатакского комплекса** нами были обнаружены алланит, торит, монацит, ксенотим и значительное количество неидентифицированных Th-REE соединений сложного состава.

*Алланит* встречается в составе цемента в интерстициях кварцевых зерен, где образует выделения неправильной формы, иногда с несколькими хорошо выраженными гранями. По химическому составу он относится к цериевой разновидности ( $Сe > La + Nd + Pr$ ), редко встречается алланит с  $Сe \sim La + Nd + Pr$ . *Ксенотим* обнаружен в виде цепочечно-прожилковидных обособлений, сложенных сростками ограненных кристаллов либо ксеноморфных выделений. «Микропрожилки» располагаются в цементе конгломератов и имеют сложно-ветвящуюся и прерывистую форму. В химическом составе ксенотима, кроме типичных примесных Gd, Dy, Tb, Ho, Yb, установлены Nd и Sm. Кроме того, встречаются как U-Th-содержащие разновидности минерала, так и без U и Th. *Монацит* встречается в виде единичных неограниченных выделений со сглаженными и округлыми поверхностями. Содержания PЗЭ в его химическом составе подвержены значительным колебаниям. В частности, установлен монацит с 20.42 мас. %  $Nd_2O_3$  и 12.32 мас. %  $Sm_2O_3$ . Все изученные монациты относятся к Th-содержащим разновидностям при варьирующих в широких пределах содержаниях церия (от 13.35 до 35.71 мас. %). *Торит* обнаружен в выделениях различной формы: от ограненных кристаллов до ксеноморфных микровключений в других минералах. Для него характерен специфичный состав; встречаются практически беспримесные выделения с 80.29 мас. %  $ThO_2$ , но более широко распространены минералы с примесями PЗЭ (La, Ce, Pr, Sm, Nd), а также Y, P, Ti, Fe и Ca. Кроме того, в изученных породах присутствуют *неидентифицированные фазы* сложного состава, среди включений в которых обнаружены микрофазы торита и церианита.

Редкоземельная минерализация в породах **Суранского и Интуратовского разрезов** представлена монацитом, ксенотимом, кальциоанкилитом, алланитом и иттрийсодержащим эпидотом.

*Монацит* встречается в виде ксеноморфных выделений, часто образующих скопления неправильной формы. По химическому составу все монациты относятся к цериевым разновидностям ( $Сe_{\text{сред}} \geq \sum PЗЭ_{\text{сред}}$ ). В составе отдельных выделений присутствуют Fe, U и Gd. *Ксенотим* часто встречается в виде парагенетических сростаний с монацитом, а также в виде самостоятельных ксеноморфных выделений. С одной стороны, ксеноморфные сростания монацита и ксенотима свидетельствуют об отсутствии дифференциации PЗЭ в процессе минералообразования, с другой — наличие отдельных выделений этих минералов позволяет предполагать разделение цериевой и иттриевой групп элементов. Возможно, здесь присутствуют две генерации минералов, генезис которых

обусловлен различными причинами. *Кальциоанкилит* впервые обнаружен в терригенных породах России. Минерал присутствует в экзоконтактовых зонах даек габбро-долеритов Суранского разреза в ассоциации с монацитом, мусковитом, хлоритом, альбитом и титанитом. Он представлен сростаниями слабоограниченных удлиненных призм либо ксеноморфными выделениями. По химизму минерал относится к практически чистому кальциоанкилиту (0,98–0,99 к.ф. Ca), к его цериевой разновидности  $(La+Pr)/(Ce+Nd)=0.36$ . *Алланит* встречается в виде сростков таблитчатых кристаллов либо образует кристаллическизернистые агрегаты, часто в ассоциации с эпидотом. По химическому составу минерал относится к Ce-разновидности. К его специфическим особенностям относится присутствие разновидностей с примесями  $MnO$ ,  $Y_2O_3$  и  $Sm_2O_3$ . *Эпидот* встречается в виде призматических кристаллов, их сростаний и ксеноморфных выделений в ассоциации с алланитом. Наличие в его химическом составе Y позволяет говорить о том, что минерал входит в состав изоморфного ряда эпидот – алланит, что, в свою очередь, свидетельствует о значительном количестве редкоземельных элементов в породах разрезов. *Торит* встречен в виде очень мелких (1–2 мкм) ксеноморфных выделений, включенных в кристаллы гематита. В его составе присутствует U.

Редкоземельная минерализация в породах **Улуелгинско-Кудашмановской зоны** представлена монацитом, алланитом, ксенотимом и неидентифицированными РЗЭ-фазами.

*Монацит* и *неидентифицированные РЗЭ-фазы* встречаются, как правило, в ксеноморфных выделениях в апомагматических и терригенных породах. Их характерными чертами является пространственная совмещенность с минералами Ag, U и Th. По химическому составу все обнаруженные монациты и неидентифицированные редкоземельные фазы относятся к цериевым разновидностям. В качестве примесей в них установлены  $Sm_2O_3$ ,  $Gd_2O_3$ ,  $ThO_2$  и  $SiO_2$ . *Ксенотим* обнаружен в одном случае, в виде слабоограниченного кристалла в ассоциации с рутилом и мусковитом. Его химический состав близок к составу ксенотимов из пород Суранского и Интуратовского разрезов. *Алланит* присутствует в породах в виде ксеноморфных зернистых масс в ассоциации с торитом и сульфидами железа. По химическому составу минерал относится к железистой разновидности (с низким содержанием  $MgO$  и  $MnO$ ). Сумма РЗЭ в алланите из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны составляет 21.72–22.72 мас. % при преобладании церия ( $Ce_2O_3 \geq La_2O_3 + Pr_2O_3 + Nd_2O_3$ ). *Уран-ториевая минерализация* в породах зоны характеризуется наличием разнообразных по составу минералов U и Th. Торий присутствует в силикатной форме, в виде *торита уранового* в ксеноморфных либо слабоограниченных выделениях в ассоциации с монацитом.

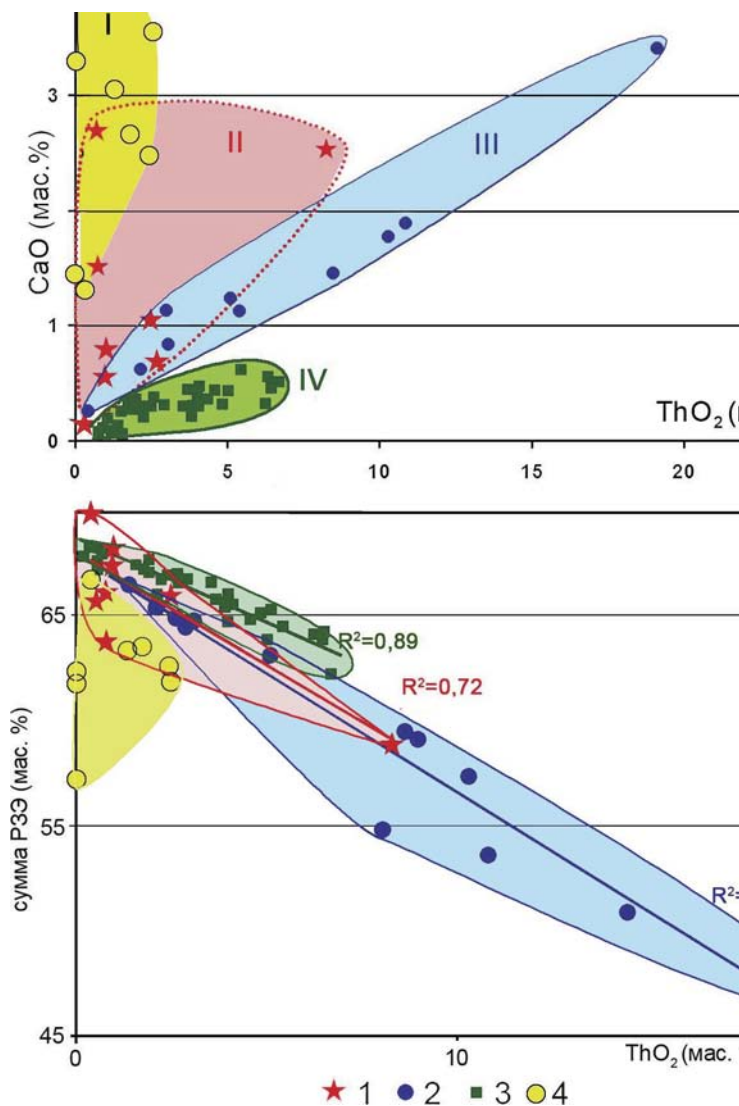
Генетическая природа РЗЭ-минерализации метаморфогенного типа является предметом достаточно оживленной дискуссии ввиду того, что реакции роста и разложения редкоземельных минералов при метаморфизме изучены явно недостаточно. Существуют как минимум две точки зрения на метаморфогенный генезис редкоземельных минералов. Согласно первой — образование и разложение редкоземельных фаз при метаморфизме происходит без участия породообразующих алюмосиликатов, практически не содержащих РЗЭ. Такие факты приводятся в работах [19, 20], где описано образование алланита при разложении детритового монацита в условиях зеленосланцевой фации. Вторая точка зрения предполагает, что значительные количества легких РЗЭ и фосфора могут содержать обычные силикаты, при разложении которых и образуется монацит [13, 15, 16]. По нашему мнению, ни одна из моделей не реализуется в «чистом» виде. Ввиду того, что процессы метаморфизма всегда многофакторны, разрабатываемые модели должны быть комбинационными. Ниже приводятся наши представления о генезисе РЗЭ-минерализации в терригенных отложениях Башкирского мегантиклинория.

Несмотря на то что минералы РЗЭ встречаются в различных парагенезисах и ассоциациях, «сквозным» для всех пород является монацит. В связи с этим анализ его химического состава может представлять интерес с точки зрения определения генетической природы Th-РЗЭ минерализации пород Башкирского мегантиклинория.

На рис. 2а представлена диаграмма  $CaO - ThO_2$  для монацитов из терригенных пород и аллювиальных отложений Башкирского мегантиклинория, из анализа которой видно, что все минералы довольно четко группируются в четыре поля. Первое характеризует монациты из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны. Для монацитов характерно наличие безториевых разновидностей и максимальные количества CaO в составе минералов. Монациты из экзоконтактовых пород

Суранского разреза (поле II) отличаются значительными вариациями содержаний CaO при относительно слабых изменениях количеств ThO<sub>2</sub>. Для минералов третьей группы (Шатакский комплекс) присуща четко проявленная прямая зависимость между CaO и ThO<sub>2</sub> с коэффициентом аппроксимации 0.96 и наличие разновидностей с максимальным количеством ThO<sub>2</sub>. Монациты из аллювиальных отложений восточной части Башкирского мегантиклинория (IV группа) образуют компактное поле, расположенное в нижней части диаграммы (см. рис. 2а). Они характеризуются слабыми вариациями содержаний CaO при значительных изменениях количеств ThO<sub>2</sub> со значимой величиной коэффициента аппроксимации — 0.65. Между минералами I и II групп просматриваются общие черты изменения содержаний окислов. Для них характерно наличие двух «локальных трендов» (первый — резкое увеличение количества CaO и второй — прямая зависимость между содержаниями CaO и ThO<sub>2</sub>), что, вероятнее всего, обусловлено определенной близостью процессов контактового и гидротермального метаморфизма и наличием двух генераций монацитов, одна из которых сформировалась из РЗЭ флюидной фазы, а вторая образовалась при метаморфогенной перекристаллизации фосфатсодержащего (?) осадочного субстрата. Близкая картина распределения монацитов по генетическим группам хорошо видна и на диаграмме  $\Sigma$ РЗЭ — ThO<sub>2</sub> (рис. 2б). Существующие взаимосвязи в каждой из генетических групп подчеркиваются значимыми величинами коэффициентов аппроксимации, варьирующих от 0.72 до 0.94.

В целом все вариации элементов на рис. 2 обусловлены изоморфными замещениями РЗЭ — Ca — Th в структуре монацита, но из приведенного выше описания минералов и анализа диаграмм



следует принципиальный вывод о том, что перераспределение РЗЭ, Ca и Th в монацитах реализовывалось в самостоятельном процессе, характерном для каждой генетической группы, то есть мы имеем четыре механизма образования торий-редкоземельной минерализации в терригенных породах Башкирского мегантиклинория.

Генетическая природа каждого из механизмов формирования Th-РЗЭ минерализации в терригенных породах Башкирского мегантиклинория тесно увязана с историей развития региона. Согласно современным геодинамическим построениям западный склон Южного Урала, крупнейшей структурой которого является Башкирский мегантиклинорий, в раннем — среднем рифее (мезопротерозое) являлся частью Волго-Уральского сегмента палеоконтинента Балтики [10]. Проявление на данной территории в это время плюмовых

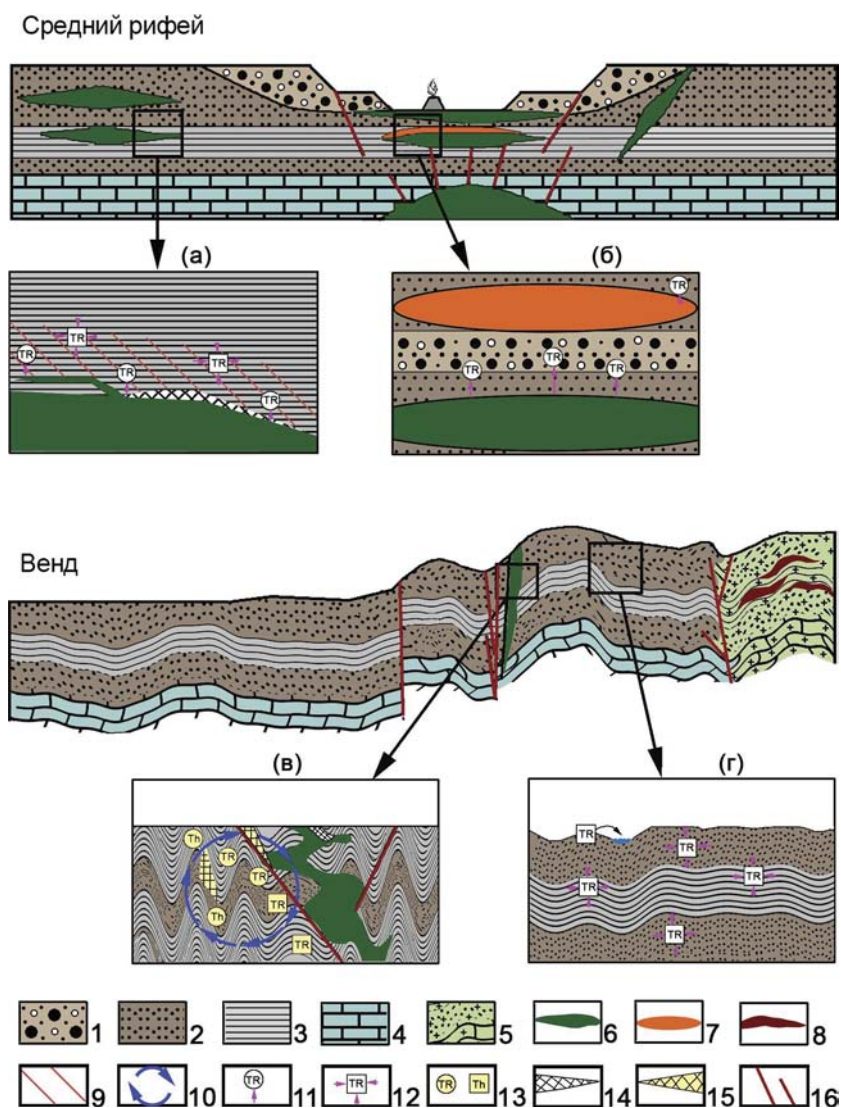
**Рис. 2.** Диаграммы CaO — ThO<sub>2</sub> и  $\Sigma$ РЗЭ — ThO<sub>2</sub> для монацитов из терригенных пород Башкирского мегантиклинория

**Условные обозначения:** 1 — Суранский разрез; 2 — Шатакский комплекс; 3 — аллювиальные отложения восточной части Башкирского мегантиклинория; 4 — Улуелгинско-Кудашмановская зона.

процессов [11] привело к формированию интракратонного прогиба и внедрению в зоны разломов многочисленных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий (рис. 3).

Процессы дифференциации мантийного расплава в промежуточных очагах способствовали образованию магм, различавшихся как по основности (пикриты, долериты, базальты, риолиты), так и геохимическим характеристикам (обогащенность редкоземельными элементами, Au, Pt, Pd и др.). Внедрение расплавов в верхние горизонты коры с флюидной проработкой осадочного субстрата привело к формированию экзоконтактового и «флюидно-магматического» типов редкоземельной минерализации, различающихся масштабностью локального проявления магматизма: в случае единичных тел формируется экзоконтактовый тип (см. рис. 3а), при образовании вулканоплутонической ассоциации — «флюидно-магматический» тип (см. рис. 3б).

Следующее масштабное геотектоническое событие в истории развития региона связано с «вендской коллизией», которая проявилась 600–550 млн лет назад при орогенических движениях



**Рис. 3. Упрощенная геодинамическая схема развития Южного Урала в среднерифейско-вендское время и механизмы образования Th-РЗЭ минерализации**

**Условные обозначения:** 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — карбонатные породы; 5 — парапороды Белорецкого метаморфического комплекса; 6 — магматические породы основного состава; 7 — риолиты; 8 — эклогиты Белорецкого комплекса; 9 — зоны экзоконтактового воздействия; 10 — гидротермальная система; 11 — «флюидно-магматическая» редкоземельная минерализация; 12 — метаморфогенная редкоземельная минерализация; 13 — гидротермально-метаморфогенная редкоземельная минерализация; 14 — экзоконтактовые кварцевые жилы; 15 — метаморфогенно-гидротермальные кварцевые жилы; 16 — тектонические нарушения.

в складчатой области тиманид, сформировавшейся на краю рифейского платформенного бассейна [10]. В структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория это событие отразилось в виде Белорецкого эклогитового комплекса, термобарические параметры метаморфизма пород которого достигали максимальных величин:  $T \sim 650^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 13$  кбар [6], и большей степени метаморфизма пород восточной подзоны Башкирского мегантиклинория по сравнению с западной. В этих условиях сформировались третий и четвертый генетические типы редкоземельной минерализации — «гидротермальный» и «аллювиально-метаморфогенный».

Геохимическая специализация пород, «выполняющих» линейные зоны разломов, определялась не только условиями осадконакопления, но и воздействием на субстрат флюидной фазы, сопровождающей интрузивный магматизм. При формировании и развитии локальных гидротермальных систем, одной из которых является Улуелгинско-Кудашмановская зона, образование редкоземельной минерализации характеризуется определенным своеобразием, заключающимся в том, что в структуре монацита происходит изоморфная замена Th на Ca, что приводит к появлению безториевых высококальциевых монацитов и собственных минералов тория (см. рис. 3в).

«Аллювиально-метаморфогенный» генетический тип формируется в условиях метаморфизма, определявшегося стрессом + литостатическим давлением (см. рис. 3г). При этом редкоземельная минерализация, вероятнее всего, сформировалась из продуктов разрушения гранитоидов, являвшихся одним из источников поступления кластогенного материала при образовании осадочных пород ранне-среднерифейского возраста и/или перекристаллизации фосфатсодержащего цемента терригенных пород. Ее локализация в восточных частях Башкирского мегантиклинория может служить косвенным доказательством того, что основная фаза редкоземельного минералообразования была обусловлена «вендской коллизией».

Подводя итог описанию приведенного выше материала необходимо акцентировать внимание на том, что генезис торий-редкоземельной минерализации, распространенной в терригенных породах Башкирского мегантиклинория, является полигенным и полихронным. В данной работе предложены четыре механизма ее образования, но это не означает, что проблема видовой разнообразия и широкого распространения Th-РЗЭ минерализации в пределах всего западного склона Южного Урала окончательно решена. По нашему мнению, проблема гораздо многограннее.

### **Светлые слюды в терригенных комплексах Башкирского мегантиклинория и их генетическая природа**

Латеральная неоднородность (региональная, субмеридиональная зональность), заключающаяся в слабом метаморфизме рифейско-вендских толщ западной части Башкирского мегантиклинория и повышенной интенсивности метаморфических преобразований в его восточной части, установлена давно. В пределах западной зоны «начальный» метаморфизм пород очень слаб и почти однороден на больших площадях; он соответствует катагенезу и в самой восточной части — зоне филлитизированных глинистых сланцев позднего катагенеза. В зоне Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома и восточнее него интенсивность регионального метаморфизма усиливается с изменением его характера с ареального на зональный. По мнению многих исследователей, подтвержденному Ag-Ag датировками слюд Белорецкого метаморфического комплекса, метаморфизм имеет вендский (преимущественно поздневендский), тиманский (в пределах 600–530 млн. лет) возраст, а его генетическая природа остается дискуссионной [8, 10, 14]. Несмотря на длительный период изучения этого одного из важнейших этапов в геологической истории развития Южного Урала, термобарические параметры процесса на сегодняшний день не определены, а выделение фаций основано лишь на литолого-петрографическом описании минеральных ассоциаций.

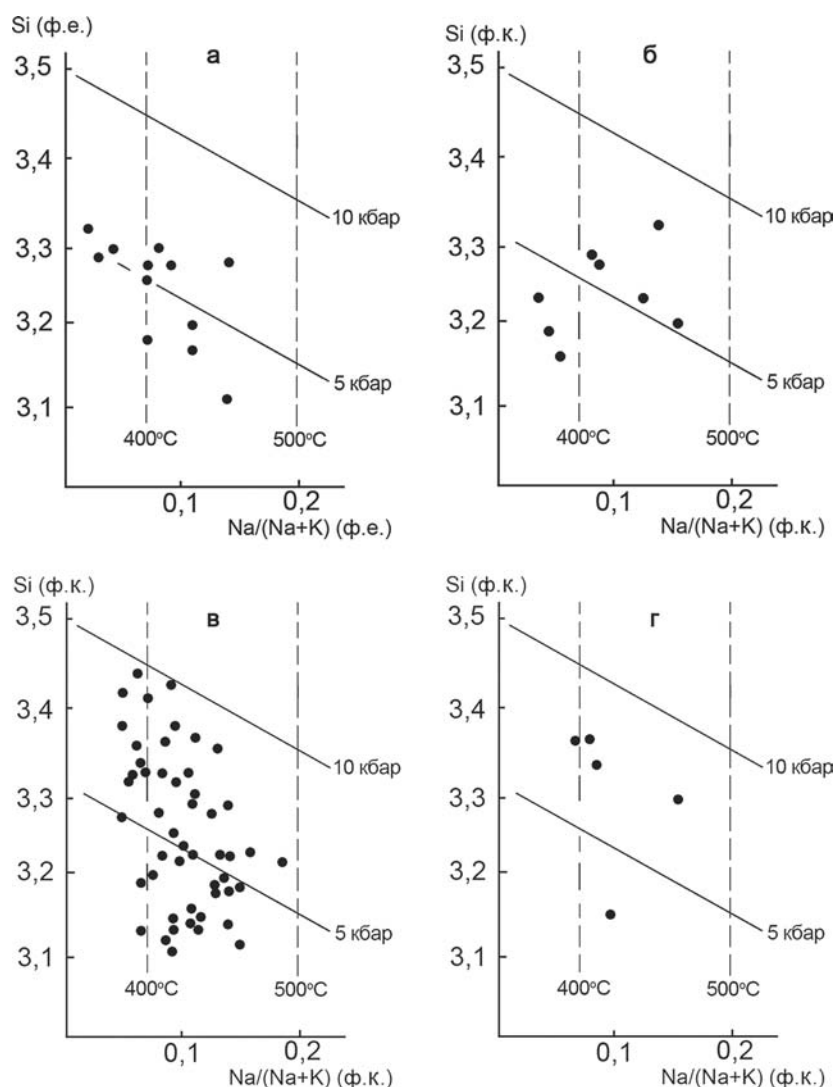
Для определения термобарических параметров метаморфизма нами были изучены составы светлых слюд как наиболее представительной группы новообразованных минералов в терригенных отложениях различных структурно-вещественных комплексов региона.

Мусковит в терригенных и экзоконтактовых породах **Суранского и Интуратовского разрезов** присутствует как в виде тонкочешуйчатой разновидности (серицита), так и образует более крупные единичные выделения и агрегаты разнообразной формы и размеров. Оценка термобарических



параметров образования светлых слюд изображена на рис. 4а. Анализ диаграммы показывает, что максимальные температура (~450°C) и давление (~6–7 кбар) характерны для светлых слюд из пород Интуратовского разреза. При этом наблюдается довольно четко проявленная тенденция, направленная на уменьшение температуры при возрастании давления (максимальная температура ~450°C при минимальном давлении ~2.5–3 кбар; максимальное давление — ~6–7 кбар при минимальной температуре ~380–400°C). Для мусковитов из экзоконтактовых пород Суранского разреза температурный интервал образования составляет ~360–410°C, а давление изменяется в пределах ~3–6 кбар. Вариации P-T параметров свидетельствуют о существовании двух этапов метаморфизма. Первый (*max T, min P*) — экзоконтактовый метаморфизм и второй (*min T max P*) — это стрессовое давление при региональном метаморфизме.

В терригенных породах **Шатакского комплекса** новообразованный мусковит установлен в грубообломочных отложениях нижней, кузельгинской подсвиты в ассоциации с хлоритоидом и эпидотом. Оценка термобарических параметров образования минерала (см. рис. 4б) свидетельствует, что максимальные температура и давление метаморфизма пород комплекса соответствовали:  $T = \sim 470^\circ\text{C}$ ,  $P = \sim 8$  кбар, а минимальные составляли:  $T = \sim 380^\circ\text{C}$ ,  $P = \sim 3$  кбар.



**Рис. 4.** Диаграммы Si (ф.к.)–Na/Na+K (ф.к.) для светлых слюд из терригенных комплексов Башкирского мегантиклинория и Белорецкого метаморфического комплекса.

а — Суранско-Интуратовский комплекс; б — Шатакский комплекс; в — Улуелгинско-Кудашмановский комплекс; г — кристаллические парасланцы Белорецкого метаморфического комплекса. Изограда давления по [12, 17]; изограда температуры по [2, 17].

В породах **Улуелгинско-Кудашмановской зоны** мусковит является одним из самых распространенных минералов. Он присутствует как в виде мелкочешуйчатых разновидностей (серицит), входящих в состав цемента сланцев и алевросланцев, так и в виде относительно крупнолистоватых кристаллов и их агрегатов, встречающихся как в терригенных, так и в апомагматических породах. Интерпретация графического положения точек на диаграмме Si—Na/Na+K (см. рис. 4в) свидетельствует о том, что светлые слюды в апомагматических породах сформировались в интервалах: давления  $\sim 2\text{--}9.8$  кбар; температуры —  $390\text{--}450^\circ\text{C}$ , при этом минимальные температуры не совпадают с минимальным давлением, что свидетельствует о преобладании стрессовой нагрузки при метаморфизме пород зоны. Для терригенных отложений разброс значений температуры и давления близок к апомагматическим и составляет  $T = \sim 390\text{--}490^\circ\text{C}$ ,  $P = \sim 2.5\text{--}9.9$  кбар, и так же, как и для апомагматических пород, максимальные и минимальные температуры и давления не коррелируются между собой.

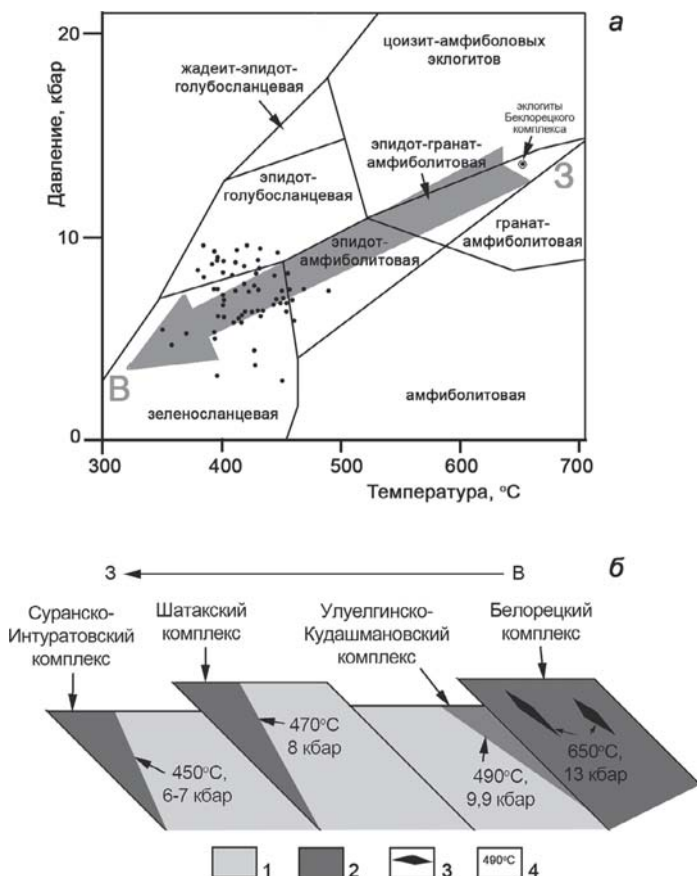
Аналогичная картина наблюдается и для светлых слюд из кристаллических парасланцев **Белорецкого комплекса**, точки составов которых располагаются в интервалах:  $T = \sim 400\text{--}460^\circ\text{C}$ ,  $P = \sim 2.6\text{--}7.5$  кбар (см. рис. 4г), при том, что термобарические параметры образования эклогитов Белорецкого комплекса, рассчитанные по омфациит+гранат+рутиловому парагенезису достигали величин:  $T = \sim 650^\circ\text{C}$ ,  $P = \sim 13$  кбар, а в ассоциирующих с ними парапородах давление, рассчитанное для высококремниевых фенгитов достигало 12 кбар [6].

Таким образом, приведенный выше материал свидетельствует о закономерном уменьшении термобарических параметров метаморфизма с востока на запад в пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория.

Как отмечалось выше, природа допалеозойского регионального метаморфизма, проявившегося на территории палеоконтинентального сектора Южного Урала, остается до сих пор дискуссионной. По представлениям В.И. Ленных [8], она обусловлена неоднократной конвергенцией литосферных плит. По данным А.А. Алексева [1], формирование метаморфических комплексов на Южном Урале осуществлялось в обстановке коллизии континентальных плит, наступившей

после ранневендского рифтообразования и незначительного раздвига континентальной коры.

Установленное выше закономерное изменение термобарических параметров метаморфизма в субширотном направлении в пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория позволяет экстраполировать данные о поздневендском возрасте слюд Белорецкого комплекса [14] на более западные территории БМА и подтверждает точку зрения В.Н. Пучкова [10] о том, что в поздневендское время территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия, явившегося результатом орогенических движений в складчатой области тиманид, сформировавшихся на краю рифейского



**Рис. 5.** P—T диаграмма для метаморфизованных отложений (а) и схематический разрез восточного крыла Башкирского мегантиклинория (б)

**Условные обозначения:** 1 — неизмененные отложения; 2 — метаморфизованные породы; 3 — эклогиты Белорецкого комплекса; 4 — максимальные значения термобарических параметров.

платформенного бассейна. Специфика стрессового метаморфизма, проявившегося в пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория, выразилась в том, что он имеет «приразломный» характер, когда зоны метаморфизованных пород перемежаются с участками неизменных (либо слабо измененных) отложений (рис. 5), о чем свидетельствуют многочисленные работы по изучению рифейских разрезов, являющихся стратотипическими для Северной Евразии.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания (тема № 0252-2017-0012).*

#### Литература:

1. Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. — Уфа.: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 208 с.
2. Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Пономарева Л.Г., Поспелова Л.Н. Статистические исследования белых слюдяных глаукофансланцевых толщ. Статистические методы в геологии. — Новосибирск, 1974. — Вып. 236. — С. 113–133.
3. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. — 2008. — № 3. — С. 280–289.
4. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПресс, 2013. — 268 с.
5. Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки РМО. — 2017. — Т. 146, № 5. — С. 59–80.
6. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Геохимия эклогитов Белорецкого комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов // Литосфера. — 2017. — Т. 17, № 2. — С. 27–48.
7. Ковалев С.С., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Новые данные по геологии, геохимии и минералогии Суранского и Интуратовского разрезов (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник № 13 / ИГ УНЦ РАН. — СПб: Свое издательство, 2017. — С. 101–118.
8. Ленных В.И. Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. — С. 170–183.
9. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. — Екатеринбург: УрО РАН, 2008. — 274 с.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
11. Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. — С. 34–38.
12. Chopin C. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps // J. Petrol. — 1981. — V. 22(4). — P. 628–650.
13. Gibson D.H., Carr S.D., Brown R.L., Hamilton M.A. Correlations between the chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions with major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y-Th-U X-ray mapping // Chemical Geology. — 2004. — V. 211, No 3–4. — P. 237–260.
14. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau. — 1999. — V. 87. — P. 515–525.
15. Kohn M.J., Malloy M.A. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2004. — V. 68, No 1. — P. 101–113.
16. Lanzirotti A., Hanson G.N. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 1996. — V. 125. — P. 332–340.
17. Massonne H.J., Schreyer By. W. Stability field of the high pressure assemblage talc+phengite and two new phengite barometers // Europ. J. Mineral. — 1989. — V. 1. — P. 391–410.
18. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. — 2003. — V. 3. — P. 1–64.
19. Smith H.A., Barreiro B. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 1990. — V. 105, No 5. — P. 602–615.
20. Wing B.A., Ferry J.M., Harrison T.M. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2003. — V. 145, No 2. — P. 228–250.