

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗОНЫ УРАЛТАУ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Geochemical features of Uraltau zone granites in connection with appreciation of their rare-metallic mineralization

Geochemical features of granitic massifs of the Uraltau zone are considered. Petrological types and physical-chemical conditions for magmatic rocks are discussed. Differentiated granitic bodies have Be, Sn, F, Ta and Mo, W metallogenetic specialization and they are perspective for Ta mineralization.

М.В. Рыкус,
В.И. Сначев
Уфимский государственный
нефтяной технический
университет

При региональном геохимическом анализе гранитоидов наиболее актуальной задачей является выделение среди них потенциально рудоносных формационных типов и оценка их промышленной значимости. Это особенно важно по отношению к редкометальным гранитам, несущим Ta, Nb, Be, W, Mo минерализацию. Танталоносные редкометальные граниты всегда занимали значительное место в качестве источника для промышленного получения тантала. И в современной минерально-сырьевой базе России именно танталоносным редкометальным гранитам отводится ведущая роль в его производстве. С этими гранитами связаны также месторождения олова, вольфрама, бериллия, крупнейшие из которых известны в Приморье, Якутии и Забайкалье.

В современных геолого-генетических моделях редкометальные граниты, в том числе руды, рассматриваются как интрузивные образования. В отличие от обычных гранитоидов, массивы редкометальных гранитов являются малыми интрузивами, имеющими размеры в плане, как правило, от долей км до первых км. Чаще это пологие тела мощностью до нескольких сотен м, иногда штоки, реже — силлы и дайки.

Считается /Бескин и др., 1999/, что обнаружение любой разновидности редкометальных гранитов среди массивов более ранних гранитоидов является находкой, как минимум, рудопроявления, а зачастую — и месторождения. Образование таких гранитов связывают с завершающим этапом становления гомодромных магматических серий. Обычно это предельные продукты дифференциации глу-

бинных очагов магмы в умеренно коллизионных обстановках. Интрузивные тела состоят из нескольких фаз становления и могут сопровождаться собственными пегматитами, метасоматитами, гидротермалитами; они нередко располагаются между телами обычных гранитов и вмещающими толщами, создавая впечатление магматической, метасоматической и рудной зональности в едином гранитном массиве. Выделение и типизация таких редкометальных гранитов представляет непростую задачу, решение которой невозможно без привлечения модельных петрологических и геохимических критериев.

В зоне Уралтау известны небольшие массивы гранитоидных интрузий — Барангуловский, Мазаринский, Артлышский, с которыми пространственно связаны аномально высокие концентрации Ta, Nb, F, Be, W, Mo. В настоящей работе приводятся результаты регионального геохимического анализа этих гранитоидов в связи с прогнозной оценкой их редкометальной минерализации.

Геологическая характеристика зоны Уралтау и гранитоидных массивов

В структуре Южного Урала зона Уралтау, сложенная позднепротерозойскими (?) максютовским и суваянским метаморфическими комплексами, занимает краевую часть палеоконтинентального сектора, отделенного от островодужных образований Магнитогорского прогиба Главным Уральским разломом. Последний маркируется на поверхности линейными телами гипербазитов и зоной серпентинитового меланжа, включающего в себя блоки вулканогенных и вулканогенно-оса-

дочных пород палеозойского возраста. Часть восточного крыла Уралтауского антиклинория перекрыта надвинутыми с востока палеозойскими образованиями Магнитогорского прогиба. Метаморфические комплексы Уралтау здесь смяты в напряженные линейные складки с устойчивой западной вергентностью /Рыкус и др., 2002/.

Западная граница зоны Уралтау с Зилаирским прогибом также тектоническая и определяется надвиговыми нарушениями западного падения. Складчатые структуры метаморфического комплекса устойчиво наклонены к востоку с полого погружающимся в западном направлении зеркалом складчатости.

В волновом поле глубинная структура Уралтау выглядит как суживающийся кверху клиновидный блок, зажаты между ограничивающими его с запада и востока надвиговыми разломами. Граница Мохо, маркируемая доминирующей системой площадок, полого погружается на восток и под Уралтау залегает на глубине почти 55 км /Пучков, Светлакова. 1993/.

Примечательной особенностью клиновидного блока, хорошо заметной в общей картине сейсмической записи, является его слоистое вертикальное строение, позволившее А.А. Скрипию /1996/ разделить глубинную структуру Уралтау, как минимум, на два крупных сейсмокомплекса: нижний, домаксютовский комплекс с глубиной залегания кровли около 10 км образует пологое куполообразное поднятие, надвинутое к западу по доминирующей наклонной сейсмической зоне. Это куполовидное поднятие рассматривается как гнейсовидное ядро обширного выступа докембрийского фундамента; верхний сейсмокомплекс отвечает обнаженному на поверхности максютовскому комплексу с устойчивым западным погружением под углом около 25°. Судя по характеру отражающих горизонтов, можно допустить, что максютовский комплекс на глубине состоит, подобно платформенному чехлу, из серии ритмично переслаивающихся осадочных тел, образующих последовательный седиментационный разрез. В такой интерпретации, как нам представляется, зона Уралтау приобретает явные черты сходства с докембрийской структурой Башкирского мегантиклинория, и на период палеозойского развития Южного Урала она могла выступать в роли древнего срединного массива, разделявшего Зилаирский и Магнитогорский прогибы.

Срединный массив по периферии был ограничен рифтовыми разломами сбросового типа. На его бортах в течение силура-раннего девона накапливались кремнисто-сланцевые осадки батинального типа, источником сноса для которых, вероятно, служил размываемый субстрат максютовского и суваянского комплексов.

В конце раннего девона режим растяжения на Урале сменился обстановкой сжатия и вдоль субдукционной зоны ГУР восточного падения происходило поглощение коры раннепалеозойского Уральского океана с последующей коллизией в позднем девоне пассивной окраины Восточно-Европейского континента и островной дуги /Пучков, 2000/. Сближение тектонических блоков компенсировалось образованием крупных зон скалывания и срывов, вдоль которых палеозойские батинальные и офиолитовые комплексы перемещались из соседних структур в сторону Уралтауского континентального выступа и частично его перекрывали. Этот процесс еще более усилился в конце каменноугольного времени в период так называемой «жесткой коллизии» /Пучков, 2000/, когда на Южном Урале полностью закончилась субдукция и Восточно-Европейский и Казахстанский континенты пришли в непосредственное соприкосновение. В условиях мощного бокового сжатия и послойно-сколового надвигания произошло окончательное тектоническое совмещение и перемешивание древних отложений зоны Уралтау и офиолитовых образований Магнитогорского прогиба, содержащих палеозойскую конодонтовую фауну.

Барангуловский габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс в пределах зоны Уралтау является наиболее крупным как по занимаемой им площади, так и по количеству и масштабу магматических тел. Он объединяет Барангуловский габбро-гранитный и Мазаринский преимущественно гранитный массивы, а также более мелкие силлово-дайковые тела габброидов и габбро-диабазов. Интрузивные породы комплекса концентрируются в полосе северо-восточного простиранья протяженностью около 25 км при ширине до 5 км и приурочены к Барангуловскому разлому, пространственно совпадающему с водораздельной частью хр. Уралтау.

Барангуловский габбро-гранитный массив представлен вытянутым в северо-восточном направлении линзовидным телом размером 11×4 км с неоднородным внутренним строением /Рыкус и др., 2002/.

Мазаринский гранитный массив расположен в той же полосе развития магматических пород суванякского комплекса в 8 км юго-западнее Барангуловского массива и фактически является его непосредственным продолжением по простиранию. Он имеет форму уплощенной вытянутой в северо-восточном направлении слегка пережатой в центре линзы размером 4×0,9 км. Характерной особенностью массива является его однородный гранитный состав с практически полным отсутствием в контуре кислых магматитов габброидных разностей пород.

Судя по сложной морфологии интрузивных тел на современной эрозионной поверхности, можно допустить, что мы имеем дело с их слабо эродированными краевыми частями, представленными, по-видимому, разветвленной системой даек и языкообразных апофиз, соединяющихся на глубине.

В контурах Барангуловского массива весьма незначительное развитие получили породы жильной фации, слагающие редкие дайкообразные тела аплитовидных гранитов, диоритовых и гранитных порфиритов мощностью не более 1,5 м. Эти тела имеют отчетливые рвущие контакты с вмещающими их гранитами.

Абсолютный возраст гранитов Барангуловского массива, полученный изотопным уран-свинцовым методом по цирконам, составляет 660 ± 15 млн. лет /Коротеев и др., 1997/, что позволяет принять верхнюю возрастную границу главной фазы магматизма в пределах R_3-V_1 .

Средний минеральный состав гранитов: плагиоклаз (15—60%), кварц (15—50%), калиевый полевой шпат (10—50%), биотит (2—10%), мусковит (5—40%). Среди аксессуаров постоянно присутствуют обычные для гранитов минералы: апатит, флюорит, сфен, рутил, циркон, ильменит.

Плагиоклаз образует относительно идиоморфные зерна таблитчатой и изометричной формы. По составу и размерам среди них можно выделить как минимум две разновидности: 1) олигоклаз, представленный в гранитах сравнительно крупными таблитчатыми кристаллами размером 2—6 мм с хорошо выраженным двойниковым строением и 2) альбит, образующий более мелкие зерна размером 0,5—1,0 мм, заполняющие промежутки между кристаллами олигоклаза или псевдоморфно развивающийся по последним. В свою очередь, зерна альбита, так же как и

олигоклаза, прорастают в центральной части кварцем и мусковитом.

Кварц является наиболее ксеноморфным минералом гранитов. Его ранние первично-магматические генерации обычно выполняют интерстиции между кристаллами плагиоклазов и вместе с последними придают породе типично гипидиоморфнозернистое строение. Большинство зерен кварца трещиноваты и давлены и обладают волнистым погасанием. Гораздо шире в гранитах представлена более поздняя генерация вторичного кварца, корродирующего вкрапленники полевых шпатов. Постмагматический кварц образует крупные гнездовые выделения, находясь в тесной ассоциации с мусковитом, и отчетливо контролируется микротрещиноватостью. В краевых частях гранитной интрузии наиболее интенсивное окварцевание встречается именно в зонах приконтактового дробления и расщепления магматических пород.

Калиевый полевой шпат, представленный микроклином, образует порфириформные вкрапленники размером до 0,5 см, менее идиоморфные по сравнению с плагиоклазом. Характерной его особенностью является двойниковое решетчатое строение и наличие многочисленных шнуровидных и пятнистых пертитовых вростков кислого плагиоклаза. Микроклинпертит в слабоизмененных гранитах присутствует в количестве не более 10—15% и, судя по его устойчивому парагенезису с плагиоклазом, он имеет первично-магматическую природу. В метасоматически измененных гранитах наблюдается явное увеличение количества вкрапленников микроклина (до 40%), многие из которых образуют крупные неправильные зерна, имеющие пойкилитовую структуру, обусловленную обильными неориентированными включениями плагиоклаза (альбита), биотита, иногда кварца и акцессорных минералов.

Анализ взаимоотношений породообразующих минералов в гранитах позволяет отметить в общих чертах последовательность их кристаллизации. Наиболее ранняя парагенетическая ассоциация представлена крупными кристаллами олигоклаза, образующими в некоторых разновидностях пород панидиоморфнозернистые мономинеральные агрегаты.

В стадию массовой кристаллизации, очевидно, после частичного выделения раннего олигоклаза, происходило близко- и одновременное образование плагиоклаза (альбита), кварца и микроклина, после которых нача-

лось выделение биотита и мусковита. В конце этой стадии, завершающей формирование гранитов, по мере нарастания потенциала калия, происходившего как в ходе кристаллизации расплава, так и после его кристаллизации за счет поступления калий-содержащих растворов, произошла автотасоматическая микроклинизация пород, охватившая в основном краевые части интрузивного массива.

Калиевый метасоматоз сопровождался интенсивной альбитизацией первичных плагиоклазов и выносом из последних кальция, за счет которого образовалась главная масса кальцийсодержащих акцессорных минералов гранитов (сфена, апатита, флюорита).

Лейкократовые граниты известны в небольшом объеме в эндоконтактовой фации Барангуловской гранитной интрузии. Характерной их особенностью является светло-серый до белого цвет, обусловленный высокой концентрацией лейкократовых минералов. Это массивные породы от средне- до крупнозернистой структуры, в которых отчетливо видны многочисленные выделения дымчатого кварца и кристаллы желтовато-белых полевых шпатов. Последние нередко образуют порфириформные включения размером до 1,0—1,5 см. Наблюдаются постепенные переходы от равномернозернистых к порфириформным гранитам.

Минеральный состав гранитов: плагиоклаз (олигоклаз № 26), частично альбитизированный с мirmekитовыми вросками кварца (около 40%), пертитовый решетчатый микроклин (30—40%), кварц (до 25%). Характерным темно-цветным минералом является биотит (1—2%), а из акцессориев постоянны флюорит, апатит, сфен и циркон. В отличие от нормальных гранитов в рассматриваемых лейкогранитах существенно больше содержится первичного микроклина при явном снижении концентрации биотита. Для некоторых разновидностей лейкогранитов биотит в качестве первичного минерала не характерен. Другая особенность — постоянное присутствие в породах флюорита, устойчиво накапливающегося в количестве 2—3% в мусковитизированных и альбитизированных гранитах. Изредка встречается также ортоклаз.

Артлышский гранитоидный массив образует два небольших коренных выхода в западном борту Уралтауского антиклинория. Морфологически — это крутопадающее штокообразное тело, расширяющееся с глубиной, сложенное крупнокристаллическими породами массивной или гнейсовидной текстуры.

Минеральный состав пород представлен: альбит-олигоклазом (25—40%), ортоклаз-пертитом (20—30%), кварцем (25—30%), биотитом (5—10%). В акцессорных количествах присутствуют мусковит, апатит, циркон, рутил, лейкоксен, магнетит. Отмечаются вторичные минералы — хлорит, развитый по биотиту, серицит, корродирующий зерна плагиоклаза, карбонат. Структура пород порфириформная, основная масса имеет типичную гранитную либо гипидиоморфно-зернистую структуры.

Возраст гранитов, определенный по циркону кинетическим Pb-Pb методом, составил 340 ± 10 млн. лет /Рыкус и др., 2002/. Это время, соответствующее раннему карбону (визе-серпухов) согласно схеме В. Харланда и др. /1989/, вполне согласуется с геологическим положением массива среди вмещающих его палеозойских отложений. Кроме того, время внедрения гранитоидов тесно связано с начавшейся в позднем девоне коллизией пассивной окраины Восточно-Европейского континента и островной дуги, вследствие чего интенсифицировался рост поднятий, в частности структуры Уралтау, и началось быстрое накопление зилаирского грауваккового флиша /Пучков, 2000/. Т.е. становление гранитной интрузии было обязано позднедевонским раннекаменноугольным тектоническим событиям, одновременно явившимся причиной прогрессивного высокотемпературного и высокобарического метаморфизма максютовского комплекса.

Химический состав пород и формационная принадлежность гранитов

Кислые магматиты Барангуловского комплекса по петрохимическим особенностям, также как и по петрографическому составу, разделяются на три семейства плутонических пород нормального ряда: диориты, граниты, лейкограниты (табл. 1).

К семейству диоритов отнесены разности пород с содержанием SiO_2 57—67%. Судя по широкому вариациям концентраций кремнекислоты и основных петрогенных окислов, в этом семействе присутствуют не только типичные диориты, но и кварцевые диориты, представляющие переходную группу пород от габброидов к нормальным гранитам.

Диориты принадлежат преимущественно к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$), а по коэффициенту глиноземистости являются типично высокоглиноземистыми ($a_1' > 1$) разностями пород. Коэффициент агпаитности колеблется от

0,25 у нормальных диоритов до 0,4 у кварцевых диоритов. Причем более лейкократовые кварцевые диориты по сравнению с диоритами характеризуются пониженной фемичностью ($f'=9$ против 12) и несколько более высоким коэффициентом железистости ($Kf=74$ против 65), что связано с частичной потерей магния в процессе магматической дифференциации.

Граниты представляют собой группу пород с содержаниями SiO_2 от 70 до 73%. По составу они хорошо сопоставимы со средними типами гранитов Северного Урала и докембрийскими гранитами континентальной земной коры /Магматические..., 1983/. Большинство петрогенных окислов в рассматриваемых породах — Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 близки к норме, другие же — CaO, MgO подвержены незначительным колебаниям, отклоняясь в ту или иную сторону от нормативных показателей. Суммарное содержание щелочей ($K_2O+Na_2O=6,2-9,3\%$) позволяет относить граниты к умереннощелочному и субщелочному типам. Лишь иногда в составе пород концентрации Na_2O незначительно преобладают над содержаниями K_2O , в большинстве же анализов устойчиво доминирует калиевый тип щелочности и граниты обладают весьма низким Na_2O/K_2O отношением (0,4—2,5), типичным для пород калиево-натриевых серий. Коэффициенты агаптитности у умереннощелочных гранитов составляют 0,47—0,53, возрастая до 0,6—0,66 у субщелочных разновидностей. Для гранитов отмечаются довольно устойчивые содержания глинозема и очень незначительные колебания в концентрациях железомagneзиальных компонентов; по величине коэффициентов глиноземистости ($aI'=3-5$) они принадлежат к высокоглиноземистым образованиям. Следует подчеркнуть, что, несмотря на низкую вариабельность содержания железа, степень его окисленности в гранитах изменяется в широком диапазоне от значений 0,14 до 0,6. Большинство значений имеет бимодальное распределение, группируясь в интервалах 0,14—0,2 и 0,4—0,6 со средними величинами 0,16 и 0,45 соответственно. Характерно, что более высокие величины коэффициента окисленности железа прямо коррелируются с повышенной щелочностью гранитов, что отражает известную зависимость накопления железистых компонентов в исходном расплаве от концентрации в нем щелочей /Симонова, 1980/.

Лейкократовые граниты объединяют породы с содержаниями $SiO_2 > 73\%$. Они принадлежат к поздним фазам магматизма интрузивного комплекса и отличаются от нормальных грани-

тов не только более высокими содержаниями кремнекислоты, но и меньшими концентрациями Al_2O_3 , FeO, MgO. Сумма щелочей в лейкогранитах несколько ниже, чем у гранитов, и составляет в среднем 6,4% при величине отношения Na_2O/K_2O от 0,7 до 7. В большинстве анализов отмечается незначительное преобладание Na_2O над K_2O , что позволяет относить породы преимущественно к калий-натриевой серии. Также как и нормальные граниты, рассматриваемые лейкократовые граниты принадлежат к высокоглиноземистым образованиям ($aI'=3,3-6,3$) и характеризуются стандартными значениями отношений суммы щелочей к глинозему (0,4—0,7). Количество окиси кальция в породах не поднимается выше 1,4%, что в целом несколько ниже, чем у обычных гранитов и, очевидно, связано с более кислым составом плагиоклазов в лейкогранитах. Типичными являются высокие значения коэффициента фракционирования (63—91) и явно пониженная величина фемичности, что надежно отличает лейкограниты от структурно связанных с ними нормальных гранитов и подтверждает правомочность отнесения их к заключительным фазам дифференциации исходного магматического расплава.

На классификационной диаграмме (рис. 1) подавляющее большинство анализов интрузивных пород обособляется в два поля, соответствующие малокалиевым и калийнатриевым сериям. Попадающие в поле малокалиевых магматитов породы по содержанию SiO_2 , как правило, являются либо породами средними по составу, либо относятся к умереннощелочным нормальным гранитам и лейкогранитам. Поле калийнатриевых пород на диаграмме занимают субщелочные граниты и микроклиновые лейкограниты, обладающие большим содержанием K_2O и пониженной концентрацией фемических компонентов.

Содержания элементов-примесей в магматических породах Барангуловского габбро-гранитлейкогранитного комплекса, определенные нейтронно-активационным анализом, представлены в таблице 2.

Как следует из этих данных, концентрации в гранитоидах обладают малой дисперсией, они в 1,5—3 раза выше кларковых значений, причем наибольшие содержания тория свойственны лейкократовым разновидностям гранитов Барангуловского массива. Нормальные граниты этого же массива также оказались более ториеносными, чем аналогичные магматиты Мазаринского интрузива.

Таблица 1. Химический состав гранитоидных пород Барангуловского комплекса (%).

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO*	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ppm	сумма
1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
9	70,62	0,34	14,71	0,54	2,04	2,58	0,57	2,09	0,03	5,08	3,55	0,057	1,36	101
10	75	0,04	13,8	1	2,13	3,13	1	1	0,01	0,73	5,15	0,02	0,44	100,3
11	79,5	0,33	10,78	0,61	0,71	1,32	1,42	0,4	0,03	2,59	2,96	0,15	0,58	100,1
12	78,5	0,15	10,78	0,77	0,57	1,34	1,13	0,8	0,02	2,11	3,63	0,05	1,18	99,64
13	74,5	0,22	13,8	0,6	1,44	2,04	3,29	0,2	0,02	0,12	5,67	0,05	0,66	100,6
24	73,2	0,27	13,4	1,05	1,22	2,27	1,85	2,2	0,04	3,75	2,51	0,05	0,82	100,4
25	72,8	0,25	13,8	1,2	1,44	2,64	0,85	0,6	0,04	4,09	3,32	0,05	1,3	99,76
34	73,6	0,21	13,69	1,89	1,1	2,99	0,76	0,67	0,03	1,45	4,43	0,04		97,9
35	71,2	0,54	14,01	1,1	1,73	2,83	0,56	1,52	0,05	2,23	5,16	0,08		98,14
36	74,2	0,22	12,24	0,91	1,35	2,26	1,4	0,91	0,03	2,56	4,1	0,03		97,9
37	73,1	0,24	13,06	1,93	1,51	3,44	1,26	0,38	0,05	2,37	4,08	0,01		97,99
38	71,5	0,09	13,27	0,37	2,19	2,56	1,26	0,5	0,19	4,6	4,28	0,01		98,26
39	75,9	0,12	12,19	0,6	1,44	2,04	0,56	0,2	0,02	5,2	3,6	0,05		99,83
40	69,8	0,3	13,84	0,9	2,05	2,95	1,96	0,6	0,04	3,58	4,9	0,03		98
41	73	0,1	10,77	0,84	1,26	2,1	3,22	1,3	0,15	4,74	1,3	0,02		96,72
42	72,3	0,24	13,56	1	1,26	2,26	0,84	0,76	0	5,75	2,78	0,03		98,54
43	73,2	0,22	11,36	1,06	1,3	2,36	2,24	0,86	0	3,8	3,05	0,04		97,15
51	57,4	1,06	17,1	1,73	4,46	6,19	5,04	4,85	0,08	0,6	3,6	0,15		96,02
52	72,9	0,38	13,41	0,88	1,01	1,89	0,56	0,7	0,02	5,1	3,8	0,09		98,85

Примечание: 9—13 — Барангуловский массив: 9 — гранит, 10—12 — гранит лейкократовый, 13 — гранит-аплит; 24—25 — Мазаринский массив - гранит; 34—52 — данные В.И. Козлова /1969 ф/: 34—43 — Барангуловский массив - гранит; 51—52 — Мазаринский массив- гранит.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в гранитоидных породах Барангуловского комплекса (г/т).

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
12	12,6	24,7	2,8	11,0	2,95	0,92	4,6	0,78	5,01	1,28	4,0	0,63	4,03	0,7
13	25,7	46,2	5,11	19,5	4,72	0,11	5,9	0,89	5,12	1,18	3,3	0,48	2,63	0,43
14	25,9	47,1	5,2	19,9	4,75	0,39	6,19	1,04	7,0	1,72	5,35	0,87	5,3	0,98
15	45,7	90,0	9,41	35,3	8,82	0,3	11,2	1,76	10,4	2,3	6,6	1,0	5,47	0,92
16	10,7	22,2	2,73	11,3	3,14	0,38	4,97	0,84	5,5	1,39	4,42	0,69	4,43	0,8
17	0,3	0,75	0,11	0,56	0,18	0,14	0,25	0,037	0,22	0,045	0,12	0,017	0,086	0,014
18	10,8	25,0	3,47	16,0	4,97	0,081	6,9	1,09	6,4	1,45	4,18	0,6	3,48	0,57
19	32,6	66,5	7,9	33,0	8,97	0,27	11,2	1,86	11,5	2,69	7,9	1,25	7,1	1,26
20	40,2	81,5	8,95	34,5	8,83	3,01	10,9	1,72	9,97	2,23	6,2	0,91	5,0	0,84
21	3,6	9,9	1,46	7,52	2,57	0,12	4,81	0,89	6,3	1,74	5,85	1,05	6,9	1,41
22	4,49	10,9	1,58	7,49	2,38	0,046	4,68	0,85	6,1	1,69	5,67	1,02	6,72	1,37
23	14,4	26,8	2,91	10,9	2,69	0,38	3,45	0,52	2,86	0,63	1,71	0,25	1,32	0,22
24	105,4	178,0	21,5	82,5	21,6	2,24	19,2	2,4	11,5	2,08	4,8	0,57	2,59	0,35
25	26,0	54,5	6,8	28,5	7,97	0,1	11,7	1,92	12,0	2,79	8,31	1,38	7,9	1,38
26	1,51	4,45	0,75	4,45	1,76	0,32	3,31	0,6	4,15	1,08	3,5	0,59	3,99	0,73
27	4,07	10,8	1,66	8,35	2,88	1,24	4,85	0,82	5,28	1,3	4,1	0,64	4,1	0,7
28	35,7	70,0	8,01	33,1	8,26	0,41	10,9	1,77	11,2	2,66	7,9	1,26	7,2	1,27
44	4,49	11,7	1,71	8,4	2,78	0,14	4,55	0,73	4,65	1,12	3,32	0,53	3,17	0,54
45	17,7	34,2	3,98	15,7	4,1	0,76	5,55	0,85	5,0	1,16	3,22	0,48	2,71	0,45
46	14,4	27,2	3,01	11,5	2,92	0,5	4,1	0,62	3,6	0,78	2,2	0,33	1,73	0,29
47	14,2	29,7	3,48	14,2	3,77	0,92	5,0	0,79	4,7	1,08	2,95	0,45	2,49	0,42

Продолжение таблицы 2.

№ обр.	Th	U	Rb	Cs	Br	Sr	Ba	Sc	Cr	Hf	Co	Ni	Zr	Se
12	20,1	6,34	5,71	0,77	0,011	495	96	8,87	31,0	6,09	10,8	220	94	3,0
13	18,5	3,34	65,6	1,07	0,029	20	265	1,83	10,9	6,41	1,6		53	8,4
14	30,6	0,67	314,8	1,5	0,8	81	565	3,88	27,1	5,79	3,45	100	78	1,43
15	35,8	2,38	56,0	0,37	0,66	715	560	5,47	19,0	7,25	0,68	90	70	0,9
16	31,6	2,0	22,2	1,1	0,58	325	490	5,19	18,5	5,7	0,92	130	78	4,58
17	1,08	0,76		0,32	0,22	85		0,48	3,55	0,26	0,49	100	41	0,11
18	22,8	2,33	7,38	2,53	0,26		190	5,95	37,4	5,14	3,94		3	3,5
19	22,8	3,54	97,1	2,04	0,019	165	150	2,05	30,4	5,28	2,29	180		4,2
20	25,6	1,83	5,44	1,25	0,55	320	725	11,1	5,44	6,96	6,92		34	1,06
21	44,4	2,0	547,2	5,47	0,19	20	545	0,96	8,12	8,97	1,85	110	17	3,13
22	50,2	4,27	478,4	10,6	0,22	1295	175	0,52	32,9	6,73	1,94		68	4,84
23	8,58	3,93		1,14	0,035	77	340	1,81	19,7	3,29	2,07	30	81	3,1
24	29,4	8,57	53,2	0,7	0,041	370	125	1,47	8,89	0,17	2,42		1	5,1
25	31,0	2,86	68,6	2,37	0,033	76	140	1,81	19,5	5,48	1,97	60	11	4,25
26	14,7	1,91	14,9	1,49	0,28	130	49	3,53	35,8	3,31	0,67		68	0,65
27	1,79	1,35	139,2		0,14	205	1570	34,3	213,2	1,22	26,6	230	170	0,42
28	24,8	2,83		0,34	0,11	1165	300	3,76	33,9	4,77	4,35	140		7,3
44	9,22	3,53	151,3	5,37	0,011		450	4,63	3,51	4,03	2,54		54	5,5
45	14,5	0,87	234,8	9,29	0,31	225	740	4,63	23,0	4,1	5,81			3,05
46	10,2	1,66	140,5	8,99	0,027	180	87	4,27	26,4	2,76	2,85	580	47	4,0
47	13,5	9,45	124,9	3,07	0,025	150	660	5,64	25,5	5,29	7,7	60	24	1,45

Примечание: 12—28 — Барангуловский массив: 12 — диорит, 13—18 — гранит, 19—27 — гранит лейкократовый, 28 — гранит-аплит; 44—47 — Мазаринский массив - гранит.

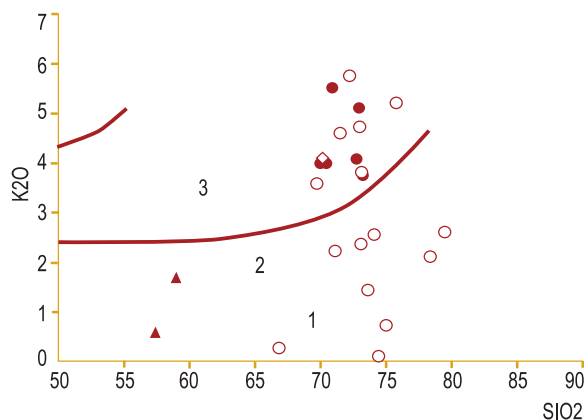


Рисунок 1. Диаграмма K_2O-SiO_2 для магматических пород Барангуловского комплекса. Условные обозначения: 1 — граниты Барангуловского комплекса; 2—3 — Мазаринский массив: 2 — диориты, 3 — граниты, 4 — средний гранит по Р.Дэли /1936/. Цифрами на диаграмме показаны поля пород: 1 — безкальевые, 2 — малокальевые, 3 — калийнатриевые, 4 — калиевые.

Уровень накопления урана в гранитоидах обычно выше нормы в 2—3 раза. Значения Th/U отношения в гранитоидах комплекса варьируют в пределах 1,5—15; эти элементы не обнаруживают какой-либо упорядоченной связи как между собой, так и с другими породообразующими элементами. Можно полагать в связи с этим, что уран в рассматриваемых

гранитах кристаллохимически не связан с торием и входит в аксессуарные минералы в качестве изоморфной примеси. По-видимому, в процессе дифференциации гранитной магмы радиоактивные элементы накапливались преимущественно в поздних кислых дифференциатах лейкократового состава, что и определило ураноториевую специализацию гранитоидов Барангуловского интрузива.

В большинстве проанализированных габброидов концентрации гафния в 3—6 раз выше нормы при величине Zr/Hf отношения от 3 до 110, что в целом сопоставимо со значениями этого параметра в большинстве изверженных пород /Таусон, 1961/. Содержания гафния в гранитах несколько возрастают, достигая максимальной величины (до 9 г/т) в кислых породах Барангуловского массива. Значения Zr/Hf отношения снижаются и колеблются в более узких пределах (2—26), что определяется сравнительно монотонным распределением обоих элементов в гранитах при большей обогащенности их гафнием. Учитывая то, что главным минералом-концентратором гафния и циркония в гранитах обычно является циркон, можно допустить, что в процессе образования генетически связанных пород габбро-гранитного комплекса остаточные кислые расплавы и кристаллизующиеся из них цирконы несколько обогащались гафнием.

Для гранитоидов Барангуловского комплекса, как и для любых подобных пород, характерно резкое обогащение (в 10—100 раз) по сравнению с хондритом всего спектра РЗЭ (рис. 2,3). Наименее дифференцированные нормальные граниты преимущественно накапливают легкие РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ и имеют отчетливый европиевый минимум. Выравнивание нормированных по хондриту содержаний легких и тяжелых РЗЭ в лейкогранитах происходит за счет явного снижения концентраций легких лантаноидов при некотором повышении содержаний тяжелых РЗЭ. Изменчивое La/Yb отношение в гранитах обусловлено, по-видимому, фракционированием различных акцессорных минералов, что подтверждается переменными соотношениями Th с легкими, а Zr и Hf — с тяжелыми РЗЭ.

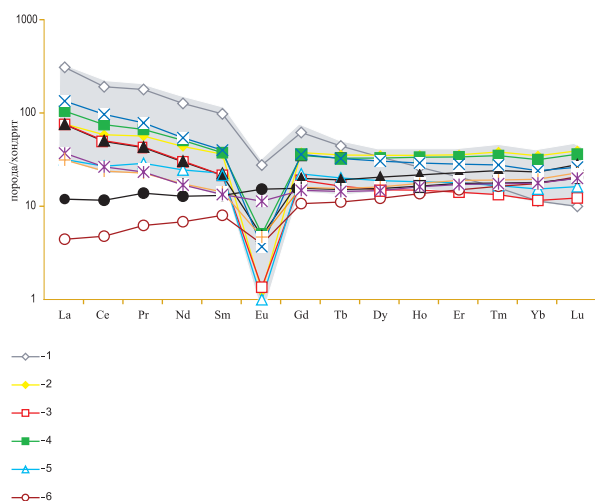


Рисунок 2. Нормированное по хондриту содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Барангуловского массива.

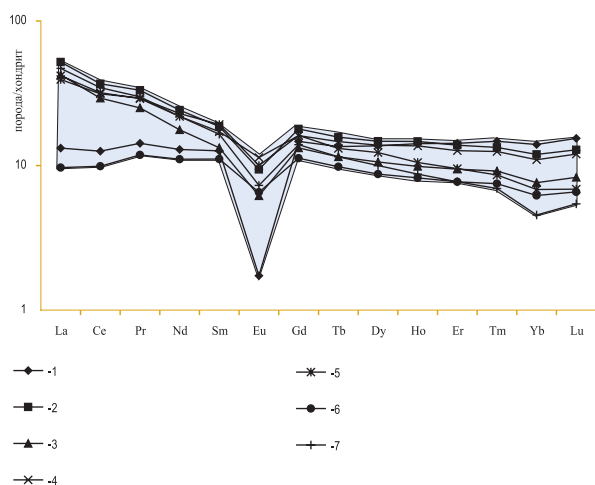


Рисунок 3. Нормированное по хондриту содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Мазаринского массива.

Следует отметить, что мазаринские гранитоиды по сравнению с барангуловскими кислыми породами меньше обогащены легкими и тяжелыми РЗЭ и имеют более плоский характер фракционирования всего спектра РЗЭ. Если в мазаринских гранитоидах Ce/Yb отношение составляет 4—14, а концентрации легких и тяжелых РЗЭ относительно хондрита не достигают соответственно 80- и 30-кратного обогащения, то барангуловские граниты (в том числе и лейкократовые разности) по всем этим показателям явно их превосходят — Ce/Yb отношение в них варьирует от 9 до 60, а уровень накопления легких и тяжелых РЗЭ превышает норму в 100 и 80 раз соответственно.

По соотношению Y и Nb, которые традиционно используются в дискриминационных диаграммах для оценки геодинамических обстановок проявления магматизма /Pearce, Harris, Tindle, 1984/, рассматриваемые граниты близки друг другу и точки их составов группируются преимущественно в поле синколлизонных гранитов (рис. 4).

Содержание элементов примесей в гранитоидах в целом близко к их содержанию в верхней континентальной коре, и на диаграмме (рис. 5) наблюдается отчетливая конформность спектров нормированных составов коровых пород и гранитов Барангуловского и Мазаринского массивов. Это очевидно указывает на глубокие геохимические связи между процессами образования верхней коры и гранитообразованием. Вместе с тем, приведенные графики, имея заметное сходство с ря-

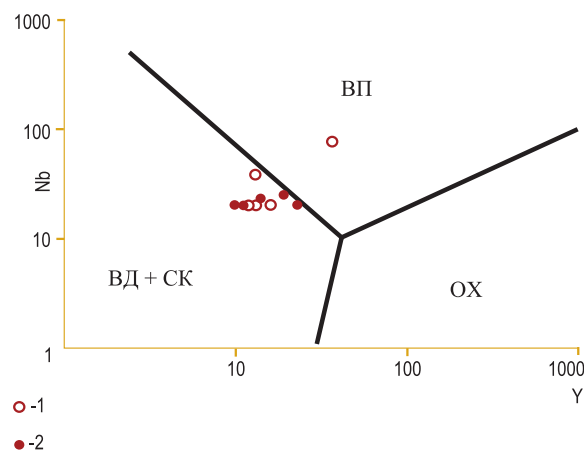


Рисунок 4. Дискриминационная диаграмма Nb-Y для гранитов Барангуловского комплекса. Условные обозначения: 1—2 — граниты: 1 — Барангуловский массив; 2 — Мазаринский массив. Поля гранитов: ВД — внешней островной дуги, СК — синколлизонные, ВП — внутриплитные, ОХ — океанических хребтов.

дом элементов «коровой дифференциации» модели Тейлора-Мак-Леннона /Teylor, McLennon, 1985/, отличаются от нее положительными аномалиями Th, U и всей группы тяжелых РЗЭ и отрицательными — K, La, Ce, Pr, Nd, Zr, Ti, Eu, т.е. тех элементов, большинство из которых весьма чутко реагирует на изменение флюидного режима минералообразования.

Кислые магматиты Артлышского массива по содержанию SiO_2 и суммы щелочей относятся к семейству гранодиоритов. Это породы нормального ряда, являющиеся петрохимическим аналогом дацитов. Они принадлежат к типичной калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,4$), а по коэффициенту глиноземистости ($\text{al}'''3$) являются высокоглиноземистыми разностями. Коэффициент агапитности составляет 0,5. По химическому составу артлышские гранодиориты ничем не отличаются от подобных пород, широко распространенных в складчатых областях различных регионов мира /Магматические..., 1983/. Они близки к стандартным известково-щелочным сериям, формирующимся в обстановках сжатия.

Концентрации элементов-примесей, среди которых наиболее информативны рубидий, стронций, цирконий, сидерофильные элементы группы железа, редкоземельные элементы, подтверждают близость кислых пород к коллизионным сериям (табл. 3). Количество Rb (114—142 г/т), Sr (279—695 г/т), Zr (180 г/т) в

гранодиоритах находится на уровне значений, свойственных породам орогенных окраинно-континентальных серий известково-щелочного типа. Многие массивы палеозойских гранитоидов Восточного Урала /Шатагин и др., 2000/, соответствующие типовым известково-щелочным сериям, вполне сопоставимы по содержанию названных элементов с артлышскими гранодиоритами.

Содержания легкоплавкого Co (7,2—7,8 г/т) также близки таковым в герцинских гранодиоритах главной гранитной оси Урала, в то же время концентрации тугоплавкого Cr (39—170 г/т) дали широкий разброс величин, несколько превышающих стандартные значения, установленные для подобных пород.

Характер распределения редких земель в кислых породах (рис. 6) в целом соответствует тоналит-гранодиоритовой серии: достаточно высокая степень фракционирования РЗЭ, заметное обогащение легкими лантаноидами (значение La^* достигает 300) при отношении Ce/Yb на уровне 8—12, отсутствие хорошо выраженной Eu аномалии, что по Г.Б. Ферштатеру/1994/ свойственно надсубдукционным тоналит-гранодиоритовым сериям.

Использование традиционных дискриминантных диаграмм в координатах Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta), Yb-Nb, Ta-Yb /Pearce, 1996; Pearce, Harris, 1984/ показывает принадлежность гранодиоритов к синколлизонным тектоническим обстановкам.

Физико-химические условия кристаллизации гранитов

С целью выяснения P-T условий образования гранитов проведено изучение газово-жидких и расплавных включений в породообразующем кварце. Результаты приведены в таблице 4.

Для приблизительной оценки глубинности становления гранитов Барангуловского

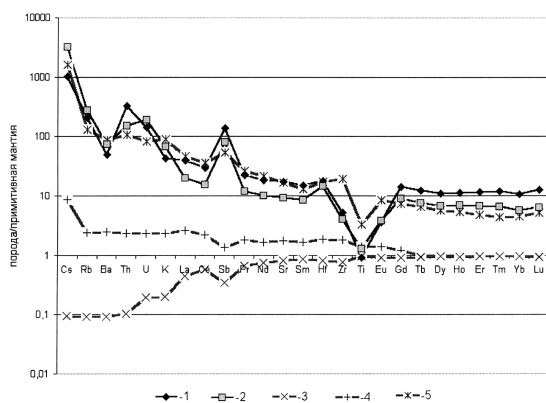


Рисунок 5. Распределение содержаний элементов-примесей в гранитоидах Барангуловского комплекса, мантийном источнике базальтов срединно-океанических хребтов, в источнике магм океанических островов и континентальной коре, нормированных по примитивной мантии. Условные обозначения: 1-2 — граниты: 1 — Барангуловский массив, 2 — Мазаринский массив; 3-4 — источник магм: 3 — базальты срединно-океанических хребтов, 4 — океанических островов; 5 — континентальная кора.

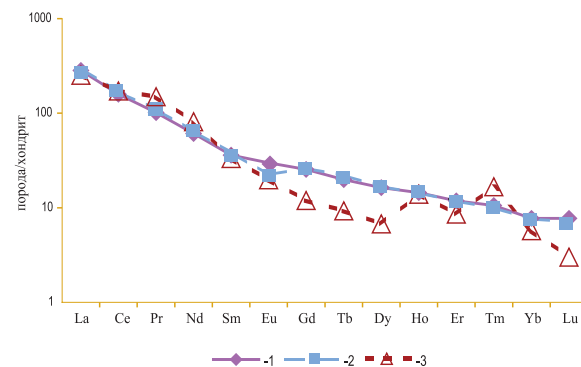


Рисунок 6. Нормированное по хондриту содержание редкоземельных элементов в гранодиоритах Артлышского массива.

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в гранодиоритах Артлышского массива (г/т).

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ta	Zr
1	96,4	148	12,2	39,7	7,92	2,42	7,9	1,07	5,55	1,14	2,76	0,38	1,75	0,27	4,11	150
2	103	157	13,2	42,2	8,45	1,82	8,1	1,19	5,69	1,13	2,73	0,36	1,72	0,25	3,91	150
3	85,5	160	17,9	52,9	7,3	1,6	3,7	0,5	2,3	1,1	2	0,6	1,3	<0,5	2,1	

№ п/п	Rb	Sr	Ba	Sc	Cr	Co	Zn	Se	As	Sb	Th	U	Br	Hf	Y	Nb
1	114	310	850	8,07	170	7,16	70	1,91	16,3	0,39	21,6	4,52	0,04	7,44	0,0013	0,0025
2	142	695	855	8,07	39,3	7,82	50	2,27	21,4	0,25	23,4	8,1	0,01	8,25	0,0014	0,0026
3	118	279									22	<1				

комплекса составлена диаграмма в координатах Р-Т (рис. 7), на которую вместе с уралтаускими кислыми интрузивами для сравнения вынесены гранитоиды Монголо-Охотской зоны известных фаций глубинности /Коваль, Прокофьев, 1998/. Из диаграммы следует, что точки, характеризующие Барангуловский и Мазаринский массивы, ложатся в область гипабиссальной фации глубинности и расположены между линиями солидуса систем: гранит-Н₂О и гранит-СО₂. Давление воды в расплавных включениях, связанное пропорциональной зависимостью с давлением системы в момент кристаллизации расплава составляет 2,1—6,0 кбар, причем предельные цифры (3,0—6,0 кбар) относятся к меньшему по размерам и более просто устроенному Мазаринскому массиву, для которого установлены более низкие температуры кристаллизации (750—830°С) по сравнению с барангуловскими гранитоидами (830—870°С). Исходя из общепринятых представлений о повышении значений температуры и понижении параметров давления на верхних уровнях эрозионного среза интрузий /Коваль, 1998/, можно сделать вывод о том, что становление гранитоидов Мазаринского массива происходило на относительно более глубоких интервалах гипабиссальной фации интрузивного магматизма, чем барангуловских гранитов.

Весьма важными характеристиками расплава являются его флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержание в нем хлора, обеспечивающего экстракцию и перенос многих металлов /Коваль, Прокофьев, 1998/. На большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне указанными исследователями было показано, что рудоносные гранитоиды, в частности, редкометальные, имеют довольно высокие концентрации хлора, воды и растворенных в ней солей. По этим параметрам граниты Барангуловского комплекса приближаются к лейкократовым редкометальным гранитам завершающих плутонических серий.

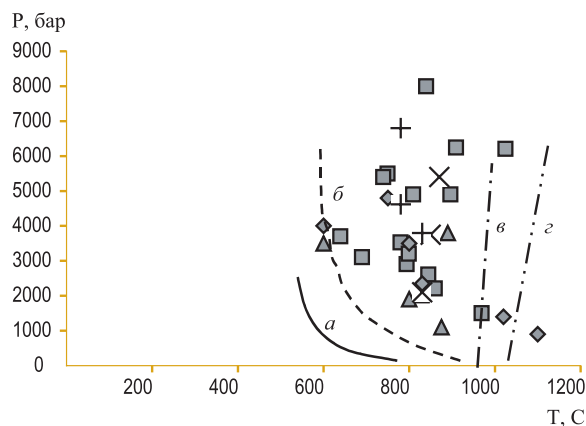
В гранитоидах Артлышского массива установлены мелкие (1—24 мкм) включения силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовый пузырек (0,8—6,5 об.%) и водный раствор в интерстициях.

Начало плавления силикатных фаз фиксируется при температуре 610—590°С. Гомогенизация флюидов происходила при температуре 351—166°С в жидкость, плавление льда фиксировалось при -5,6... -2,5°С, что соответствует концентрации 4,2—8,7 мас.% раствора NaCl /Vodnar, Vityk, 1994/. Полная гомогенизация включений происходит при 910—790°С, причем до гомогенизации удается довести только единичные, наиболее мелкие включения. Большинство расплавных включений вскрывается при

Таблица 4. Физико-химические параметры формирования гранитоидов зоны Уралтау

№п/п	n	Tгом. расп. вкл., °С	P,бар	CH ₂ O, мас.%	CCl, мас.%	Tгом. газ-жид. вкл., °С	Sсолей, мас.%
1	11	870—830	5400—2100	4,3—2,4	не опр.	150; 336—345	8,4—12,5
2	4	780—750	2990	6,8	0,41	351	9,9
3	12	830—780	5960—4620	3,8—1,6	0,25—0,10	166, 252	10,7
4	11	910—830	3060—2650	5,3—0,7	0,13—0,04	332—338	4,2—8,7
5	7	820—790	4430	4,0	0,11	274	4,7

Примечание: n — количество включений в изученной группе; 1-3 — гранитоиды: 1 — Барангуловский массив, 2-3 — Мазаринский массив, 4-5 — Артлышский массив.



- -1
- ◆ -2
- ▲ -3
- × -4
- + -5

Рисунок 7. Вариации температуры кристаллизации и давления флюида для гранитоидов Монголо-Охотской зоны (МОЗ) и гранитов Барангуловского комплекса.

Условные обозначения 1—3 — фации глубинности для гранитоидов МОЗ: 1 — гипабиссальная, 2 — гипабиссально-приповерхностная, 3 — поверхностная; 4—5 — граниты: 4 — Барангуловский массив, 5 — Мазаринский массив; а-г — линии солидуса систем: а — онгонит-Н₂О, б — гранит-Н₂О, в — гранит-СО₂, г — «сухо-го» ликвидуса мусковитового гранита.

нагреве, что свидетельствует о высоком внутривакуольном давлении летучих.

Основные выводы, которые можно сделать после обработки полученных физико-химических данных, сводятся к следующему: 1) по глубине образования гранодиориты соответствуют гипабиссально-приповерхностной фации; 2) давление воды в расплавах включений, соответствующее давлению в системе в момент кристаллизации расплава, составляло 2,7—4,4 кбар; 3) по степени флюидонасыщенности (концентрации воды, солей и хлора) артышские гранодиориты хорошо сопоставимы с уровнями «батолитовых» сечений коллизионных гранитных интрузий Монголо-Охотской зоны /Коваль, 1998/. Как видно из этих данных, гранодиориты Артышского массива по всем параметрам отличаются от гранитоидов Мазаринского и Барангуловского комплексов зоны Уралтау.

Металлогеническая специализация гранитов

Оценка металлогенической специализации гранитов основана на результатах атомно-абсорбционного, ионометрического и спектро-

графического анализе штучных проб, выполненных в сертифицированных лабораториях ВИМС (г. Москва).

Барангуловский массив. Среди кислых интрузивных пород массива особый интерес представляют лейкократовые граниты поздних дифференциатов гранитной магмы, образующие небольшие куполовидные или дайкообразные тела среди нормальных гранитов.

Как следует из табл. 5, лейкократовые граниты обеднены в ниже-кларковых количествах Li и Y. Однако, концентрации в них Be существенно повышены и в отдельных пробах в шесть раз превышают обычную норму; фтор также накапливается в гранитах выше кларка в пять раз, а олово при высокой дисперсии содержится устойчиво обогащает граниты в количестве 3—7 кларков. Из этого следует, что лейкократовые граниты обладают отчетливо выраженной комплексной геохимической специализацией на бериллий, фтор и олово. Подобная ассоциация элементов-примесей обычно свойственна редкометальным гранитам микроклин-кварц-альбит-мусковитового состава, испытавшими глубокую дифференциацию гранитного расплава. На возможность такой магматической дифференциации при становлении Барангуловского массива указывают повышенные концентрации фтора, который, как известно /Луговский и др., 1972/, на несколько порядков понижает вязкость гранитного расплава и значительно снижает температуру его кристаллизации — оба фактора повышают способность расплава к дифференциации, вплоть до глубокого его фракционирования с образованием редкометального гранита и аутометасоматическими преобразованиями, неизбежными при застывании богатой летучими магмы.

Именно в таких, дифференцированных лейкократовых гранитах атомно-абсорбционный анализ показал в 10 образцах содержания Nb 0,01—0,019%, Ta 0,008—0,011%, Y 0,012—0,019%. Для тантала, как известно /Гинзбург, Фельдман, 1982/, минимально промышленными являются концентрации 0,008—0,01% Ta₂O₅, что позволяет относить лейкократовые разновидности гранитов к потенциально танталоносным. В этих гранитах минералогическим анализом обнаружены единичные зерна колумбита (устное сообщение В.В. Архангельской, ВИМС).

Танталовая металлогеническая специализация гранитов наглядно демонстрируется классификационной диаграммой эталонных трендов рудогенных гранитоидных формаций, разработанной Л.С.Бородиным /2004/.

На этой диаграмме (рис. 8) показаны типовые тренды редкометалльных и оловорудных провинций мира по отношению к S- и I- гранитам. Как видно, Li, Ta, Sn тренд располагается в III поле классификационной диаграммы и соответствует субщелочным плюмазитовым лейкократитам S-типа, образование которых связывается с завершающими этапами длительной эволюции корового магматизма в коллизионных обстановках внутриконтинентальных или окраинно-континентальных орогенных поясов. Барангуловские граниты также принадлежат к субщелочному полю классификационной диаграммы и большей частью тяготеют к Li, Ta, Sn металлогеническому тренду.

Обращает внимание повышенная концентрация в танталоносных лейкократовых гранитах Th, U и, особенно, Hf. Эта группа элементов вместе с Be, Ta, и Nb обычно распределена в гранитах в виде собственных акцессорных минералов, либо входит в них как изоморфная примесь /Таусон, 1961/.

Причина такого поведения редких элементов объясняется их химическими и кристаллохимическими свойствами и, прежде всего, большой величиной заряда, в значительной степени ограничивающего возможность вхождения этих элементов в породообразующие плагиоклазы. В связи с этим, редкие эле-

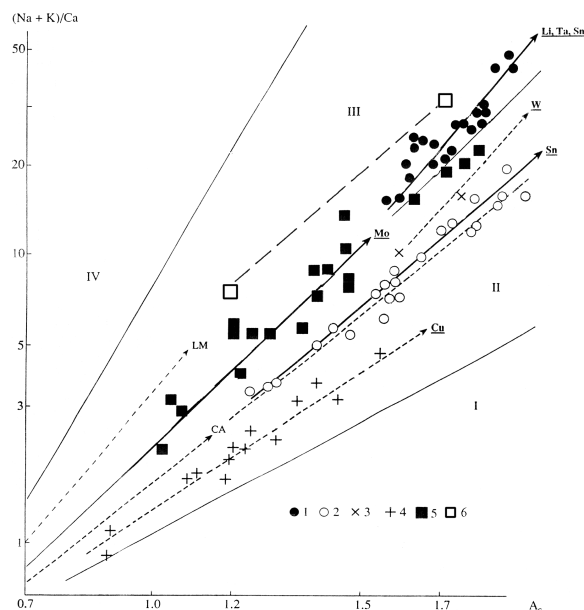


Рисунок 8. Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций. 1-5 — тренды составов гранитоидов по месторождениям и рудным районам различных регионов мира: 1 — Sn — тренд, 2 — Li, Ta, Sn — тренд, 3 — W — тренд, 4 — Cu — тренд, 5 — Mo — тренд, 6 — тренд лейкократовых танталоносных гранитов Барангуловского массива. I — IV — классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное, LM — латитовый (монцонитовый) тренд.

Таблица 5. Содержания редких элементов в лейкократовых гранитах Барангуловского интрузивного комплекса (масс. %).

№ П/П	LI	BE	F	Y	NB	SN
1	0,00035	0,00015	0,01	0,012	<0,0020	<0,0008
2	0,00016	0,00017	0,01	0,0016	<0,0020	0,00085
3	0,00055	0,00013	0,01	0,0013	<0,0020	0,00088
4	0,00052	0,00014	0,02	0,0012	<0,0020	0,0012
5	0,0014	0,00020	0,37	<0,0010	<0,0020	<0,0008
6	0,00062	0,00015	0,05	0,0011	<0,0020	0,00088
7	0,00059	0,00013	0,03	0,0010	<0,0020	0,00080
8	0,000072	0,00025	0,007	<0,0010	<0,0020	<0,0008
9	0,00030	0,00033	0,12	0,0013	0,0039	0,0019
10	0,00033	0,00036	0,20	0,0037	0,0077	0,0020
11	0,0042	0,00017	0,063	0,0014	0,0023	<0,0008
12	0,0022	0,00012	0,030	0,0014	0,0022	<0,0008
13	0,0014	<0,00010	0,021	0,0011	<0,0020	<0,0008
14	0,0036	0,00013	0,045	<0,0010	<0,0020	<0,0008
15	0,0030	0,00010	0,043	<0,0010	0,0020	<0,0008
16	0,0027	0,00010	0,044	0,0010	<0,0020	<0,0008
17	0,0018	<0,00010	0,023	<0,0010	<0,0020	<0,0008
18	0,00041	0,00022	0,011	0,0019	0,0025	<0,0008
19	0,0011	<0,00010	0,018	<0,0010	<0,0020	<0,0008
20	0,0029	0,00015	0,038	0,0023	0,0020	<0,0008

Примечание: 1-20 — лейкократовые граниты Барангуловского (1-10) и Мазаринского (11-20) массивов.

менты в процессе кристаллизации гранитной магмы концентрируются в остаточном расплаве и выпадают в конце этого процесса вместе с содержащими их акцессорными минералами. Одновременно с ними в качестве изоморфной примеси в акцессорных минералах образуется и уран, имеющий кристаллохимическое родство с большинством из этих элементов. Неслучайно, поэтому, танталосодержащие барангуловские граниты сопровождаются высокой гамма-активностью и характеризуются уранториевой специализацией. Потенциальными носителями указанной группы элементов в гранитах обычно служат ортит, монацит, циркон и сфен /Гаусон, 1961/.

Экспериментальные данные /Граменицкий, Щекина, 2001/ подтверждают механизм концентрации Nb, Ta, Hf путем их накопления в остаточном расплаве в процессе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы. Важная роль при этом отводится отделению алюмофторидной жидкости на конечных стадиях дифференциации, что усиливает эффект накопления редких элементов именно в породообразующем алюмосиликатном расплаве, подчеркивая тем самым магматогенное происхождение редкометальной минерализации.

Что касается Мазаринского гранитного массива, то, судя по более низким концентрациям радиоактивных и редких элементов, а также ниже, кларковым или около-кларковым содержаниям Li, F, Y, Nb перспективы обнаружения здесь редкометальной комплексной минерализации оцениваются значительно ниже. Лишь концентрации бериллия в 2—4 раза превышают кларковые значения элемента, определяя тем самым самую слабую геохимическую специализацию мазаринских гранитов на бериллий.

Артлышский массив. В обрамлении гранитоидного массива вмещающие породы характеризуются многочисленными зонами повышенной сколовой трещиноватости, участками резких осложнений залегания осадочных толщ и широким развитием гидротермальной кварцевожильной минерализации. В шлиховых пробах многочисленных водотоков, дренирующих кварцевожильные поля, ранее были установлены знаки молибденита.

Наиболее перспективными являются кварцевые и полевошпаткварцевые прожилки и жилы, образующие в терригенных породах меридионально ориентированные зоны шириной сотни метров и протяженностью первые километры, наследующие, очевидно, разломные структуры глубокого заложения. По минеральному составу выделяются следующие прожил-

ки: 1) белого сливного кварца; 2) кварцальбитовые; 3) серого сливного кварца (с хлоритом); 4) гематит (лимонит)-кварцевые; 5) пирит-серицит (?) -кварцевые. По набору минеральных ассоциаций они могут быть отнесены к кварц-полевошпатовым метасоматитам, пропицитам и березитам, образовавшимся при кислотном выщелачивании на постмагматическом этапе.

Анализ материалов по физико-химии молибденита, его устойчивости и миграционным свойствам показывает, что сульфид молибдена — молибденит, представляющий по существу единственный рудообразующий минерал первичных молибденовых руд, хотя и является по сравнению с другими сульфидами более устойчивым в условиях зоны окисления, тем не менее, в результате длительного воздействия агентов выветривания, особенно в сульфидной среде, он постепенно разлагается. При этом образуются легкорастворимые соединения типа MoO_2 , SiO_2 и H_2MoO_4 .

Оба эти соединения неустойчивы и могут достаточно быстро заместиться в пиритсодержащих рудах труднорастворимым молибдатом железа (ферримолибдит), а в карбонатных рудах — молибдатом кальция (повеллит). Однако времени на переход сернокислого-молибденового комплекса и молибденовой кислоты в молибдаты достаточно для того, чтобы из верхней части месторождений молибден мог быть выщелочен. Такое выщелачивание особенно отчетливо проявляется в кварцмолибденовых месторождениях, расположенных в некарбонатной среде, в районах сухого и жаркого пустынного климата, с длительным существованием континентального режима при устойчивом рельефе участков месторождений. При этом молибденит вначале переходит в повеллит, далее в ферримолибдит, затем в молибденосодержащий лимонит, и, наконец, в лимонит. Степень окисления молибденита снижается по мере увеличения глубины залегания рудных жил.

Конечные продукты окисления молибденовой руды, представляющие собой рыхлые скопления на месте зерен молибденита, в ряде случаев легко вымываются. Поэтому нередко выходы молибденовых тел на поверхности, особенно кварцевые жилы, совершенно не содержат ни первичных, ни вторичных молибденовых минералов. В этом случае о наличии молибденита на глубине можно судить по своеобразным пустотам выщелачивания, имеющим форму розеток и повторяющим очертания скоплений зерен молибденита, на месте которых они образовались.

Индикаторными текстурами лимонита по молибдениту является листоватая ящичная, отражающая пластинчатую форму и совершенную пинакоидальную спайность молибденита, и зернистая (обычно с участками листоватой текстуры), обладающая жирным блеском, обусловленным скорее молибденитом, частично сохранившимся при разложении.

Именно в гидроокислах железа зоны окисления, согласно мировому опыту, концентрируются продукты разложения молибденита — повеллит и ферримолибдит. Первичный же молибденит устанавливается только ниже уровня зоны окисления. В пределах рассматриваемой площади почти во всех типах прожилков в том или ином количестве присутствуют охристые гидроокислы железа, выполняющие многочисленные пустоты выщелачивания, что является весьма благоприятным признаком для данной территории. Кроме того, с гидроокислами железа возможно обнаружение промышленно значимых скоплений золота и элементов группы платины.

Результаты анализа проб на W и Mo гематизированного жильного кварца, кварцевых алевролитов с гидроокислами железа, гематизированных чёрных сланцев, показали следующее. При фоновых значениях для обоих рассматриваемых элементов в 0,0001% в 8 пробах получены содержания W выше 0,01% и в 3 пробах — содержания Mo выше 0,005%. Максимальное значение для W составило 0,019%, а для Mo — 0,010%, что соответственно в 190 и 100 раз выше фоновых.

Учитывая тот факт, что конечные продукты окисления молибденита в большинстве случаев легко вымываются и формируют на уровне грунтовых вод зоны вторичного обогащения, а также наличие многочисленных индикаторных розетковидных и листовато-ящичных пустот выщелачивания в лимонитизированных терригенных породах рассматриваемой площади, следует ожидать резкого повышения молибдена и вольфрама с глубиной.

Данная W-Mo рудная минерализация может быть отнесена к жильному типу и генетически связана с залегающей на глубине интрузией кислого состава.

Выводы

1. В зоне Уралтау присутствуют гранитные интрузии, принадлежащие к формации мезоабиссальных дифференцированных гранитных комплексов, характерных для консолидированных складчатых структур и срединных массивов, где обычно развита редкометальная минерализация. Последняя возникает на поздних

этапах дифференциации гранитной магмы и чаще всего связана с трещинными интрузиями и штоками гранитов, обогащенных альбитом, слюдами, калиевым полевым шпатом. Кровля рудоносных массивов нередко осложнена гребневидными выступами, апофизами и дайками, сопровождаемыми кварцево-жильными полями /Гинзбург, Фельдман, 1982/. Рудоносность подобных массивов всецело зависит от степени эрозионного среза куполов. Уралтауские гранитные массивы имеют незначительную величину эрозионного среза, что при стандартном вертикальном размахе редкометального оруденения в 200—400 метров, делает их вполне перспективными в отношении поисков минерализации на глубину. При этом наиболее перспективными на данный тип оруденения будут слепые купола, не вскрытые эрозией.

2. Лейкократовые граниты Барангуловского комплекса содержат в своем составе типовой набор аксессуарных минералов, свойственных редкометальным гранитам, таких как апатит, сфен, циркон, ильменит, ортит, монацит. Большинство редких элементов, в силу их кристаллохимических особенностей, обладают способностью рассеиваться в решетках перечисленных аксессуарных минералов, т.е. само нахождение подобных минералов в гранитах является положительным поисковым признаком на данный тип элементов.

3. Благоприятным поисковым критерием является тесная геохимическая связь редких металлов с фтором, что проявляется в способности этих металлов образовывать устойчивые комплексные фториды, обладающие высокой летучестью. Особенно эффективно этот критерий работает для тантала и ниобия /Гинзбург, Фельдман, 1982/. Фторидная специализация представляет собой одну из наиболее характерных особенностей геохимии гранитоидов, несущих тантало-ниобиевое оруденение. Ореолы фтора обычно совпадают с местоположением редких металлов. При этом следует иметь в виду, что интенсивность и мощность геохимических ореолов фтора сильно зависят от состава исходных пород — в гранитах эти ореолы обычно «размазаны» и обладают, при большой ширине, низкой интенсивностью, лишь незначительно превышая геохимический фон. Именно такую картину в распределении фтора мы наблюдаем в лейкократовых гранитах Барангуловского массива. Его содержание колеблется от 0,01 до 0,37%, что вполне сопоставимо с концентрациями фтора в потенциальных бериллиеносных гранитах заключительных фаз интрузивных комплексов.

4. Лейкократовые граниты сопровождаются комплексными геохимическими аномалиями

бериллия, фтора, ниобия, олова и минимально промышленными содержаниями тантала. Эндоконтактовый геохимический ореол в пределах зон повышенного расщепления в лейкократовых гранитах выделяется резко повышенной радиоактивностью со смешанной уранториевой природой, что служит надежным поисковым признаком редкометальной минерализации и позволяет эффективно применять для ее оконтуривания наземную гаммаспектрометрию. При прогнозировании танталониобиевой минерализации исходя из анализа геохимических и геофизических материалов наиболее перспективными следует считать участки совмещения геохимических ореолов вышеуказанных индикаторных элементов и локальных ра-

диометрических аномалий.

5. Вольфрам-молибденовая минерализация связана с крупным нескрытым эрозией интрузивным телом кислого состава, отдельные части которого обнажены в виде небольших штокообразных выходов Артлышского гранитоидного массива. Редкометальная минерализация может быть отнесена к жильно-штокверковому типу W-Mo рудной формации, локализованной в надинтрузивной зоне в вертикальном интервале около 1 км. Артлышский массив образовался в гипабиссальной приповерхностной фации и имеет слабо эродированную рудномагматическую систему с частично вскрытой W-Mo минерализацией, что делает ее весьма перспективной в промышленном отношении.

ЛИТЕРАТУРА

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В. и др. Так что же такое «редкометальный гранит»? // Зап. Всерос. мин. общ. 1999. Ч. СХХVIII, № 6, с. 28—40.

Бородин Л.С. Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu / Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 1, с. 3—26/.

Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Тантал и ниобий / Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1982.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. К геохимии тантала, ниобия, циркония и гафния в гранитах и щелочных породах фтористого профиля по экспериментальным данным / Геохимия, 2001, № 6, с. 621—635.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, 1998. 492 с.

Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Р-Т условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология, 1998, Т. 6, № 5, с. 497—511.

Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечухин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии / Рифей Северной Евразии, Екатеринбург, 1997, с. 28—36.

Луговский Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н. и др. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Наука, 1972. С. 131—162.

Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография) / отв. ред. Гоньшакова В.И. М.: Наука, 1983. 365 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / ИГ УНЦ РАН, УФА, 2000, 146 с.

Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Строение Урала в сечении Троицкого профиля / Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 3. С. 348—351.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. / Изд-е Башкирск. ун-та. — Уфа, 2002. — 268 с.

Скрипий А.А. Сейсмостратиграфия и геодинамика развития основных структур Башкирского Урала / Ежегодник-1995, ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1996, с. 99—104.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: АН СССР, 1961. 230 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 250 с.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника, 2000, № 5, с. 44—60.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microtermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vito and Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena, 1994, p. 117—130.

Pearce J. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1966. Vol. 19, № 4. P. 120—125.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // j. Petrol. 1984. Vol. 24, № 4. P. 956—983.

Taylor S.R., McLennon S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford a.o.j: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.



Рыкус Михаил Васильевич, к.г.-м.н. Доцент кафедры геологии и разведки нефтегазовых месторождений УГНТУ. Основные научные интересы — литология, петрология, металлогения. Автор и соавтор 6 монографий. Контактный телефон (3472) 28-24-11



Сначев Владимир Иванович, д.г.-м.н. Заведующий лабораторией рудных месторождений Института геологии УНЦ РАН, заслуженный деятель науки РБ. Основные научные интересы — петрология, металлогения. Автор и соавтор 9 монографий. Контактный телефон (3472) 22-06-64