

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ А-ТИПА (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Ю. А. Туркин

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Типизация гранитоидных комплексов и определение их места в геодинамической истории развития геологических структур конкретных регионов имеет немаловажное значение для прогнозирования и оценки перспективности территорий на эндогенные виды полезных ископаемых. Более того, характеру магматизма и типу гранитоидов нередко придается решающее значение при идентификации геодинамических режимов и оценки возможных масштабов оруденения. При этом в настоящее время существует целый ряд различных схем типизации и классификации гранитоидов (Таусон; 1977, White, Chappel, 1977, 1983; Brown e. a., 1984; Дидье и др., 1982; Pearce e. a., 1984; Попов, 1985 и др.), что свидетельствует о неоднозначности решения данной задачи. В связи с этим неопределенной остается и геодинамическая «привязка» некоторых гранитоидных комплексов, что прежде всего относится к А-типу гранитов, выделенных [13] вслед за гранитоидами Чаппела и Уайта и названных в противовес последним анорогенными. Для данных гранитоидов предполагается глубинное мантийное происхождение исходных расплавов и высокий потенциал редкометальной рудоносности. Типоморфными областями развития А-гранитов считаются зоны континентального рифтогенеза. При этом в ряде работ Уоллена, Коллинза, Эби [16, 12] и других авторов отмечено, что гранитоиды А-типа, характеризуя режим растяжения или стабилизации, проявлены в связи с рифтогенезом щитов, но могут встречаться и в иных тектонических обстановках, нередко как финальные плутонические события в орогенических поясах. При значительных вариациях редкоэлементного состава и первичных отношений Sr^{87}/Sr^{86} (0.703-0.715), значения которых включают почти весь диапазон М-, I- и S-типов гранитов, они могут быть отнесены к гранитоидам,

сформированным в условиях посткинematической разрядки, то есть на этапе стабилизации складчатых областей.

В обзорной работе по А-гранитам Н. Эби [12], наряду с выводом о том, что комплексы гранитоидов А-типа являются продуктом сложных процессов, выделяет их в две группы породных ассоциаций; при этом в первую включает производные мантийных источников с низкими отношениями Y/Nb и Sr^{87}/Sr^{86} , а во вторую – гранитоиды со сложной петрогенетической историей и широкими вариациями этих параметров, то есть, по-существу, с самыми разными пропорциями мантийного и корового компонентов. Наряду с тем, Браун с соавторами гранитоиды всех типов, включая низкокальциевые щелочные (пералюминиевые до пералколиновых, то есть А-граниты) рассматривает в составе взаимосвязанных субдукционных серий. Смена составов и, соответственно, геохимического типа гранитоидов объясняется фактором времени, с одной стороны, и увеличением расстояния магмогенерирующих источников от активного желоба – с другой [11]. Ими сделан вывод о часто фиксируемой смешанной мантийно-коровой природе гранитоидов I- и S-типов, а также об обогащенности последних мантийным компонентом и внутриплитными характеристиками в результате комбинированной ассимиляции и фракционной кристаллизации в тыловых частях субдукционных систем. По-существу, в последнем случае речь идет о таком же смешении магм, как и для орогенных гранитоидов, но при ином редкоэлементном составе, обусловленном глубиной магматических выделок и эманаций и предварительной обезвоженностью магматических очагов. В свою очередь, «сухость» анорогенных расплавов обеспечивается, как принято считать, предварительным экстрагированием из нижнекоровых и подкоровых очагов водонасыщенной орогенной магмы. Уолленом с соавторами [16] на дискриминационных диаграммах Пирса [14] выделялись поля фракционированных I- и S-гранитов, по составу значительно перекрывающихся с субсеквентными щелочными анорогенными и посторогенными гранитоидами А-типа. Отсутствие дискретных групп на данных диаграммах свидетельствует в пользу выводов о единстве магматических очагов и, в целом, процесса формирования магм различных геохимических типов гранитоидов. Логичен вывод о закономерном постепенном изменении (эволюции) состава магм от орогенных до анорогенных путем фракционирования расплавов или каким-либо другим путем, в частности, в результате воздействия на расплав мантийного флюида, обогащенного калием, летучими и редкими элементами.

В целом подобный механизм образования плюмазитовых, литий-фтористых и редкометальных гранитоидов предполагался и Л.В.Таусоном [6], выделившим две петрогенетические группы гранитоидных пород. В первую группу он включал граниты, берущие свое начало от базальтоидных магм, а во вторую – возникшие в результате палингенного плавления корового вещества. В обеих группах выделены геохимические типы, близкие по составу классическим гранитоидам А-типа по дополненной классификации Чаппела и Уайта. При этом граниты данных типов базальтоидных магм (гранитоиды латитового ряда и агапитовые редкометальные гранитоиды) обычно завершают временной и латеральной ряд формаций субдукционных геодинамических режимов на максимальном удалении от глубоководного желоба, а гранитоиды второй группы образуются на постинверсионном этапе развития складчатых областей и при процессах их вторичной тектоно-магматической активизации как фракционированный остаток палингенной магмы, то есть максимально отдалены от орогенного гранитообразования во времени. Также как дифференциаты палингенных известково-щелочных гранитов S-типа рассматриваются плюмазитовые редкометальные лейкограниты Л.П.Зоненшайном и М.И.Кузьминым [3].

Н.Л.Добрецовым [2] для образования «сухих» высокофтористых магм использована модель флюидного синтекстиса с обогащением орогенных гранитоидных расплавов мантийным флюидным компонентом (в том числе и фтором). Именно такие граниты сопровождаются базитовыми интрузиями и дайками (предшествующими и последующими), формируясь иногда и как результат повторного плавления ранее сформированных комплексов и остаточных очагов под прямым воздействием габброидной магмы. С этим связывается их высокотемпературность, «сухость», повышенная фтористость при повышенной окисленности, что характеризует, по действующим современным классификациям, А-тип гранитов.

Таким образом, при рассмотрении классификационных схем гранитоидов разных авторов и положения в них А-гранитов достаточно однозначно фиксируется неопределенность их позиции в геотектоническом плане. Гранитоиды А-типа развиты во многих геодинамических обстановках (субдукционные системы, зоны коллизии, области континентального рифтогенеза, «горячие точки»), где присутствует континентальная кора, и не известны только в примитивных срединно-океанических и периокеанических системах. Являясь, в широком смысле, внутриплитными образованиями, данные гранитоидные комплексы максимально удалены от океанических бассейнов пространственно (в субдукционных и коллизионных системах) или во времени (от океанических этапов развития), а нередко и в пространстве и во времени, фиксируя позднюю или заключительную стадию общего процесса кратонизации земной коры, а иногда и непосредственно предвзя ее раскол. Объемы анорогенных гранитоидов находятся в зависимости от мощности континентальной коры: они минимальны в островной обстановке (о.Реюньон) и максимальны на щитах и в зонах коллизии. По-существу, этим и определяется их геодинамическая позиция и практическое значение как индикатора степени зрелости континентальной коры. Можно предполагать, что степень ассимиляции, гибридизма, фракционирования первичных мантийных или коровых выделок, определяющая геохимические и минералогические особенности пород, весьма различна, что выражено в широких вариациях (по сравнению с другими типами) отношений Sr^{87}/Sr^{86} и редкоэлементного состава. При этом граниты А-типа обычно ассоциированы с более ранними гранитоидами других геохимических типов и нередко образуют с ними единые плутонические серии, что достаточно определенно устанавливается на территории Горного Алтая и смежных с ним регионов. Значительную группу пород этих ассоциаций составляют биотитовые и двуслюдяные (с турмалином и гранатом) гранитоиды нормального

и умеренно-щелочного ряда (тип h по Файфу и др., 1981), относящиеся одними исследователями к постколлизийным и позднеколлизийным гранитоидам S-типа, а другими – к анорогенным гранитоидам.

Ранее автором [8, 9] обращалось внимание на тесную ассоциированность девонских гранитоидов различных геохимических типов и сложную совмещенность петрогеохимических характеристик разнотипных гранитоидов в одних комплексах, ареалах и многофазных плутонах Горного Алтая. В общем латеральном ряду активной континентальной окраины андийского типа происходит смена магматитов габбро-диорит-гранодиоритовой формации (топольнинский комплекс) Ануйского блока при повышении ее щелочности и при совмещенности с гранит-гранодиоритовой формацией на границе Салаирско-Алтайского и Алтае-Кузнецкого мегаблоков (югагинский и турочакский комплексы Элекмонарско-Майминского ареала) гранитоидами гранит-лейкогранитовой формации (турочакский комплекс одноименного ареала Бийского и Кебезенского горстов) и гранит-граносиенитовой формации (кызылташский комплекс Уймено-Лебедской группы прогибов). Последняя локализована в пределах девонской структурно-формационной зоны тыловых рифтов и представляет собой позднее звено габбро-гранитной серии. Характеристики анорогенных гранитов нарастают как в латеральном ряду с удалением от зоны субдукции в восточном направлении, так и в более поздних фазах сложных по составу комплексах и мультиплетных сериях (топольнинско-елиновской, югагинско-турочакской, тускульско-кызылташской). При этом, если в Топольнинском ареале, где наряду с присутствием еще более поздних S-гранитов (боровлянский комплекс) преобладают орогенные гранитоиды I-типа при очень ограниченных по объему локальных проявлениях щелочных рибекитовых гранитов, то в Турочакском ареале развиты значительные объемы гранитоидов, которые по ряду параметров могли бы быть отнесены к А-типу, но в то же время характеризуются многими показателями орогенных и коллизийных гранитов, приближаясь нередко к среднему составу S-гранита по Пирсу [14]. Данные гранитоиды, имеющие «смешанные» петрогеохимические характеристики и однозначно не идентифицирующиеся ни с одним из классических типов, слагают, в частности, крупный (более 1000 км²), округло-изометричный в плане петротипический Турочакский массив с зональным кольцевым распределением фаз и фаций. Породы повышенной щелочности сконцентрированы в ядерной части плутона, а лейкограниты нормального ряда образуют широкие периферические части, обнаруживая в большинстве случаев фациальные взаимоотношения и постепенные переходы с субщелочными разностями. По составу темноцветных минералов резко преобладают биотитовые лейкограниты, в значительном количестве присутствуют двуслюдяные разности, при этом мусковит нередко обнаруживает признаки вторичного происхождения. Амфибол (обыкновенная роговая обманка) встречается редко - в единичных мелких полуразложенных зернах только в породах повышенной основности первой фазы внедрения. Калиевый полевошпат развит как в виде пертита, так и в монокристаллах и ксеноморфных зернах. При этом фиксируется более ранний высокий и промежуточный ортоклаз с содержанием альбитовой молекулы от 15 до 40 % (2V = -60-70°; Nm : (001) = 5-10°) и, реже, более поздний промежуточный микроклин (2V = -68-74°; Nm : (001) = 12-15°), иногда микроклин-пертит, в большей степени развитый в меланогранитах первой фазы, но спорадически присутствующий и в субщелочных лейкогранитах. Кроме того, микроклин (часто решетчатый, низкий и максимальный) образует жилы и пегматоидные гнезда с кварцевыми ядрами. Характерно развитие вторичного альбита по ортоклазу с образованием пертитовой микроструктуры и в виде мелкогранобластовых агрегатов прожилковидного облика. Плагноклаз представлен олигоклазом и вторичным альбитом, но нередко присутствуют апозональные корродированные кристаллы измененного более основного плагноклаза, которые, вероятно, можно рассматривать и как реститовый компонент. В единичных случаях, кроме того, фиксируется присутствие реститов апогаббродолеритового облика альбит-хлоритового состава. Из аксессуариев наиболее типичны сфен (нередко в виде титаноморфита), циркон, монацит, ортит, в ряде случаев – гранат. Характерно совместное развитие магнетита и ильменита. Для пород третьей, главной фазы свойственна в различной степени проявленная пегматоидность от фрагментарного идиоморфизма кварца до образования фаций микрогранофириров и гранофир-порфирировых гранитов повышенной щелочности.

Гранитоиды Турочакского плутона обычно обнаруживают низкие значения содержаний Zr (43-140 г/т), Nb (13-18 г/т), Y (11-20 г/т), Yb (1.5-2 г/т), Ga (10 г/т) и варьирующие значения Rb (100-240 г/т) и Sr (40-500 г/т) при в целом низких значениях отношений Rb/Sr (0.15-5.9, чаще 1.2-3.5), что на диаграмме Пальхена и Тишендорфа соответствует пограничной области гранитоидов океанической и континентальной коры. Петрохимические характеристики противоречивы и также не дают однозначного ответа на вопрос о типе данных гранитов. Породы главной фазы имеют промежуточные значения коэффициентов общей щелочности (8.5 % в субщелочных лейкогранитах и 7.5 % в лейкогранитах нормального ряда), аргитности (0.88 и 0.79 соответственно), глиноземистости (1.02 и 1.09) и железистости (0.79 и 0.77) при низкой известковистости (0.06 и 0.09), калиевости (0.44) и окисленности железа (0.43), типичных уже для анорогенных гранитов. Спорадически среди гранитоидов первой фазы встречаются амфибол-биотитовые разности с невысокой щелочностью (7.36 %), аргитностью (0.70) и повышенной известковистостью (0.18), петрогеохимически близкие гранитоидам андезитового ряда по Таусону или I-типа. В Ивановском массиве, который является западным сателлитом Турочакского плутона и сложен подобными лейкогранитами как нормального, так и умеренно-щелочного ряда, фиксируется повышение калиевости (0.48) и железистости (0.88) при снижении степени окисленности железа (0.26). Сходные петрохимические характеристики имеют гранитоиды Чеборского и Урчинского массивов того же комплекса, при этом в последнем, локализованном среди плагногранитов Саракочшинского массива и мигматитов кебезенского метаморфического комплекса, значения калиевости (0.33) минимальны для пород данного ареала и в целом турочакского комплекса, что, вероятно, свидетельствует о большей зависимости его петрогеохимических характеристик от состава вмещающих плагногранитов и плагмиогматитов.

Очень важным аспектом характеристики гранитоидов турочакского, как и более позднего кызылташского комплексов, является неравномерная, но в целом интенсивная степень проявленности автометасоматических изменений. Присутствие вторичных микроклина, альбита, мусковита, хлорита, гематита, титаноморфита свидетельствует о широком развитии процессов кремне-щелочного метасоматоза. При этом во внутренних частях Турочакского плутона проявлена микроклинизация, а в периферических зонах и более широко – альбитизация и сопутствующая ей грейзенизация вуалевого типа. Вместе с надинтрузивными скарнами, скарноидами, пропилитами и внутриинтрузивными грейзенами полевошпатовые метасоматиты и эпипороды образуют здесь фельдшпатолит-грейзеновую региональную метасоматическую формацию (по Плющеву) или сопряженную плутоно-метасоматическую систему. Еще интенсивней эпипородные ассоциации этого формационного типа проявлены в Белокурихинском плутоне пермо-триасового возраста, породы которого в связи с этим характеризуются большей рудоносностью и наличием петрогеохимических показателей гранитоидов А-типа. Наряду с тем, в пределах данного плутона локализована серия сближенных разноориентированных мелких тел (Курановский «шток») двуслюдяных гранатсодержащих субщелочных лейкогранитов с высоким содержанием лития, насыщенных пегматитовыми гнездами и кварц-полевошпатовыми жилами. По составу данные породы соответствуют редкометалло-плюмазитовым гранитоидам, а по облику – интенсивно автометасоматически измененным гранитам. Еще более интенсивно, с образованием рудоносных альбититов, альбитолитов и грейзеноподобных турмалин-слюдисто-кварцевых метасоматитов, проявлены автометасоматические изменения гранитоидов мезозойского чиндагатауйского комплекса (Алахинский «шток») на юге Горного Алтая.

Весьма интересно, что максимальное количество «анорогенных» характеристик обнаруживают именно кварц-полевошпатовые метасоматиты или автометасоматически измененные гранитоиды. Типичны в этом плане описанные в геологической литературе апограниты (Беус, 1962), вторичные сиениты (Казицин, 1963, 1972), фениты (Павленко, Перчук, 1964) и подобные им породы. В нашем случае характерным примером могут быть кварц-альбит-микрклиновые метасоматиты, развитые в контактовой части Кулизенского массива турочакского комплекса и обнаруживающие наиболее высокие показатели щелочности (9.5 %), агпаитности (0.94), железистости (0.81) и наиболее низкие значения глиноземистости (0.98) и известковистости (0.04). Высокие агпаитность (0.91) и щелочность (14 %) при очень низкой известковистости (0.01) характеризуют жильные калишпатиты, а типичные кварц-альбитовые и кварц-адуляровые метасоматиты, широко развитые по различным, нередко повышенной основности породам, часто петрогеохимически практически полностью соответствуют классическим А-гранитам. Так, для Турочакского плутона характерно, что в аляскитах, как наиболее поздних магматических дифференциатах, в наибольшей степени проявлены петрохимические характеристики S-типа гранитов (калиевость – 0.51, агпаитность – 0.67, глиноземистость – 1.27, железистость – 0.69, окисленность – 0.33), в то время как в более ранних дериватах, как уже было отмечено, в большей степени затронутых гидротермально-метасоматическими процессами, нередко преобладают «анорогенные» показатели. Характерными примерами могут быть и уже упомянутые автометасоматически измененные гранитоиды Курановского и Алахинского «штоков», и развитые в пределах Калгутинского массива и его обрамлении дайки эльванов и онгонитов («калгутитов»), представляющие собой, по данным Л.П.Рихванова [5], как и алахинские гранит-порфиры, типичный результат щелочного метасоматоза.

Присутствие кварц-полевошпатовых эпипород с характеристиками А-гранитов зафиксировано в типичных орогенных комплексах, причем иногда они развиты по породам основного состава, возможно, еще на стадии кристаллизации (Этагольский, Кубинский, Нырнинский, Тускульский и др. массивы). В Саракокшинском массиве раннекембрийские плагиограниты М-типа подвергнуты более поздним интенсивным процессам кремне-щелочного метасоматоза с формированием кварц-микрклиновых и кварц-альбитовых эпипород и, в ряде случаев, полнопроявленных метасоматитов. При усилении степени микроклинизации и альбитизации закономерно и постепенно снижается известковистость и глиноземистость, повышается щелочность, агпаитность и железистость, происходит привнос ниобия, иттрия, иттербия, лантана, других редких элементов и усиление петрогеохимических характеристик гранитоидов А-типа. При совместном развитии калишпата и альбита и достаточно сильной проявленности процесса данные метасоматиты по химизму практически полностью соответствуют анорогенным гранитам, сохраняя с плагиогранитами постепенные переходы через менее измененные породы.

В тускульско-кызылташской габбро-гранитной серии, где наиболее ярко проявлены петрографические и петрогеохимические характеристики А-гранитов, фиксируется и соответствующей интенсивности развитие гидротермально-метасоматических процессов. При этом ранние фазы серии (тускульский или раннекызылташский комплекс) обнаруживают принадлежность габбро-диорит-гранодиоритовому формационно-генетическому типу с I-гранитоидами, а поздние дериваты (позднекызылташский комплекс) обычно сложены гранофир-порфирывыми разностями и близки породной ассоциации гранит-граносиенитовой формации. Ксенолиты более ранних габбродолеритов подвергнуты интенсивной перекристаллизации до образования диоритоидных, монцонитоидных, сиенитоидных пород и кварц-альбитовых метасоматитов с содержанием Na_2O до 8 % (что фиксируется в Нырнинском, Чистинском, Учургинском массивах) с сохранением реликтовых габброофитовых структур и фациальных переходов к менее измененным породам основного состава. Гранитоидные породы развиты не только в штоках, но и в жильных штокверках, а также по дайкам габбродолеритов с сохранением исходных пород в виде скиалитов реститоподобного облика. В самих гранитоидах интенсивно проявлен процесс альбитизации с развитием пертитов замещения, что характерно, в частности, для Кызылташского петротипического массива, а в дайках данного комплекса нередко проявлены березитоидные изменения с образованием гематит-кварц-серицитовых пород.

Петрогенетическая модель образования А-гранитов, как уже отмечалось, предполагает, по мнению ряда исследователей, более раннее экстрагирование из подкорковых очагов при плавлении гранулитового протолита водонасыщенной орогенной магмы и обогащение дифференцированных гомогенизированных остатков летучими и редкими элементами. Само по себе это уже означает формирование единой магматической колонны и нахождение в одном формационном и временном ряду орогенных и анорогенных гранитоидов, поскольку консервация магм последних, по всей вероятности, имеет свои возрастные ограничения. В определенной степени это согласуется и со схемой палингеного гранитообразования Таусона с той разницей, что в последнем случае исходные магмы являются внутрикоровыми образованиями. Таким образом, существенно важными в дискуссии о происхождении А-гранитов являются два момента. Первый представляет собой проблему формирования маловодных («сухих») или обезвоженных магм при полном или частичном плавлении исходного субстрата, уже ранее отмеченную автором, второй – степень участия в этом, а также в дальнейшей эволюции расплава флюидных потоков мантийной или коровой генерации. Возможности «сухого» плавления, обусловленного разложением гидратированных фаз (в частности, слюд и амфиболов), рассмотрены У.Файфом, Н.Прайсом, А.Томпсоном [10] при характеристике флюидных систем земной коры. Ими обосновывается вероятность возникновения таким образом расплавов с очень небольшим содержанием воды, в частности, по схеме: породы амфиболитовой фации – недосыщенный водой расплав (1-2 %) + тугоплавкий рестит с ассоциациями гранулитовой фации. По их мнению, такие маловодные расплавы могут диапирировать на верхние уровни земной коры, при этом данные по соотношению изотопов стронция в гранитах свидетельствуют о возможном смешивании коровых и мантийных магм. Анализируя различные пути плавления в термодинамической системе в зависимости от наличия или отсутствия свободного флюида, эти авторы приходят к выводу, что недосыщенные водой расплавы, образующиеся в результате реакций плавления гидратов в отсутствие свободной воды, могут подниматься на более высокие уровни земной коры по сравнению с насыщенными водой расплавами. При этом, рассматривая реакции гидратных минеральных фаз с расплавом, У.Файф с соавторами предполагает образование в результате этого безводных твердых фаз с выделением свободного флюида и истечением его в верхние горизонты коры, называя такого рода реакции как «дегидратация – вскипание». Такие процессы плавления, по мнению данных исследователей, представляют собой эффективный механизм «высушивания» нижних частей земной коры, при этом в процессе подъема недосыщенной водой магмы летучие вещества переносятся в верхние уровни коры или даже к дневной поверхности, что может объяснять высокую рудоносность маловодных расплавов. Данная модель, таким образом, предполагает синхронное развитие магматической колонны и флюидного потока, причем по мере продвижения к поверхности или нарушения термического градиента магма вновь может адсорбировать воду из вмещающих пород, что будет способствовать автометаморфизму кристаллизующихся фаз. Наличие же флюидного потока глубинного происхождения достаточно полно объясняет интенсивную гидротермально-метасоматическую измененность гранитоидных производных «сухих» расплавов и предшествующих обводненных фаз менее глубинного происхождения.

Ф.А. Летников, А.Н. Леонтьев, Т.П. Гантимунова, признавая реализацию вышеописанного механизма плавления в локальных масштабах, отдают предпочтение модели с внешним источником флюида, принимая за основу концепцию о глубинном происхождении флюидов, под действием которых происходит плавление алюмосиликатного субстрата. При этом отмечается, что в геологической практике имеется широкий набор фактических данных, указывающих на длительную миграцию флюидных компонентов из верхней мантии или нижних частей коры вдоль протяженных магматических колонн. Анализируя флюидные характеристики гранитоидов Кокчетавской глыбы, данные авторы приходят к выводу, что даже недосыщенные водой расплавы при кристаллизации генерируют большое количество собственно водного высокотемпературного флюида, который выполняет образующиеся при этом поры и трещины или же покидает пределы бывшей магматической камеры. При этом уменьшение общего давления приводит к существенной общей дегазации исходного расплава, что подтверждает тезис о всевозрастающей степени потери флюидной фазы гранитоидными расплавами по мере подъема их в верхние горизонты коры [4]. Таким образом, логично предположить, что в условиях посткинematической разрядки при увеличивающейся мощности земной коры ее верхних горизонтов будут достигать только обезвоженные расплавы при значительных объемах сопутствующего свободного флюида, производящего интенсивную гидротермально-метасоматическую переработку ранних фаз внедрения полихронных и полифазных массивов. Ф.А. Летников с соавторами на примере гранитоидных комплексов Казахстана отмечает, что степень и интенсивность метасоматических изменений нарастает от древних, представленных габбро-диорит-гранодиоритовыми породными ассоциациями, к более молодым образованиям – лейкогранитам и аляскитам, где метасоматические процессы проявлены наиболее широко и полно. Такая же закономерность устанавливается автором и для гранитоидных комплексов Горного Алтая.

Сравнение флюидных характеристик редкометалльных апогранитов, альбититов и альбитизированных гранитов с нормальными биотитовыми гранитами показывает, что в последних содержание H_2O в 2-4 раза выше, а отношение H_2/H_2O ниже, чем в первых. Это позволяет сделать вывод о более восстановительном характере флюидных систем, под воздействием которых формировались данные автометасоматические производные нормального гранитоидного ряда. Многие специфические черты таких пород (как и редкометалльных пегматитов) указывают на весьма глубинный характер флюидов, имеющих, возможно, мантийную природу [4]. К типоморфным признакам рассматриваемых образований (по существу, типичных А-гранитов – Ю.Т.), обнаруживающих приуроченность к глубинным разломам, наряду с достаточно высоким уровнем восстановленности эндогенных флюидов, Ф.А. Летников с соавторами относят обогащенность пород редкими элементами и фтором, а также наличие гелиевых аномалий,

что позволяет сделать вывод о том, что выплавление и дальнейшая эволюция кислых магм, на базе которых формируются редкометалльные гранитоиды, происходит под воздействием стационарных мантийных флюидных потоков, обогащенных данными компонентами.

Анализ флюидного режима гранитоидов различных геохимических типов позволяет утверждать, что в процессе гидротермально-метасоматической перекристаллизации происходит обезвоживание орогенных гранитоидов с привнесением фтора, редких элементов и ростом коэффициента восстановленности флюидов. Причиной данных преобразований является наличие мантийного флюидного потока, генерированного при дегазации нижнекоровых и подкоровых магматических очагов на стадии посткинematической разрядки орогенных и коллизионных геодинамических режимов. В гранитоидах северо-восточной части Горного Алтая, по данным А.И.Гусева [1], коэффициент восстановленности флюидов характеризуется в целом повышенными значениями. При этом он максимален (0.22-0.30) для граносиенитов кызылташского комплекса (гранитоиды А-типа гранит-граносиенитовой формации) и минимален (0.09) для кварцевых монцодиоритов югалинского комплекса (гранитоиды I-типа габбро-диорит-гранодиоритовой формации). В турочакском комплексе со смешанными петрогеохимическими характеристиками максимальные значения данного параметра (0.21-0.23) устанавливаются для разностей, наиболее измененных гидротермально-метасоматическими процессами (ранние фазы внедрения и кристаллизации). В то же время отношение $ОН/F$ в составе биотитов закономерно снижается от плагиогранитов саракокшинского комплекса (гранитоиды М-типа) к гранодиоритам югалинского комплекса и далее к лейкогранитам турочакского и кызылташского комплексов, что свидетельствует о закономерном повышении фтористости и снижении водонасыщенности магм в процессе возрастания степени зрелости и мощности земной коры. Выделенные А.И.Гусевым поля геохимических типов гранитоидов на диаграмме составов биотитов с координатами железистость – глиноземистость – отношение $ОН/F$ перекрываются, а рассматриваемые гранитоиды образуют сплошной рой фигуративных точек с закономерным возрастанием фтористости и железистости биотитов от раннеостроводужных плагиогранитов М-типа саракокшинского комплекса к «анорогенным» гранитоидам турочакского и кызылташского комплексов, становление которых происходило в зоне тыловых рифтов активной континентальной окраины.

Таким образом, как показывает анализ ситуации, гранитоиды данного геохимического типа не являются индикаторами какого-либо конкретного геодинамического режима, но проявлены в пределах блоков с относительно зрелой континентальной корой, что позволяет их считать внутриплитными образованиями. При этом степень «внутриплитности» и «анорогенности» сильно варьирует даже в пределах отдельных небольших плутонов, что фиксируется противоречивостью петрогеохимических характеристик и зависит от интенсивности процессов наложенных метасоматических изменений. Учитывая эти факторы, можно предположить, что данные магматические комплексы должны быть сопряжены с областями метаморфических преобразований (будь то воздействие флюидов на расплав, кристаллизующуюся или уже раскристаллизованную породу) того или иного глубинного уровня и не могут не испытывать влияния корового вещества в той или иной форме. В нашем случае, чаще всего, фиксируется значительное участие в их формировании процессов кремне-щелочного метасоматоза [5, 7, 8], при этом наложенные преобразования приобретают для данного геохимического типа гранитоидов петрогенетическое значение. Характерность этих процессов для А-гранитов отмечалась и ранее Коллинзом, Бедардом, другими авторами, а Н.Эби условием для надежной диагностики данного типа гранитоидов считает отсутствие поздней стадии метасоматического перераспределения редких элементов [12]. По существу, это попытка отделить «настоящие» и «ненастоящие» А-граниты. Но отсутствие такой стадии вообще труднопредставимо и вряд ли возможно, поскольку интенсивность метасоматических процессов с перераспределением компонентов, на что уже раньше было обращено внимание, в целом также нарастает с увеличением зрелости и мощности континентальной коры на позднеорогенной и позднеколлизионной стадиях, что подтверждается объемами гидротермальной рудной минерализации с увеличением количества и разнообразия околорудных метасоматитов. Если гранитоиды М-типа менее всего затронуты автометасоматическими преобразованиями, I-граниты изменены тем более, чем дальше они удалены от зоны субдукции и заражены (контаминированы) коровым веществом (что фиксируется, в частности, при сравнении топольнинского и югалинского комплексов Горного Алтая), а S-граниты, часто подвезнутые автометасоматозу [15], происхождением своих магм обязаны интенсивным глубинным метаморфическим и метасоматическим процессам, то логично предположить, что граниты А-типа непосредственно являются производными данных процессов, развиваясь по гранитоидам других типов в результате их автометасоматического перерождения под воздействием свободных флюидов, в том числе и мантийной генерации, на расплав и раскристаллизованные породы. Последнее сопровождается выносом магния, кальция, обезвоживанием пород и привнесением щелочей, летучих и редких элементов, что геохимически характеризует как кремне-щелочные метасоматиты, так и анорогенные гранитоиды. Во всяком случае, везде, где фиксируется интенсивное развитие процесса кремне-щелочного метасоматоза, проявлены петрогеохимические характеристики А-типа гранитов. Не являются исключением топольнинский, майорский, югалинский, каракудюрский и другие интрузивные комплексы Горного Алтая и смежных регионов Алтае-Саянской области, отнесение которых к орогенным магматическим образованиям не вызывает сомнения.

Анализ литературных данных показывает, что одной из возможных первопричин образования А-гранитоидных расплавов может быть подъем адвективным путем на высокие внутрикоровые уровни источников аномального тепла, связанных, в свою очередь, с подъемом высоконагретого мантийного материала в зонах растяжения земной коры, что устанавливается, в частности, в рифтовых зонах и обеспечивает развитие аномальных фациальных метаморфических серий. Происходит создание условий для интенсивного флюидно-теплового потока. Интенсивный

метаморфизм и метасоматоз в условиях изобарно-изотермической системы способен привести к анатексису коровых пород и формированию S-гранитов (по Чаппелу и Уайту). Но при активном участии мантийного флюидного компонента, обогащенного летучими и редкими элементами (условия флюидного синтексиса по Н.Л.Добрецову), на этапе тектонической стабилизации, подъема палингено-анатектических магм и последующего метасоматического перерождения в условиях изохорно-изотермической системы, вполне вероятно формирование гранитоидов анорогенного типа. Логично предположить и существование большого количества гранитоидов переходного (AS) типа с различным сочетанием мантийного и корового компонентов, что неоднократно отмечалось в работах Эби, Дидье, Попова, Брауна с соавторами и других занимавшихся данной проблемой геологов.

Важен и другой аспект: классические S-граниты Чаппела и Уайта образуются путем плавления метаосадочного, главным образом, метапелитового субстрата, что и определяет их основные отличия как от орогенных, так и от анорогенных гранитоидов (наличие метаосадочного рестиита, акцессорного кордиерита, высокая глиноземистость), при этом последние очень часто имеют близкие с ними петрогеохимические характеристики и сильную в целом вариабельность редкоэлементного состава. Такая заданность условий выплавления гранитоидов S-типа представляется довольно условной, так как вряд ли в земной коре, особенно в древних эвгеосинклинальных зонах, найдется много участков с чисто осадочным типом разреза. Наличие же в участках корового плавления метабазальтоидных, ортометаморфических, карбонатных и других низкоглиноземистых пород, вероятно, будет обязательно сказываться на составе палингенных магм в сторону увеличения их отличий от типичных S-гранитов. Так, в северо-восточной части Горного Алтая в составе коры присутствуют базальты, плагиориолиты и плагиограниты толеитового ряда, подвергнутые интенсивному метаморфизму андалузит-силлиманитовой фациальной серии с образованием кристаллосланцев и плагиомигматитов (кебезенский комплекс). Пространственно к ним приурочены Урчинский и Чеборский гранит-лейкогранитовые массивы, рассматриваемые автором как фации параавтохтона и петрографически родственные турочакским гранитоидам, которые могут быть интерпретированы как аллохтонные производные Кебезенско-Саракокшинского мигматит-плутона. При этом они частично наследуют петрогеохимические особенности развитых в субстрате плагиогранитов раннеостроводужного саракокшинского габбро-плагиогранитного комплекса и лейкосомы мигматитов кебезенского метаморфического комплекса, также обнаруживая сходство как с гранитами S-типа (или переходного IS-типа), так и с анорогенными гранитоидами. В результате гранитоиды Турочакского плутона по содержаниям Nb, Ta, Y, Zr, Ga, отношениям Rb/Sr и Sr^{87}/Sr^{86} и при высокой кремнекислотности в ряде случаев близки гранитоидам толеитового ряда (M-типа), а по составу биотитов ($f = 45-57$, $L = 19-23$) идентифицируются с орогенными гранитоидами андезитового ряда (I-типа).

Таким образом, двуслюдяные и биотитовые граниты низкой известковистости и повышенной щелочности, не обнаруживающие непосредственной связи с метаморфизмом, обогащенные редкими элементами и на этом основании определяемые в настоящее время многими геологами как гранитоиды A-типа, рассматриваются здесь как производные сложных процессов взаимодействия мантийных флюидов, глубинных и коровых расплавов. По существу, они являются модифицированными и автometаморфизованными позднеорогенными и коллизионными гранитоидами, обнаруживая с последними по петрогеохимическим характеристикам «постепенные» переходы и «смешанные» подтипы. Ранее Уолленом, Пирсом, Харрисом и Тиндлом уже были выделены подобные группы фракционированных I- и S-гранитов и было убедительно показано, что данные магматиты достоверно отличаются от гранитоидных комплексов рифтогенно-континентальных геодинамических режимов [14]. Характерно, что на диаграммах распределения редких элементов (Ba – Rb – Sr, Ba – Li – Rb и др.) и многокомпонентной петрохимической диаграмме Батчелора и Боудена литий-фтористые и микроклин-альбитовые граниты, биотитовые и двуслюдяные лейкограниты (турочакского и калбинского типов) завершают тренды дифференциации I-, S- и IR-гранитоидных серий, что также убедительно показывает закономерность развития анорогенных гранитоидов как фракционированных остатков орогенных и коллизионных магм на этапе посткинematической разрядки соответствующих геодинамических режимов. При этом следует подчеркнуть, что часто гранитоиды A-типа развиты в результате интенсивного автometасоматоза или наложенных гидротермально-метасоматических изменений орогенных и коллизионных гранитоидов, фиксируя стадию тектонической стабилизации (и локального растяжения) и сменяя в пространстве и во времени классические гранитоиды I-типа, что также может быть рассмотрено в контексте общей эволюции единой родоначальной магмы. Не должна исключаться и петрогенетическая модель фракционирования первичных мантийных выплавов, но и тогда «анорогенная» магма не минует взаимодействия с коровым веществом и автometасоматического перерождения на заключительном этапе становления.

В заключение следует подчеркнуть, что гранитоиды A-типа фиксируют определенную стадию магматического процесса и не являются индикатором конкретного геодинамического режима, локализуясь в участках и блоках относительно зрелой континентальной коры и тем объемней, чем более мощной и зрелой эта кора является. Данные породные ассоциации сменяют орогенные гранитоиды (I-типа) в пространстве и во времени на стадии посткинematической разрядки и тектонической стабилизации и, вероятно, замещают коллизионные гранитоиды (S-типа) в участках коры континентального или переходного типов с вулканогенным или ортометаморфическим типом разреза.

Гранитоиды A-типа своим непосредственным происхождением в значительной степени обязаны кремнещелочному метасоматозу и автometасоматозу, развиваясь по гранитоидам других геохимических типов на стадии синмагматической и постмагматической дифференциации мантийно-корового интрузивного вещества, что не исключает и механизма фракционирования исходных магм с участием трансмагматических флюидных потоков. Генерация «анорогенных» магм более всего соответствует механизму флюидного синтексиса (по Добрецову) как глу-

бинному аналогу метасоматического процесса с предварительным осушением коры за счет выноса воды при многократном метаморфизме, а также в связи с остыванием коры и, как следствие этого, рождением расплавов на все более глубоких уровнях.

Девонские и позднепалеозойско-мезозойские гранитоиды Горного Алтая (граниты соответственно турочакского и калбинского типов), по ряду показателей близкие геохимическому типу А-гранитов, представляют собой фракционированные остатки и метаморфизованные производные орогенно-коллизийной магмы, сформированные в тыловой части активной континентальной окраины андийского типа (и на заключительной стадии развития последней) и в обстановке внутриконтинентальной коллизии, и не могут рассматриваться в качестве индикатора рифтогенно-континентального геодинамического режима, хотя и обнаруживают внутриплитные характеристики. В любом случае логично предполагать образование «анорогенных» гранитоидов и гранитоподобных пород с ярко выраженной редкометальной и редкоземельной специализацией как результат активного воздействия обогащенных флюидов на магматические производные различных геодинамических режимов на стадии синмагматической и постмагматической дифференциации при интенсивном развитии кремне-щелочного метасоматоза. Подобные локальные магматические образования возможны на значительных территориях Горного Алтая в ареалах развития коллизионных и даже орогенных гранитоидных комплексов.

Литература

1. Гусев А.И. Петрогенетические типы гранитоидов Горного Алтая и связанное с ними оруденение // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России, том I, Томск, 2000, с.55-57.
 2. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981, 236 с.
 3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 190 с.
 4. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981, 184с.
 5. Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области: металлогенические аспекты // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Том II. Томск, 2002. С. 122-129.
 6. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977, 280с.
 7. Туркин Ю.А. Структурно-тектоническое положение и рудоносность кварц-полевошпатовых метасоматитов Горного Алтая / День Земли – научные и педагогические проблемы: тезисы докладов I межвуз. научно-практической конференции, Часть I. Бийск, 1995, С.122-126
 8. Туркин Ю.А. Некоторые аспекты типизации гранитоидных комплексов Горного Алтая // День Земли – научные и педагогические проблемы: тезисы докладов I межвуз. научно-практической конференции, Часть I. Бийск, 1995, С.126-129.
 9. Туркин Ю.А. Эволюция и зональность девонского магматизма северо-восточной части Горного Алтая как структурно-формационной зоны тыловых рифтов активной континентальной окраины // Проблемы геодинамики и минерогенеза Южной Сибири, Томск, 2000, с.81-85.
 10. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981, 435с.
 11. Brown G., Thorpe R.S., Webb P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. I. Geol. Soc., 1984, vol. 141, N3, p.413-426.
 12. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis. «Lithos», 1990, vol. 26, N 1-2, p.115-134.
 13. Loiselle M.G., Wones D.R. Characteristics of anorogenic granites. – Abstr. with progr. geol. Sol. Am. A.G.M., 1979, p.539.
 14. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. – Journ. of Petrology, 1984, vol. 25, N 4, p.956-983.
 15. Pitcher W.S. Granites type and tectonic environment. – In: Mountain building processes, ed. by K.J.Hsu, 1983, p.19-40.
 16. Whalen J.B. A-type granites in New Brunswick. «Pap. geol. Surv. Can.», 1986, N 86-1/A, p.297-300.
 17. White A.J.R., Chappel B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. – Tectonophysics, 1977, vol. 43, N 1, p. 7-22.
-